

УДК 550.4:552.323.5:551.732.2

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО ОКЕАНИЧЕСКОГО МАГМАТИЗМА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА ОТ ПОЗДНЕГО НЕОПРОТЕРОЗОЯ ДО РАННЕГО КЕМБРИЯ

© 2008 г. И. Ю. Сафонова

Институт геологии и минералогии СО РАН
630090 Новосибирск, просп. Коптюга 3, Россия;
e-mail: inna@uiggm.nsc.ru

Поступила в редакцию 10.07.2007 г.
Получена после доработки 11.10.2007 г.

В позднем протерозое – раннем кембрии на юго-западной окраине Палеоазиатского океана существовала группа океанических островов и/или поднятий (далее “палеоостров” или “подводная гора”), образованных в результате действия океанического магматизма горячих точек. В позднем кембрии они были аккрецированы к Кузнецко-Алтайской островной дуге и позже, при закрытии палеоокеана, вошли в состав аккреционных комплексов западной части Алтае-Саянской области (Юго-Западная Сибирь, Россия). Содержания породообразующих и редких элементов, а также изотопный состав Sr и Nd в пиллоу-лавах и потоках базальтов Курайского (600 млн. лет) и Катунского (550–530 млн. лет) палеоостровов Горного Алтая характеризуют эволюцию магматизма гавайского типа Палеоазиатского океана в течение этого периода. Полученные данные свидетельствуют о существенном изменении состава лав с 600 до 550–530 млн. лет. Для толеитовых базальтов Курайского палеоострова (600 млн. лет) из южной части Горного Алтая характерны более низкие концентрации несовместимых элементов и более высокие отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, чем для более молодых толеитовых и щелочных базальтов Катунского палеоострова (550–530 млн. лет), породы которого выходят на поверхность в северной части Горного Алтая. Редкоэлементный состав катунских лав близок к таковому для толеитов Гавайских островов, а отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в первых ниже, чем в курайских базальтах. В работе высказано предположение, что более древний Курайский палеоостров формировался над более тонкой океанической литосферой, т.е. ближе к зоне палеоспреди́нга, чем более молодой Катунский палеоостров. Вероятно, наблюдаемые временные вариации химического и изотопного состава лав связаны с вариациями степени плавления гетерогенной мантии из-за различной толщины океанической литосферы, над которой формировались Курайский и Катунский палеоострова. В эдиакаране плюм в Палеоазиатском океане располагался под более молодой и, следовательно, менее мощной литосферой. При этом степени плавления в мантийной колонне были выше, что привело к большему вовлечению в расплав тугоплавкого деплетированного материала верхней мантии. Через 50–70 млн. лет, т.е. в раннем кембрии, плюм уже “прожигал” более мощную литосферу; его мантийная колонна стала короче и степени плавления в ней были ниже; при этом в базальтовый расплав вошло больше легкоплавкого и обогащенного некогерентными элементами нижнемантийного материала.

Внутриплитный магматизм горячих точек считается результатом поверхностного проявления мантийных плюмов, которые представляют собой колонны разогретого материала, поднимающиеся из глубин нижней мантии (Morgan, 1971). Геохимическое изучение плюмовых базальтов докембрия и палеозоя дает возможность получить представления о структуре и составе мантии того времени. Ранее опубликованные результаты изучения современных и древних океанических базальтовых лав показали, что состав внутриплитных базальтов океанических островов и поднятий (OIB) более разнообразен, чем состав базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), которые образуются в результате декомпрессионного плавления вещества верхней мантии (Hof-

mann, 1997; Reiners, 1998 и др.). Несмотря на большое количество публикаций об океанических плюмовых базальтах, природа вариаций геохимического и изотопного состава как молодых (базальты Императорско-Гавайской цепи подводных гор (ИГЦ)), так и более древних внутриплитных лав до сих пор остается неясной. Одним из возможных факторов гетерогенности глубинной мантии считаются процессы субдукции океанической литосферы (Hofmann, 1997; Hofmann, White, 1982).

Примитивные базальтовые магмы поднимаются от глубин их мантийных источников до поверхности без существенного охлаждения и кристаллизации en route, и, следовательно, данные по их геохимическому составу могут дать информа-

цию о составе мантийного источника и степени частичного плавления в мантии. С другой стороны, на меньших глубинах исходный состав ОИВ могут изменить влияние океанической литосферы, близость зоны спрединга и фракционная кристаллизация. Цепочки подводных гор, сформированные при движении океанических плит над мантийными плюмами, фиксируют изменения в составе лав, изливающихся на поверхность над определенным плюмом в определенный период времени. Поэтому изучение временных вариаций химического состава внутриплитного магматизма дает возможность оценить влияние, в частности, океанической литосферы на состав внутриплитных лав (Basu, Faggart, 1996; Dupuy et al., 1993). При использовании геохимических данных по плюмовым базальтам важно учитывать влияние менее глубинных процессов на состав лав. Данные по многим цепочкам вулканов показывают, что для некоторых из них характерны значительные вариации состава базальтов, в то время как в пределах других горячих точек в течение достаточно долгого периода времени изливались лавы очень похожего состава. Например, состав лав, изливавшихся над Луисвильской горячей точкой в южной части Тихого океана, мало изменился за последние 70 млн. лет (Cheng et al., 1987), а редкоэлементный и изотопный состав лав, изливавшихся над Гавайской горячей точкой, за 85 млн. лет изменился существенно (Regelous et al., 2003). Чаще всего геохимические вариации состава внутриплитных базальтов объясняют их изливанием на различном расстоянии от зоны спрединга и/или изливанием на океаническую литосферу разного возраста и, следовательно, разной мощности (Regelous, Hofmann, 1999; Regelous et al., 2003).

В данной работе представлены результаты изучения химического состава базальтов Курайского и Катунского палеоостровов, фрагменты которых встречаются в каледонских аккреционных комплексах Горного Алтая (рис. 1). Палеоострова и подводные горы образовались на юго-западе Палеоазиатского океана в период от 600 до 550–530 млн. лет. Наши предыдущие исследования показали, что редкоэлементные составы лав более древнего Курайского палеоострова (600 млн. лет) и более молодого Катунского палеоострова (550 млн. лет) существенно отличаются друг от друга (Safonova et al., 2004; Сафонова, 2005). Такого рода геохимические вариации характерны для многих цепочек подводных гор возраста до 85 млн. лет (Regelous et al., 2003; Ito, Mahoney, 2005). Но для более древних океанических поднятий или подводных гор, которые сохранились во многих аккреционных поясах Дальнего Востока, Японии, Австралии и Канады (Ханчук и др., 1989; Войнова и др., 1994; Гордиенко и др., 2007; Isozaki et al., 1990; Polat et al., 1999; Ko-

miya et al., 2002), таких исследований еще не проводилось. Проблема в том, что в результате тектонических процессов первичные взаимоотношения вулканитов и ассоциирующих осадочных пород, как правило, нарушены, и поэтому очень сложно определить возраст базальтов из разных комплексов и обосновать их связь с эволюцией одного палеоокеана, одной океанической плиты и/или одной горячей точки. Курайский (600 млн. лет) и Катунский (550 млн. лет) палеоострова представляют собой уникальные объекты с сохранившимися первичными взаимоотношениями базальтов и осадочных толщ, по которым был надежно определен их возраст. Это позволило привязать эти объекты к имеющимся геодинамическим палеореконструкциям (см. ниже).

Детальное геохимическое и предварительное изотопное изучение лав из обоих палеоостровов было проведено с целью характеристики временных изменений состава внутриплитного магматизма Палеоазиатского океана с позднего протерозоя до раннего кембрия и выяснения их причин.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

В позднепротерозойское время группа палеоостровов и подводных гор существовала в Палеоазиатском океане, который располагался между Сибирью и Восточной Гондваной и достигал 4000 км в ширину (Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994; Добрецов и др., 2005; McKerrow et al., 1992; Dobretsov et al., 1995 и др.). Закрытие Палеоазиатского океана привело к формированию нескольких аккреционных комплексов, которые в настоящее время сохранились на Горном Алтае. Эти комплексы образовались в ходе трех основных аккреционно-коллизийных этапов эволюции палеоокеана. Первый этап – раннекембрийская субдукция океанической коры, во время которой палеоострова и подводные горы были аккретированы к протяженной Кузнецко-Алтайской островодужной системе, существовавшей на юго-западной окраине Сибирского континента. На втором этапе, в позднем кембрии–раннем ордовике, продолжавшаяся субдукция привела к аккреции островной дуги вместе с палеоостровами к Сибирскому континенту, что вызвало складчатость и надвигообразование. Третий этап включает два события: аккрецию Алтае-Монгольского микроконтинента гондванской группы к Сибирскому континенту и коллизию Сибирского и Казахстанского континентов. В позднем палеозое аккреционно-коллизийная структура окраины Сибирского континента была нарушена крупномасштабными правосторонними сдвигами, которые образовали характерную мозаично-блоковую структуру Южной Сибири (Buslov et al., 2001, 2002). Формирование Курайской и Катунской аккреционных зон, включаю-

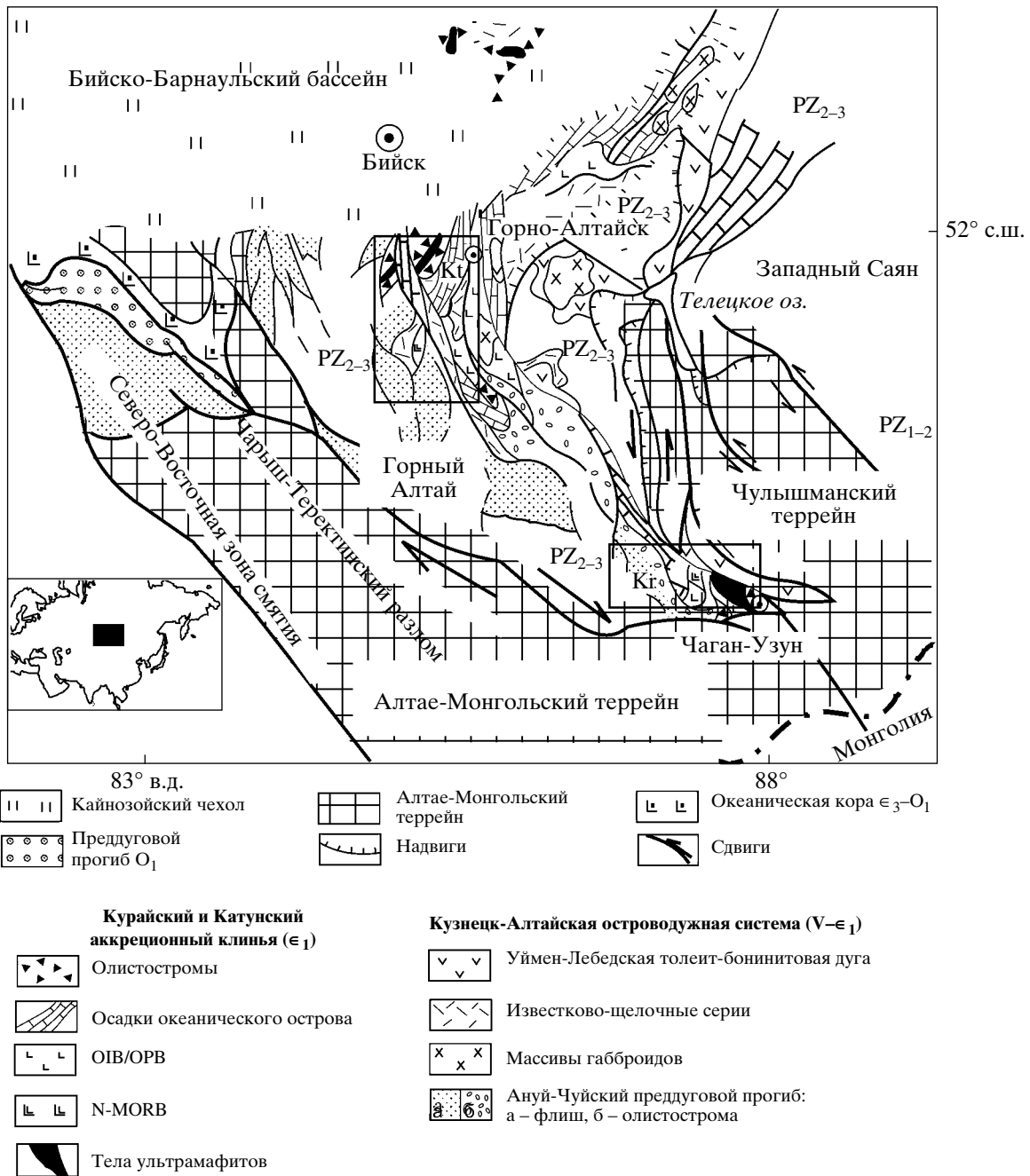


Рис. 1. Схема геологического строения Горного Алтая по (Buslov et al., 2001) с изменениями. Кг – Курайский палеоостров, Кт – Катунский палеоостров.

щих фрагменты одноименных палеоостровов, связано с одним и тем же этапом эволюции Палеоазиатского океана – со среднекембрийской аккрецией океанических островов и поднятий к Кузнецко-Алтайской островной дуге (Берзин и др., 1994; Симонов и др., 1994; Buslov et al., 2002).

Таким образом, на основе имеющихся геодинамических реконструкций считается, что Курайский

и Катунский палеоострова сформировались в пределах одного палеоокеана и связаны с действием горячей точки. В целом внутриплитный магматизм был проявлен в Палеоазиатском океане с эдиакарана до раннего карбона (Safonova et al., 2004) и был связан с действием либо Тихоокеанского (Maruyama, 1994), либо Североазиатского (Ярмолюк и др., 2000) долгоживущего суперплюма.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ И ИХ ВОЗРАСТ

Горный Алтай представляет собой складчатую область или террейн, расположенный на юго-западной окраине Сибирского континента (рис. 1) и имеющий сложную тектоническую структуру, сформированную в течение нескольких этапов океанической субдукции, аккреции островов, подводных гор и микроконтинентов и сдвигообразования. В состав террейна входят тектонические толщи различного геодинамического происхождения: островодужные комплексы, фрагменты океанической коры, аккреционные клинья, отложения преддуговых прогибов и т.д. (Buslov et al., 2001, 2002). Толщи, содержащие фрагменты палеоостровов с внутриплитными базальтами, структурно связаны с *Курайским и Катунским аккреционными комплексами* и чередуются с надвиговыми пластинами олистостром и офиолитов. Курайский палеоостров из *Курайского аккреционного комплекса*, ранее называвшего Баратальским (Добрецов и др., 2004; Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2004), имеет размеры 70x20 км. Катунский палеоостров входит в состав *Катунского аккреционного комплекса*, расположен в 200 км к северу от Курайского палеоострова и достигает 120 км в длину и 40 км в ширину. Оба палеоострова сложены базальтовыми лавами и кремнисто-карбонатно-терригенными толщами. Ниже приводится краткое описание геологических взаимоотношений вулканогенных и осадочных комплексов палеоостровов по данным, опубликованным в (Добрецов и др., 2004; Buslov et al., 2001, 2002; Safonova et al., 2004; Uchio et al., 2004 и др.) (рис. 1).

В *Курайском аккреционном комплексе*, расположенном в южной части Горного Алтая (рис. 1), отложения палеоострова выходят на поверхность фрагментарно на участке между поселками Чаган-Узун и Курай и представлены базальтами основного магматического тела, известняками карбонатной “шапки” и обломочными склоновыми отложениями, а также вулканогенно-осадочными породами основания палеоострова и базальтами океанического дна (Buslov et al., 2002; Uchio et al., 2004). Палеоостров состоит из трех толщ: вулканогенной, вулканогенно-осадочной и осадочной. Вулканогенная толща, или основное магматическое тело, состоит из пиллоу-лав и потоков плагноклаз- и пироксен-плагноклаз-порфировых базальтов, претерпевших изменения в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Магматические породы включают редкие прослойки и линзы обломочных известняков, доломитов, кремней и вулканомиктовых песчаников (рис. 2).

Вулканогенно-осадочная толща (склоновые фации) включает слоистые и массивные известняки, известковистые аргиллиты, кремни, пил-

лоу-лавы, а также вулканические брекчии и конгломераты, переслаивающиеся с хлоритизированными аргиллитами и вулканомиктовыми песчаниками. Признаками формирования отложений на склонах палеоострова или подводной горы являются конседиментационная складчатость (Z-складки), текстуры оползания, брекчирование и невыдержанная мощность осадочных слоев. Вулканогенно-осадочная брекчия состоит из обломков базальта, известняка, алевролита и кремней, погруженных в глинисто-карбонатно-кремнистый матрикс (рис. 2).

Осадочная толща (карбонатная “шапка” острова) сложена карбонатными и кремнистыми породами. Карбонатные породы представлены серыми массивными и слоистыми известняками и карбонатной брекчией. Известняки часто согласно перекрывают пиллоу-лавы. Массивные известняки содержат кремнистые нодулы, прослойки и линзы черных известняков, а также строматолиты и ооиды. Микритовые слоистые известняки частично доломитизированы, ассоциируют с известняковой брекчией и переслаиваются с кремнями. Для них характерны текстуры оползания. В обеих разновидностях известняков отсутствует крупнозернистый терригенный материал (рис. 2).

Катунский аккреционный комплекс расположен в северной части Горного Алтая, к югу от г. Горно-Алтайск (рис. 1), состоит из пяти тектонических единиц, или пластин, и включает базальты, известняки, кремни, аргиллиты и песчаники. В пределах каждой пластины лавы согласно перекрываются известняками с тонкими прослоями и линзами кремней, а также аргиллитами с линзами песчаников и кремней. Базальты представлены массивными и пиллоу-лавами, лавобрекчиями, дайками, силлами, часто содержат прослойки и блоки известняков. Базальт-осадочная толща включает три группы пород, которые ранее были частями единого палеоострова или подводной горы: 1) базальт-кремнисто-глинистая ассоциация подножья палеоострова; 2) брекчированные склоновые фации карбонатно-кремнисто-глинисто-базальтового состава; 3) массивные и слоистые отложения карбонатной “шапки”. Слоистые известняки непосредственно перекрывают лавы и содержат прослойки кремней (Добрецов и др., 2004).

Судя по приведенным описаниям, в обеих структурах базальтовые лавы тесно ассоциируют с тремя типами осадочных отложений: карбонатная шапка, склоновые фации (с конседиментационной складчатостью и текстурами оползания) и отложения основания палеоострова (рис. 2). Исследователи, работавшие на Горном Алтае, безоговорочно признают, что курайские и катунские базальтовые толщи образовались в океанической обстановке (Берзин и др., 1994; Гибшер и др.,

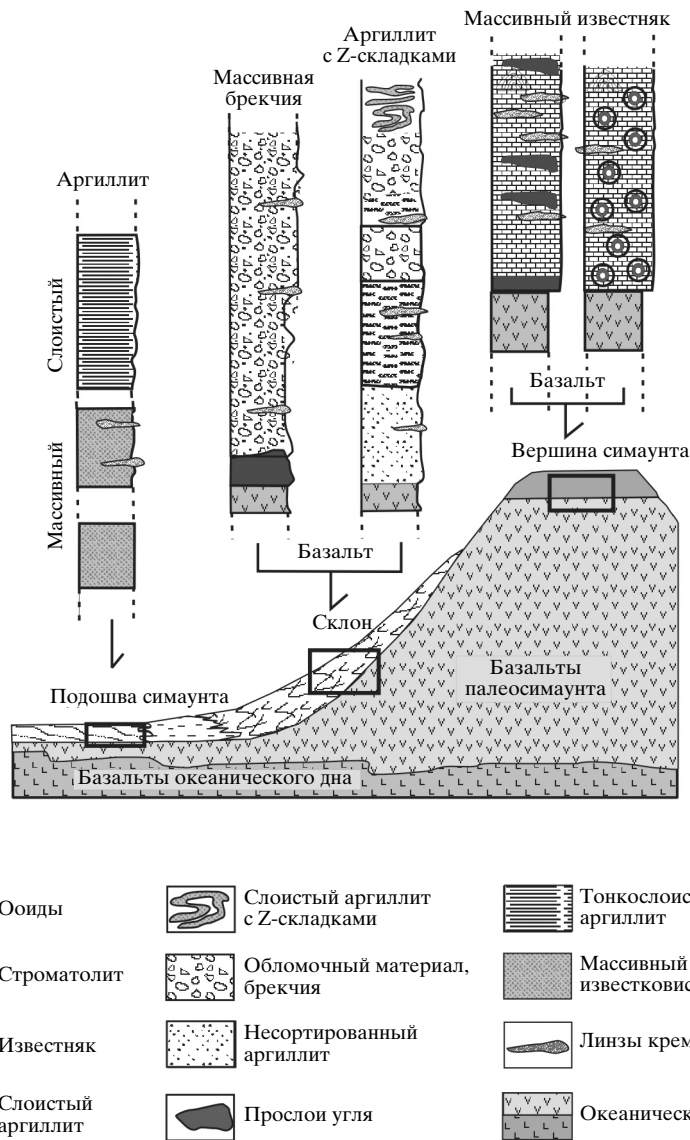


Рис. 2. Схематическая реконструкция строения океанического острова, перекрытого тремя типами карбонатных пород: массивными известняками, слоистыми известняками и карбонатной брекчией, по (Isozaki et al., 1990) с изменениями.

1997; Добрецов и др., 2004; Buslov et al., 2001; Ota et al., 2007 и др.). В пользу этого говорят ассоциации базальтов с океаническими осадками (кремнями) и породами из офиолитовых разрезов, переслаивание базальтов с массивными известняками и отложениями склоновых фаций. Особо значимо перекрытие базальтов известняками карбонатной шапки, мощность которых оценена в 500 м (Uchio et al., 2004).

Эдиакаранский (поздневендский) возраст известняков Курайского палеоострова был определен с помощью методики Rb-Rb изохроны в Токийском институте технологий и составляет 598 ± 25 млн. лет (Uchio et al., 2004). Склоновые отложения, перекрывающие базальты Катунского па-

леоострова, содержат остатки микрофитолитов, известковистых водорослей и спикул кремневых губок, по которым возраст осадочных пород датируется как раннекембрийский, 550–530 млн. лет (Терлеев, 1991; Постников, Терлеев, 2004). Отложения Катунского аккреционного клина стратиграфически перекрываются островодужными образованиями санаштыгольского (позднекембрийского) возраста (Репина, Романенко, 1978), что подтверждает вышеприведенные возрастные оценки. Это позволяет нам предполагать, что возраст базальтов Курайского палеоострова составляет 600 млн. лет, а Катунского – 550–530 млн. лет.

Таким образом, оба палеоострова имеют сходное строение с точки зрения взаимоотношений базальтов и элементов океанической стратиграфии – кремнистых отложений основания палеоострова, обломочных отложений склоновых фаций и мелководных отложений карбонатной “шапки”. Разница в возрасте палеоостровов составляет от 50 до 70 млн. лет. На основании всего комплекса имеющихся геологических, геохронологических и геохимических данных мы считаем, что Курайский и Катунский палеоострова образовались в результате проявления внутриплитного магматизма Палеоазиатского океана, связанного с действием мантийного плюма.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Образцы базальтов Курайского и Катунского палеоостровов были отобраны к северо-востоку от пос. Курай и к югу от города Горно-Алтайск соответственно (рис. 1) из наименее деформированных и измененных потоков и даек с минимальным количеством прожилков и миндалин. Образцы истирались в агатовой ступке. Сумма породообразующих оксидов составляла 100 ± 1 мас. %.

Анализы породообразующих и редких элементов сделаны в Институте геологии и минералогии СО РАН. Содержания породообразующих элементов определяли методом XRF на приборе “Научприбор” в соответствии с ГОСТом 41-08-212-82 Мингео СССР. Содержания редких элементов, в первую очередь редких земель (REE), определяли методом INAA с использованием Ge-детекторов для гамма-лучей, энергия составляла от 30 до 2000 КэВ. Содержания высокозарядных (HFSE) и крупноионных литофильных (LILE) элементов были определены методом SF XRF (описание методики приведено в (Phedorin et al., 2000)). Часть образцов была проанализирована также методом ICP-MS на приборе Finnigan Element ICP-MS.

Анализ изотопного состава Sm, Nd, Sr и Rb проводили в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН на масс-спектрометре TRITON. Концентрацию Rb, Sr, Sm, Nd определяли методом изотопного разбавления. Разложение образцов проводили в титановых автоклавах с фторопластовыми вкладышами в смеси HF + HNO₃ при температуре 200°C в течение 2 суток. До разложения к образцу добавляли смешанный трасер ⁸⁵Rb + ⁸⁴Sr. Выделение Rb, Sr и всех редких земель проводили методом ионообменной хроматографии на фторопластовых колонках с 3.5 мл смолы Dowex 50 × 8. В качестве элюента использовали 2.3 Н HCl. Выделение Nd и Sm проводили на колонках Eichrom Ln.spec со ступенчатым элюированием 0.5 Н и 0.75 Н HCl соответственно. Долговременная воспроизводимость изотопного анализа контролировалась по международным стандартам SRM-987 для Sr и La Jolla

для Nd. Полученные изотопные отношения составили $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710256 \pm 18$ ($N = 21$) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511843 \pm 11$ ($N = 19$).

ПЕТРОГРАФИЯ

В Курайском аккреционном клине вулканыты достаточно однообразны по петрографическому составу. Преобладают порфиоровые и афировые базальты. Встречаются как массивные, так и миндалекаменные разновидности. Миндалины заполнены кальцитом и хлоритом. Порфиоровые вкрапленники представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Структура основной массы вариолитовая или гиалопилитовая. Все породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Вулканические породы Катунского аккреционного клина имеют массивную, реже миндалекаменную текстуру, афировую или мелкопорфировую структуру. Наиболее распространенными являются диабазы, базальты, пироксеновые и плагиоклазовые порфириты. Породы претерпевают интенсивную хлоритизацию, амфиболитизацию и альбитизацию. Основная масса имеет интерсертальную структуру и содержит лейсты и микролиты полевого шпата.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ

Петрохимический и редкоэлементный состав базальтов Курайского и Катунского палеоостровов ранее был частично рассмотрен в работах (Добрецов и др., 2004; Сафонова, 2005; Safonova et al., 2004) и проиллюстрирован на рис. 3–6. Большинство образцов представляют собой базальты толеитовой или субщелочной серии. Поскольку постмагматические процессы изменили исходный состав большинства образцов, нельзя считать первичными концентрации таких подвижных элементов, как LILE, Fe, Mn. В пустотах большинства образцов наблюдались вторичные минералы – кальцит, кварц, хлорит. Зерна клинопироксена и плагиоклаза частично замещены хлоритом и амфиболом, сосюритом, кальцитом и гидроокислами железа, что также повлияло на содержания Ca, K, Na и P. Базальты обоих палеоостровов практически идентичны по содержаниям породообразующих оксидов, но четко различаются по содержаниям редких несовместимых элементов (рис. 3–6).

Курайский палеоостров (~600 млн. лет)

На Курайском участке было отобрано 16 образцов базальтов (MgO = 4.3–7.9 мас. %) с различной петрографической структурой – мелко- и среднезернистые, миндалекаменные и порфиоровые разновидности. Умеренно и сильно изменен-

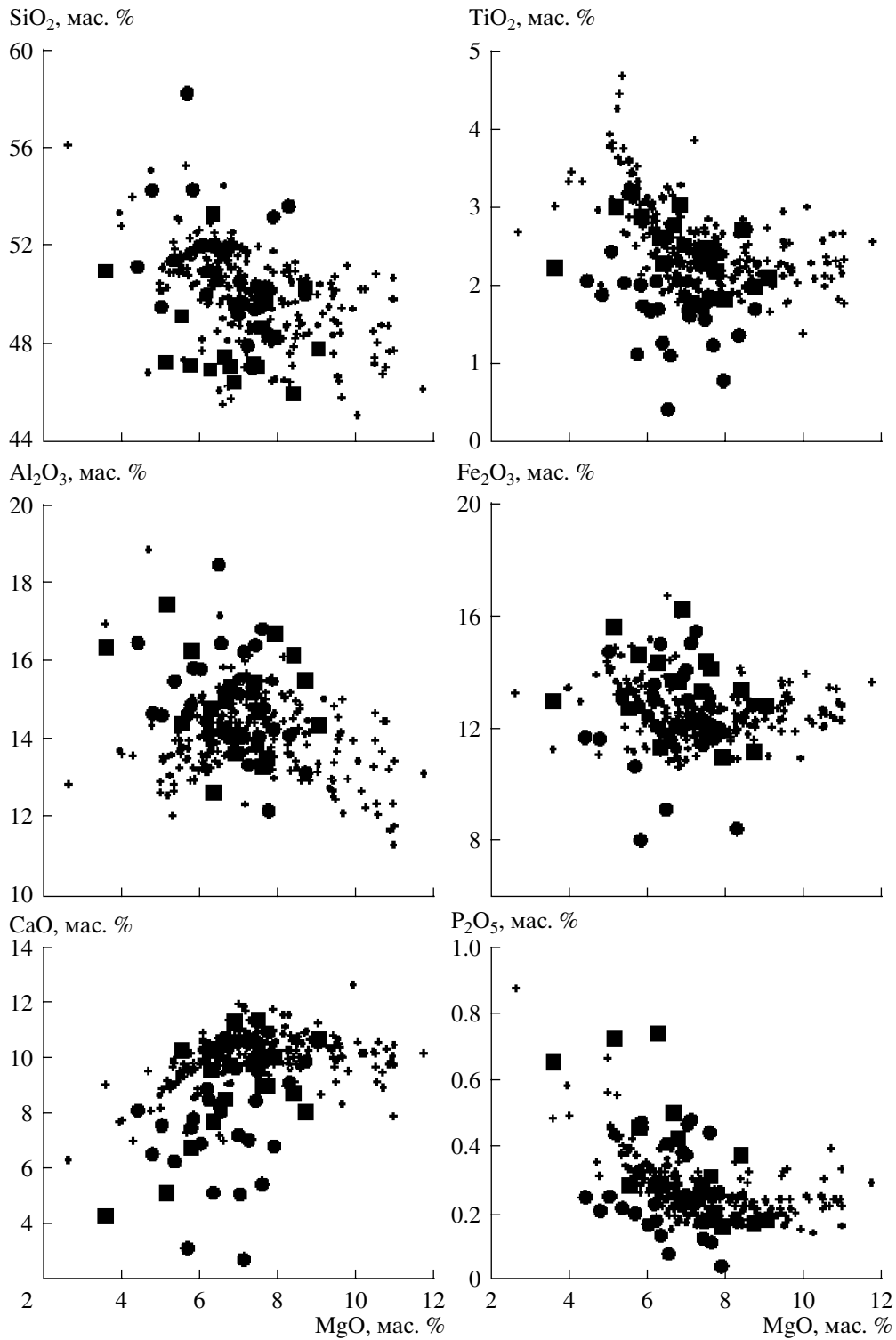


Рис. 3. Бивариантные диаграммы MgO–породообразующие оксиды для базальтов Курайского (кружки) и Катунского (квадраты) палеоостровов.

Значения для толеитов Императорско-Гавайской цепи вулканов (кресты) показаны для сравнения (Regelous et al., 2003; база данных GEOROC – <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>).

ные клинопироксен- и клинопироксен-плаггиоклаз-порфиновые базальты характеризуются относительно широким разбросом значений Mg# и

Fe₂O₃ при достаточно узком диапазоне SiO₂ (табл. 1; рис. 3): SiO₂ = 47–52 мас. %; Al₂O₃ = 12.9–17.9 мас. %; Fe₂O₃ = 7.5–14.9 мас. %, Mg# = 66–36,

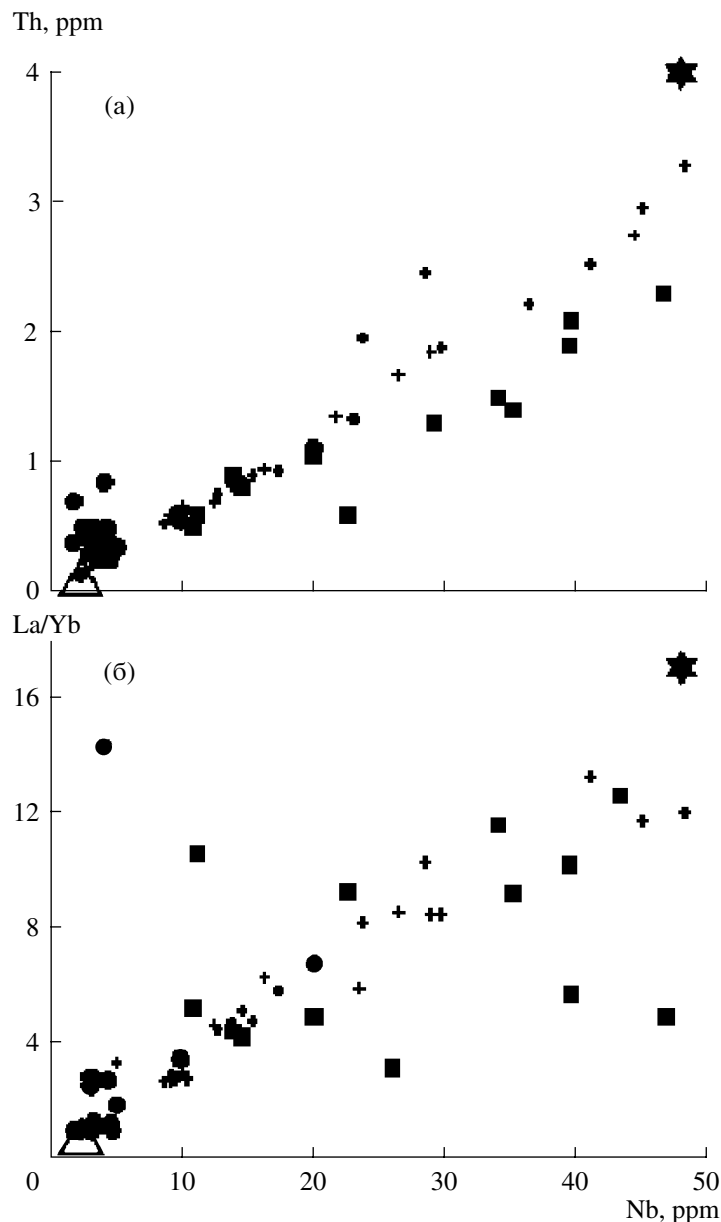


Рис. 4. Вариации Th (а) и La/Yb (б) по отношению к Nb.

Треугольник – MORB, звезда – OIB по (Sun, McDonough, 1989). Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

Ni = 7–96 ppm. Корреляции между Ti/Zr и Mg# не наблюдается. Содержания TiO₂ и P₂O₅ варьируют соответственно от 0.43 до 2.42 мас. % и от 0.08 до 0.58 мас. % (табл. 1). По сравнению с островодужными толеитами (Фролова, Бурикова, 1997), курайские metabазальты обеднены K, Rb, Ba и имеют немного повышенные содержания Zr, Nb, U, Th, Hf, а также широкие вариации Ba/Rb: 2–104, в среднем 27.6, что выше, чем в океанических базальтах (11.6). Это предполагает изменение содержания подвижных щелочных металлов в ходе постмагматических преобразований. П.п.п. в

большинстве образцов составляют более чем 2 мас. % (табл. 1).

Изучение закономерностей распределения концентраций REE и отношений Zr/Nb позволило разделить изученные базальты Курайского палеоострова на две группы – переходные и обогащенные. Породы первой доминирующей группы имеют промежуточный состав и $(Zr/Nb)_{cp} = 35$ (табл. 1). Для переходных разностей характерны относительно плоские спектры REE без явного обогащения легкими REE (LREE) и относительно высокий уровень концентраций REE в целом: $La_N = 4.5–8$ и $(La/Yb)_N = 0.74–2.37$; $(La/Sm)_N$ варьи-

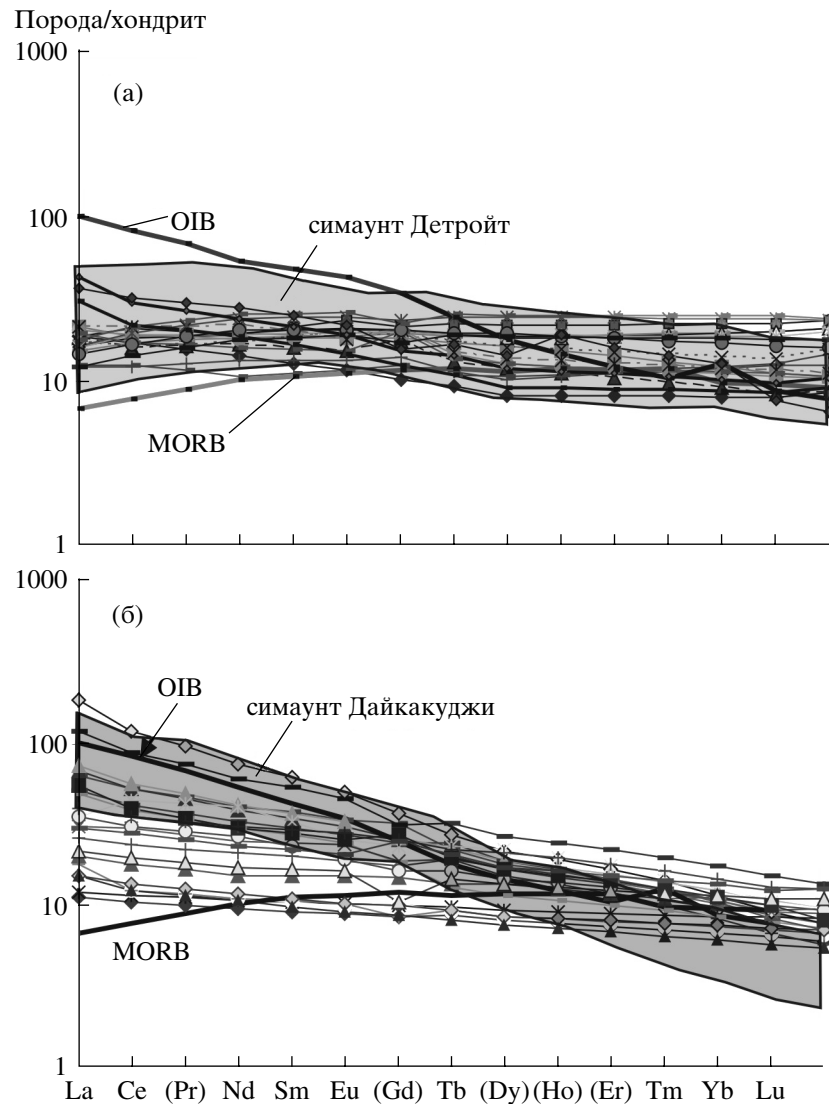


Рис. 5. Нормированные по хондриту (Sun, McDonough, 1989) кривые распределения редкоземельных элементов для базальтов Курайского (а) и Катунского (б) палеоостровов симаунты ИГЦ Детройт (а) и Дайкакуджи (б).

рует от 0.7 до 2.61, а $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ – от 0.66 до 1.52. По сравнению с N-MORB они характеризуются более высокими концентрациями несовместимых элементов (рис. 3, 4), более высоким отношением несовместимый/совместимый элемент (например, $\text{Zr}/\text{Y} = 2.4\text{--}2.77$ по сравнению с 2.1–2.3 в MORB), более низкими Ni/Co , Cr/V , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (6–7 в среднем) и более высокими LREE, Th/Ta и Rb/Sr , что хорошо согласуется с данными (Фролова, Бурикова, 1997) (табл. 1). Спектры REE похожи на таковые платобазальтов Науру и Онтонг-Джава (Safonova et al., 2004) и лав подводной горы (симаунта) Детройт ИГЦ (рис. 5а).

Обогащенные базальты встречаются реже (обр. С-80а-04 и 96-56-1 в табл. 1) и имеют геохимические характеристики близкие к “классическим” OIB: повышенные содержания LREE ($\text{La}_N =$

$= 30\text{--}36.8$; $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.96\text{--}4.8$) и пониженные Zr/Nb (26 и 8). $(\text{La}/\text{Sm})_N$ варьирует от 1.33 до 1.67, а $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ – от 1.31 до 2.21 (рис. 5а; табл. 1).

И переходные, и обогащенные базальты Курайского участка встречаются в виде фрагментов пластин в составе складчатых структур, и поэтому невозможно определить их исходные геологические взаимоотношения. Обогащенные и переходные разности имеют близкие содержания Al_2O_3 (в среднем 14.7 и 13.4 мас. % соответственно); при этом переходные базальты характеризуются более высокими отношениями $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (6.5 и 5.5), более низкими содержаниями Ni (29 и 105 ppm) и менее фракционированными REE ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.7$ и 3.4) (приведены средние данные; табл. 1, рис. 5а). Для базальтов обеих групп характерно умеренное обеднение Th относительно La

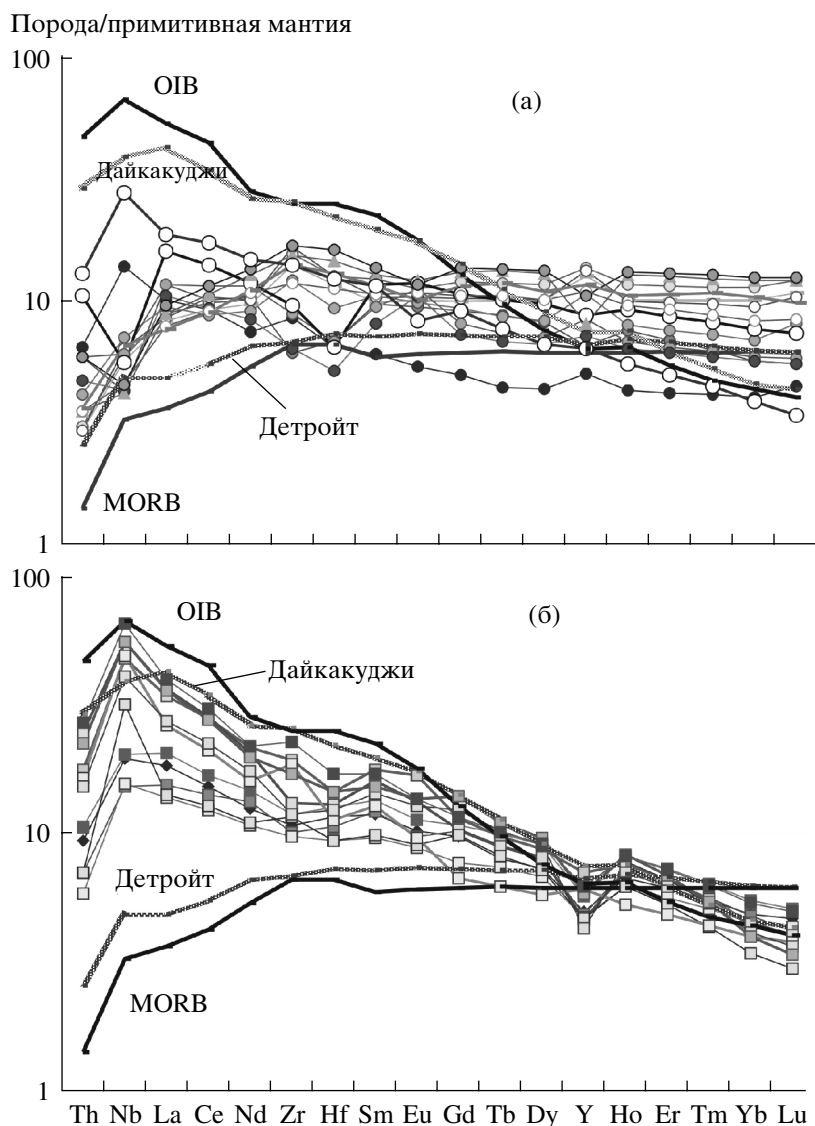


Рис. 6. Мультикомпонентные диаграммы распределения редких элементов, нормированные по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), для базальтов Курайского (а) и Катунского (б) палеоостровов. Спектры для симаунтов ИГЦ Детройт и Дайкакуджи показаны для сравнения.

$((\text{Th}/\text{La})_{\text{pm}} = 0.35\text{--}0.69)$. По сравнению с более молодыми толеитами ИГЦ (<42 млн. лет), курайские базальты имеют более низкие концентрации несовместимых элементов (рис. 4) и близки по составу к более древним лавам подводных гор Мейджи (85 млн. лет) и Детройт (81 млн. лет) (Regelous et al., 2003).

Большинство мультикомпонентных диаграмм содержания редких элементов, нормированных по примитивной мантии, характеризуется наличием Nb-минимума и обогащением HFSE и редкоземельными элементами относительно MORB (рис. 6а). Для части переходных базальтов отмечается умеренное обеднение Nb и Th по отношению к лантану $((\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}} = 0.2\text{--}0.85; (\text{Th}/\text{La})_{\text{pm}} = 0.3\text{--}0.9; \text{табл. 1})$, что отличает их от щелочных

базальтов, сформированных в обстановке континентальных рифтов (с характерным обогащением Th), и типичных OIB (с характерным обогащением Nb) (Hofmann, 1997). Для других переходных базальтов характерно наличие слабовыраженных пиков La или Ce относительно Th и Nb, т.е. изгиб кривых вверх в области Th, Nb и La $((\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}} = 0.2\text{--}1.5)$ (рис. 6а; табл. 1). Все образцы с Nb-минимумом тем не менее имеют отношения $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{pm}}$ меньше, чем $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{pm}}$, что исключает их коровую контаминацию или надсубдукционное происхождение, как причину наблюдаемых низких концентраций Nb. Образец обогащенного базальта С8-0а-04 имеет четкий максимум Nb относительно Th и La (рис. 6а). Похожие мультикомпонентные спектры зафиксированы для мно-

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких элементов (ppm) в базальтах Курайского палеосимаунта

| Компоненты | 144 | 146 | 151 | 154 | 155 | 157 | 161 | 165 | KR82 | KR83 | KR87 | KR90 | 123 | 125 | 96-56-1 | C-80A-04 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|----------|
| SiO ₂ | 48.94 | 47.25 | 49.63 | 46.27 | 52.36 | 47.28 | 47.53 | 47.29 | 49.22 | 48.69 | 50.76 | 49.73 | 51.15 | 50.84 | 50.15 | 48.45 |
| TiO ₂ | 1.77 | 1.84 | 1.09 | 2.36 | 1.84 | 1.53 | 1.78 | 1.65 | 2.05 | 2.42 | 2.07 | 1.68 | 1.32 | 1.66 | 1.51 | 1.86 |
| Al ₂ O ₃ | 13.49 | 13.67 | 15.80 | 12.90 | 14.17 | 15.72 | 16.15 | 14.60 | 14.24 | 14.39 | 16.36 | 13.84 | 13.47 | 14.83 | 14.57 | 12.21 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.73 | 12.91 | 11.34 | 14.96 | 11.24 | 10.93 | 12.33 | 13.57 | 13.39 | 14.53 | 11.61 | 11.81 | 8.04 | 7.51 | 13.76 | 11.73 |
| MnO | 0.21 | 0.23 | 0.20 | 0.25 | 0.17 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.24 | 0.21 | 0.45 | 0.16 | 0.17 | 0.26 | 0.18 |
| MgO | 7.23 | 7.26 | 6.24 | 6.96 | 4.59 | 7.07 | 7.25 | 6.69 | 6.05 | 4.91 | 4.35 | 6.04 | 7.87 | 5.43 | 3.89 | 7.73 |
| CaO | 9.30 | 10.00 | 7.76 | 6.82 | 6.32 | 8.11 | 5.24 | 6.95 | 8.79 | 7.47 | 8.07 | 8.30 | 8.71 | 7.34 | 5.44 | 10.97 |
| Na ₂ O | 3.86 | 3.32 | 3.28 | 5.18 | 4.76 | 3.85 | 4.44 | 4.28 | 3.92 | 3.88 | 5.00 | 5.27 | 3.04 | 4.58 | 5.76 | 2.09 |
| K ₂ O | 0.35 | 0.29 | 0.37 | 0.49 | 0.70 | 0.74 | 0.44 | 0.44 | 0.21 | 1.45 | 0.45 | 0.12 | 1.34 | 0.71 | 0.71 | 0.30 |
| P ₂ O ₅ | 0.18 | 0.18 | 0.08 | 0.23 | 0.21 | 0.13 | 0.43 | 0.37 | 0.23 | 0.25 | 0.25 | 0.18 | 0.17 | 0.45 | 0.58 | 1.18 |
| П.п.п. | 2.44 | 2.74 | 3.83 | 3.35 | 2.53 | 3.19 | 3.71 | 3.59 | | | | | 4.57 | 6.10 | 3.26 | 3.98 |
| Сумма | 99.5 | 99.7 | 99.6 | 99.8 | 98.9 | 98.7 | 99.5 | 99.6 | 98.3 | 98.2 | 99.1 | 97.4 | 99.8 | 99.6 | 99.9 | 100.7 |
| Mg# | 55.21 | 52.93 | 52.39 | 48.20 | 44.96 | 56.40 | 54.04 | 49.65 | 47.47 | 40.34 | 42.83 | 50.56 | 66.19 | 59.12 | 36.12 | 54.26 |
| La | 5.30 | 5.70 | 7.00 | 6.50 | 5.90 | 7.50 | 8.00 | 7.20 | 6.08 | 5.40 | 6.59 | 4.51 | 7.0 | 8.0 | 11 | 13 |
| Ce | 16.0 | 16.5 | 20.0 | 15.5 | 18.5 | 18.6 | 20.6 | 16.6 | 19.05 | 16.15 | 20.44 | 13.76 | 16.5 | 18 | 25 | 29 |
| Nd | 14.90 | 13.20 | 14.10 | 12.30 | 17.90 | 10.30 | 15.60 | 11.40 | 3.26 | 2.74 | 3.50 | 2.39 | 10.20 | 14 | 16 | 20 |
| Sm | 5.05 | 4.40 | 4.90 | 4.70 | 5.94 | 3.62 | 4.20 | 3.60 | 17.35 | 14.63 | 18.37 | 12.83 | 2.70 | 4.3 | 5.2 | 5.1 |
| Eu | 1.70 | 1.70 | 1.80 | 1.65 | 1.75 | 1.80 | 1.88 | 1.77 | 2.04 | 1.82 | 1.97 | 1.50 | 0.90 | 1.6 | 2.0 | 1.4 |
| Gd | 6.90 | | | | | | | | 7.97 | 6.48 | 3.05 | 6.10 | | | | 5.4 |
| Tb | 1.28 | 1.09 | 1.06 | 0.94 | 1.11 | 0.74 | 0.80 | 0.74 | 1.44 | 1.14 | 1.47 | 1.11 | 0.48 | 0.95 | 1.10 | 0.83 |
| Yb | 5.10 | 5.00 | 5.00 | 3.40 | 4.70 | 2.70 | 2.90 | 2.80 | 5.97 | 4.12 | 6.20 | 4.48 | 2.00 | 2.80 | 3.80 | 1.9 |
| Lu | 0.73 | 0.80 | 0.80 | 0.60 | 0.77 | 0.40 | 0.43 | 0.41 | 0.90 | 0.62 | 0.93 | 0.68 | 0.33 | 0.41 | 0.55 | 0.25 |

Таблица 1. Окончание

| Компонент- ты | 144 | 146 | 151 | 154 | 155 | 157 | 161 | 165 | KR82 | KR83 | KR87 | KR90 | 123 | 125 | 96-56-1 | C-80A-04 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|-------|-------|---------|----------|
| Cr | | 106 | 113 | 61 | 29.2 | 33.9 | 38.9 | 41.7 | | | | | 154 | 12.5 | | 226 |
| Co | 55 | 53 | 48 | 52 | 38 | 38 | 39 | 40 | | | | | 42 | 30 | 48 | 62 |
| Ni | 51 | 41 | 38.9 | 21.7 | 22.9 | 7 | 22.2 | 14.3 | 39 | 14 | 23 | 42 | 96 | 7.4 | | 105 |
| V | | 326 | 362 | 417 | 337 | 307 | 469 | 349 | | | | | 89 | 135 | | |
| Rb | 2.8 | 3.1 | 7.9 | 5.5 | 6.8 | 6.3 | 6.5 | 5.8 | 3.4 | 10.2 | 4.4 | 1.5 | 10.4 | 11.4 | 15.0 | 6.5 |
| Sr | 245.8 | 211 | 368 | 148 | 171 | 327 | 475 | 514 | 189 | 125 | 361 | 252 | 315.0 | 405.0 | 560 | 112 |
| Ba | 50 | 10 | 160 | 70 | 100 | 260 | 600 | 70 | 57 | 160 | 177 | 98 | 200 | 270 | 480 | 141 |
| Ta | 0.34 | 0.22 | 0.22 | 0.23 | 0.20 | 0.21 | 0.21 | 0.16 | 0.15 | 0.16 | 0.17 | 0.10 | 0.53 | 0.17 | 0.25 | 1.23 |
| Nb | 4.7 | 4.0 | 4.2 | 5.1 | 4.5 | 3.7 | 4.3 | 3.1 | 3.0 | 3.3 | 3.3 | 1.8 | 9.9 | 3.0 | 4.0 | 20.0 |
| Zr | 157 | 157 | 177 | 137 | 186 | 78 | 99 | 72 | 173 | 133 | 189 | 132 | 96 | 69 | 108 | 157 |
| Hf | 4 | 3.6 | 3.9 | 2.9 | 3.9 | 1.9 | 2.1 | 1.6 | 4.5 | 3.5 | 5 | 3.6 | 2 | 2.1 | 2 | 3.8 |
| Th | 0.31 | 0.25 | 0.3 | 0.35 | 0.25 | 0.45 | 0.5 | 0.4 | 0.3 | 0.3 | 0.5 | 0.7 | 0.55 | 0.5 | 0.9 | 1.11 |
| Y | 53 | 58 | 63 | 48.8 | 61 | 35.2 | 38.2 | 32.6 | 37 | 50 | 48 | 42 | 22.9 | 29.9 | 40 | 42.5 |
| U | 0.19 | 0.2 | 0.32 | 0.05 | 0.04 | 0.2 | 0.28 | 0.13 | | | | | 0.27 | 0.24 | | 0.38 |
| Zr/Nb | 33 | 39 | 42 | 27 | 41 | 21 | 23 | 24 | 58 | 40 | 58 | 74 | 10 | 23 | 27 | 8 |
| (La/Sm) _n | 0.66 | 0.82 | 0.90 | 0.87 | 0.81 | 1.10 | 1.20 | 1.26 | 0.67 | 0.72 | 0.69 | 0.64 | 1.63 | 1.17 | 1.33 | 1.67 |
| (Gd/Yb) _n | 1.08 | 0.94* | 0.96* | 1.28* | 1.02* | 1.35* | 1.30* | 1.21* | 1.03 | 1.20 | 1.03 | 1.06 | 1.17* | 1.52* | 1.31* | 2.21 |
| (La/Yb) _n | 0.71 | 0.77 | 0.95 | 1.29 | 0.85 | 1.88 | 1.86 | 1.74 | 0.69 | 0.89 | 0.72 | 0.68 | 2.37 | 1.93 | 1.96 | 4.8 |
| (Nb/La) _{pm} | 0.85 | 0.68 | 0.58 | 0.75 | 0.74 | 0.47 | 0.52 | 0.41 | 0.47 | 0.59 | 0.47 | 0.38 | 1.36 | 0.37 | 0.35 | 1.48 |
| (Th/La) _{pm} | 0.47 | 0.35 | 0.35 | 0.44 | 0.34 | 0.48 | 0.51 | 0.45 | 0.40 | 0.45 | 0.61 | 1.25 | 0.64 | 0.51 | 0.66 | 0.69 |
| (Nb/Th) _{pm} | 1.81 | 1.93 | 1.68 | 1.72 | 2.16 | 0.97 | 1.03 | 0.91 | 1.19 | 1.31 | 0.77 | 0.30 | 2.14 | 0.72 | 0.53 | 2.15 |
| Al ₂ O ₃ /TiO ₂ | 7.6 | 7.4 | 14.6 | 5.5 | 7.7 | 10.3 | 9.1 | 8.9 | 6.9 | 5.9 | 7.9 | 8.2 | 10.2 | 9.0 | 9.6 | 6.6 |

* Значения отношения Gd/Yb_n рассчитывались по модельному значению Gd*.

гих фанерозойских переходных и щелочных базальтов океанических островов и протерозойских и даже архейских вулканитов, интерпретируемых как OIB (Sun, McDonough, 1989; Stern et al., 1995; Polat et al., 1999; Komiya et al., 2002).

Катунский палеостров (~550 млн. лет)

Четырнадцать образцов с Катунского участка представляют собой в основном толеитовые и реже щелочные базальты с порфиоровыми вкраплениями пироксена и плагиоклаза и содержат 3.5–8.7 мас. % MgO. Поля их составов перекрываются с составами гавайских толеитов почти на всех бивариантных диаграммах MgO–породообразующие элементы (рис. 3).

В катунских лавах SiO₂ варьирует от 47 до 52 мас. %, Al₂O₃ = 12.95–16.8 мас. %, Fe₂O₃ = 9.4–15.5 мас. %, Mg# = 39.5–60.8, Ni = 7–96 ppm; корреляции между Ti/Zr и Mg# также не отмечено; содержания TiO₂ и P₂O₅ варьируют соответственно от 1.4 до 2.9 мас. % и от 0.14 до 0.72 мас. % (табл. 2), что выше, чем в курайских лавах. В целом концентрации малоподвижных редких элементов в катунских лавах близки к таковым в аналогичных типах пород молодых подводных гор ИГЦ и гавайских островов (Sun, McDonough, 1989; Hofmann, Jochum, Regelous et al., 2003). По сравнению с более древними курайскими лавами, катунские лавы обогащены LREE и HFSE (Zr, Nb, Th, Hf) (рис. 5, 6); Ba/Rb отношение в них также варьирует в широком диапазоне – от 2 до 104, предполагая изменение первичного геохимического состава в ходе постмагматических преобразований (табл. 2).

Для лав Катунского палеострова отношения Zr/Nb ниже, чем для лав Курайского палеострова (3–6 против 26–35); характерны спектры REE, обогащенные легкими компонентами: La_{NCP} = 52.8 и (La/Yb)_N = 2.16–8.54; Eu-аномалия не отмечается; степень дифференциации REE средняя: (La/Sm)_N = 1.3–3.65, (Gd/Yb)_N = 1.4–3.4 (рис. 5б).

Спектры распределения нормированных к примитивной мантии редких элементов катунских лав характеризуются наличием положительной Nb-аномалии и небольшими отрицательными аномалиями Zr и Hf (рис. 6б). Как и для курайских базальтов, для катунских базальтов отмечается обеднение Th по отношению к La ((Th/La)_{pm} = 0.43–0.71; табл. 1, рис. 6б). Тем не менее катунские лавы имеют более четко выраженные Nb-максимумы относительно La и Th ((Nb/La)_{pm} = 1.06–2.87, (Nb/Th)_{pm} = 1.92–4.75), по сравнению с курайскими лавами (рис. 6). Для некоторых образцов Катунских лав отмечается минимум Y, что может быть связано с кристаллизацией граната в рестите, поскольку такие образцы также характеризуются достаточно дифференцированными

тяжелыми REE ((Gd/Yb)_n = 2.1–3.4) (табл. 2). В целом геохимические характеристики этой группы подтверждают предположение об их формировании из другого источника, обогащенного REE, Nb и Ti.

Таким образом, по сравнению с более древними базальтами Курайского палеострова (600 млн. лет), базальты Катунского палеострова (550 млн. лет) более высокотитанистые и более обогащены несовместимыми элементами, т.е. близки по составу к лавам молодых подводных гор ИГЦ (<42 млн. лет) и толеитам Гавайских островов (рис. 4–6). В катунских лавах концентрации некоторых несовместимых элементов, например Th, ниже, чем в “классических” OIB (Sun, McDonough, 1989), но близки к значениям в лавах ИГЦ (рис. 4–6); концентрации HREE (от Gd до Lu) близки к таковым в молодых толеитах ИГЦ, и их редкоземельные и мультикомпонентные спектры также схожи (рис. 5, 6). В целом по редкоземельному составу толеиты Катунского палеострова аналогичны большинству внутриплитных толеитов, описанных в (Sun, McDonough, 1989; Hofmann, 1997 и др.)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr И Nd

Данные по изотопам Sr и Nd для лав Курайского (4 образца) и Катунского (1 образец) палеостровов были скорректированы для периода радиоактивного распада со времени их излияния; значения ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} даны относительно CHUR.

Общий разброс значений ϵ_{Nd} для курайских базальтов (переходных и обогащенных) составляет от +7.8 до +8.1, что близко к значениям для лав ИГЦ (рис. 7) (Regelous et al., 2003). Но начальные значения ϵ_{Sr} для курайских толеитов (3.49–13.46) гораздо выше, чем для толеитов ИГЦ и Гавайских островов. На графике ϵ_{Sr} – ϵ_{Nd} (рис. 7) фигуративные точки курайских базальтов группируются в верхнем правом, так называемом “запрещенном”, квадранте, частично вблизи поля составов источников типа PREMA (HIMU), и образуют последовательность, вытянутую вдоль оси абсцисс. Махони с соавторами (Mahoney et al., 1998) описали подобную ситуацию в отношении выщелоченных древних, т.е. сильно измененных, базальтов и связывали это с вхождением немагматического Sr в кристаллическую решетку в ходе альбитизации плагиоклаза. Другие исследователи также рассматривают столь заметное обогащение ⁸⁷Sr как результат либо контаминации материалом субдуцированных в мантию терригенных осадков, либо постмагматических изменений базальтов, в частности изотопного обмена между богатой Sr морской водой и базальтовой магмой, изливающейся в условиях морского дна (Dickin, 1995). Мы связываем такие высокие значения ϵ_{Sr} в курайских базальтах с их постмагматическими изменениями в

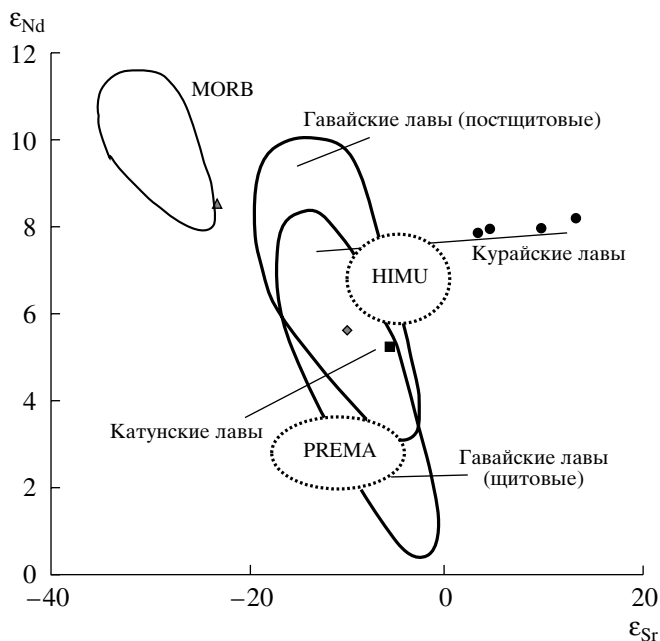


Рис. 7. Диаграмма $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$.

Поля составов для MORB и гавайских лав даны по базе данных GEOROC – <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>. Подводные горы ИГЦ (Regelous et al., 2003): треугольник – Детройт (85 млн. лет), ромб – Дайкакуджи (42 млн. лет). Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

условиях морского дна. Если спроецировать их точки составов на вертикальную ось, то они попадут в поле Гавайских лав. Значения ϵ_{Sr} в курайских лавах положительно коррелируют с содержаниями K, Sr и Rb, что также косвенно подтверждает предположение об ответственности вторичных изменений за аномально высокие значения ϵ_{Sr} . Изотопные составы Sr и Nd схожих древних океанических базальтов Алтае-Саянской складчатой области, полученные Ярмолюком и Коваленко (2003), и измененных океанических базальтов плато Аруба (White et al., 1999) также попадают в правый верхний (“запрещенный”) квадрант на $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ диаграмме. Таким образом, если не учитывать влияние постмагматических процессов, то точки составов курайских базальтов на Sr-Nd изотопной диаграмме попадают в поле гавайских лав (рис. 7).

Толейт Катунского палеоострова имеет исходные значения ϵ_{Sr} (-5.66) выше, а ϵ_{Nd} (+5.2) ниже, чем в среднем для ИГЦ по данным Регелуса (Regelous et al., 2003), но тем не менее попадает в поле перекрытия составов толейтов щитовой и постщитовой стадии ИГЦ (рис. 7). Прямой корреляции между величиной изотопных отношений ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) и обогащением LREE не наблюдается, поэтому можно предположить, что

обогащение источника произошло незадолго до выплавления из него базальтового расплава.

ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИЙ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЛАВ КУРАЙСКОГО И КАТУНСКОГО ПАЛЕООСТРОВОВ

Обсуждая модель формирования Курайского и Катунского палеоостровов и причины геохимических вариаций слагающих их базальтов, мы предполагаем, что эдиакаран-раннекембрийский внутриплитный магматизм Палеоазиатского океана был связан с одной горячей точкой, действовавшей в пределах одной океанической плиты. Для этого имеются следующие основания: 1) возрастная интервал формирования Курайского и Катунского палеоостровов составляет 50–70 млн. лет – от 600 до 550–530 млн. лет (Постников, Терлеев, 2004; Uchio et al., 2004); 2) он существенно меньше максимального возраста океанической коры, который по палеомагнитным и стратиграфическим данным составляет 160 млн. лет (Pitman, Talwani, 1972; Berger, Winterer, 1974); 3) интервал 50–70 млн. лет сопоставим с возрастом самых долгоживущих горячих точек – Гавайской и Кергеленской (85 и 90 млн. лет соответственно; Regelous et al., 2003; Frey, Wies, 1995); 4) оба палеоострова характеризуются однотипным строением и литологией ассоциирующих осадочных толщ (Добрецов и др., 2004), что говорит в пользу их образования в схожей геодинамической обстановке; 5) базальт-осадочные толщи обоих палеоостровов структурно связаны с единой аккреционной призмой Кузнецко-Алтайской островной дуги (Берзин и др., 1994; Симонов и др., 1994; Buslov et al., 2002).

На рис. 8 показано сравнение составов лав Курайского (600 млн. лет) и Катунского (550 млн. лет) палеоостровов по аналогии с подходом, предложенным Регелусом с соавторами (Regelous et al., 2003), которые сравнили более ранние (85–45 млн. лет) и более поздние лавы ИГЦ подводных гор и Гавайских островов (<42 млн. лет). Так же как и самые древние лавы ИГЦ – Мейджи и Детройт – по отношению к образованиям ИГЦ с возрастом менее 42 млн. лет и молодым гавайским лавам, толейты Курайского палеоострова (600 млн. лет) имеют более низкие концентрации несовместимых элементов (Nb, La, Th), более низкие их отношения и более высокие значения ϵ_{Nd} , чем более молодые толейты Катунского палеоострова. В среднем в курайских лавах отношения La/Yb и Gd/Yb и содержания Th и Nb ниже, чем в катунских (рис. 8), и редкоэлементный состав первых близок к таковому в лавах Мейджи и Детройт возраста 85 и 81 млн. лет соответственно (рис. 5а, 6а). Лавы Катунского палеоострова имеют редкоэлементный состав близкий к таковому

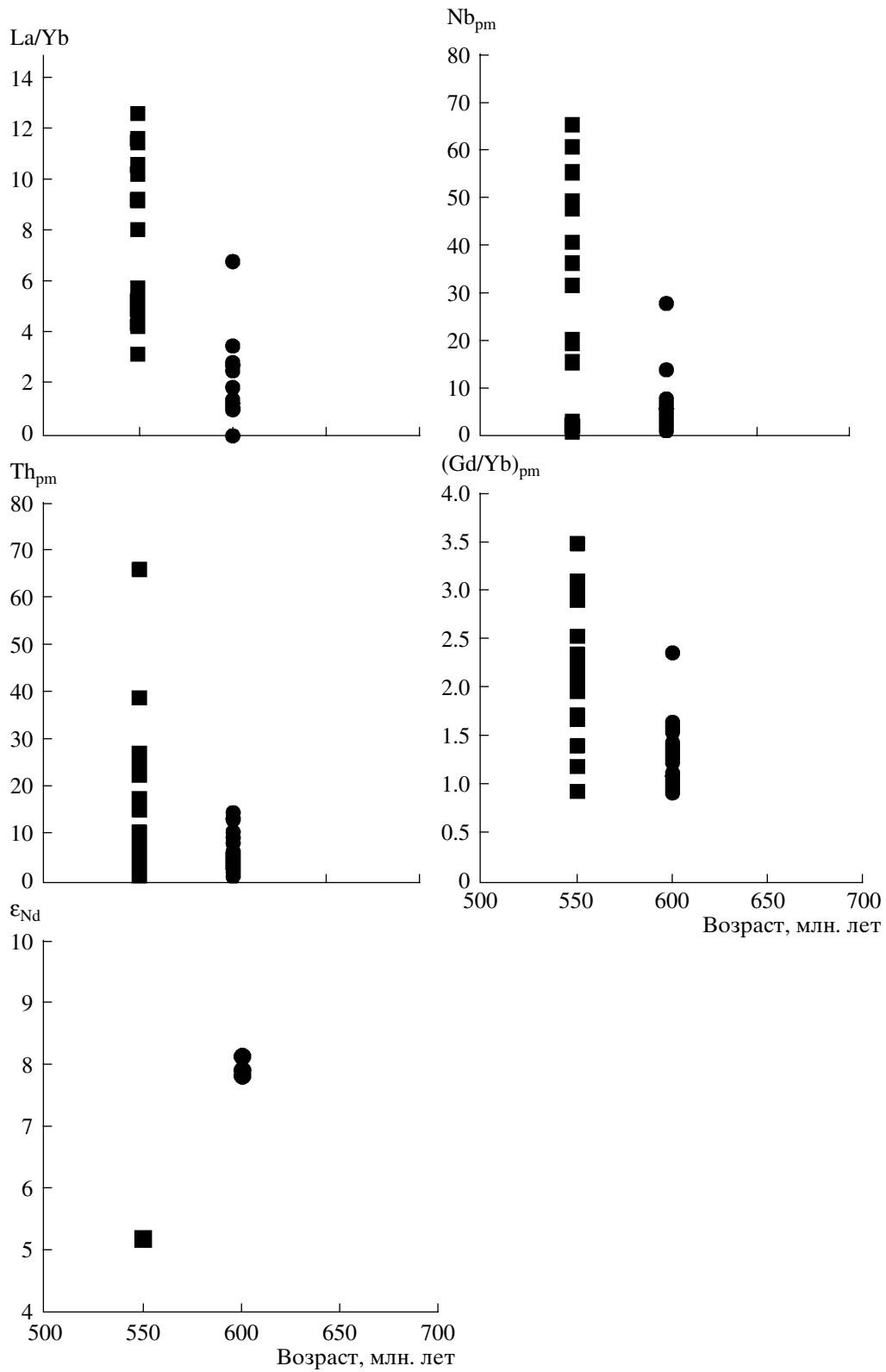


Рис. 8. Вариации La/Yb, Nb, Th, (Gd/Yb)_{pm} и ε_{Nd} в зависимости от возраста во внутриплитных толеитах Палеоазиатского океана.
Условные обозначения см. на рис. 3.

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас.%) и редких элементов (ppm) в базальтах Катунского палеосимаунта

| Компоненты | 238/1 | 238/2 | 239 | 241 | 92-С-1 | Е4068 | Е4086 | Е4096 | Е4112 | Е4124 | Е4127 | Е4131 | Е4132 | Е4133 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 45.40 | 46.20 | 44.20 | 48.50 | 52.32 | 45.45 | 49.64 | 43.63 | 47.55 | 46.00 | 45.08 | 45.43 | 45.88 | 45.78 |
| TiO ₂ | 2.42 | 2.06 | 2.42 | 1.94 | 2.26 | 2.91 | 2.20 | 2.60 | 2.11 | 2.26 | 2.93 | 2.56 | 2.70 | 2.82 |
| Al ₂ O ₃ | 14.20 | 13.90 | 13.00 | 15.00 | 12.44 | 16.81 | 15.95 | 15.34 | 12.95 | 15.08 | 14.71 | 14.34 | 14.51 | 15.81 |
| Fe ₂ O ₃ | 13.90 | 12.40 | 15.50 | 10.80 | 11.11 | 15.07 | 12.65 | 12.72 | 11.51 | 13.02 | 13.09 | 13.93 | 13.31 | 14.26 |
| MnO | | | | | 0.10 | 0.22 | 0.23 | 0.20 | 0.17 | 0.20 | 0.19 | 0.18 | 0.20 | 0.20 |
| MgO | 7.20 | 8.70 | 6.53 | 8.37 | 6.19 | 4.92 | 3.47 | 7.94 | 7.34 | 7.17 | 6.47 | 6.04 | 6.40 | 5.58 |
| CaO | 11.02 | 10.33 | 10.79 | 7.80 | 7.60 | 4.95 | 4.20 | 8.31 | 8.62 | 9.57 | 9.34 | 9.31 | 8.26 | 6.60 |
| Na ₂ O | 1.67 | 2.37 | 1.99 | 3.16 | 5.04 | 4.01 | 4.67 | 2.70 | 2.90 | 2.47 | 3.04 | 3.41 | 3.73 | 3.51 |
| K ₂ O | 0.37 | 0.36 | 0.39 | 0.65 | 0.68 | 1.05 | 3.61 | 1.03 | 2.11 | 1.35 | 0.41 | 0.76 | 1.09 | 1.99 |
| P ₂ O ₅ | 0.18 | 0.18 | 0.24 | 0.17 | 0.29 | 0.70 | 0.64 | 0.36 | 0.20 | 0.28 | 0.41 | 0.72 | 0.49 | 0.45 |
| П.п.п. | 4.05 | 3.81 | 5.03 | 4.35 | 2.76 | 3.76 | 3.00 | 4.87 | 4.50 | 2.64 | 4.29 | 3.14 | 3.50 | 3.24 |
| Сумма | 100.4 | 100.3 | 100.1 | 100.7 | 100.8 | 99.9 | 100.3 | 99.7 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 99.8 | 100.1 | 100.2 |
| Mg# | 50.9 | 58.4 | 45.7 | 60.8 | 52.7 | 39.5 | 35.4 | 55.5 | 56.1 | 52.4 | 49.7 | 46.4 | 49.0 | 43.9 |
| La | 12.6 | 10.6 | 14.2 | 9.5 | 13.0 | 23.6 | 44.2 | 25.2 | 9.7 | 18.2 | 18.9 | 67.8 | 24.9 | 27.2 |
| Ce | 27.0 | 25.0 | 30.0 | 22.0 | 29.0 | 50.0 | 83.6 | 50.3 | 22.7 | 37.6 | 40.0 | 114.7 | 49.1 | 54.1 |
| Nd | 17.0 | 18.0 | 20.0 | 14.5 | 20.0 | 29.4 | 43.4 | 27.7 | 15.0 | 21.6 | 23.6 | 52.8 | 26.7 | 29.8 |
| Sm | 5.3 | 5.4 | 6.0 | 4.3 | 5.4 | 7.9 | 10.6 | 7.1 | 4.4 | 5.7 | 6.4 | 11.7 | 6.8 | 7.6 |
| Eu | 1.7 | 1.6 | 1.9 | 1.5 | 1.4 | 2.8 | 2.8 | 2.2 | 1.5 | 1.6 | 2.2 | 3.2 | 2.3 | 2.3 |
| Gd | 5.8 | 6.1 | 6.4 | 4.6 | 5.7 | 6.8 | 9.9 | 6.2 | 5.9 | 4.0 | 7.4 | 8.5 | 8.3 | 6.9 |
| Tb | 0.9 | 0.9 | 1.1 | 0.8 | 0.8 | 1.1 | 1.6 | 1.0 | 0.9 | 0.7 | 1.1 | 1.3 | 1.2 | 1.1 |
| Yb | 2.4 | 2.4 | 2.7 | 2.2 | 2.1 | 2.2 | 3.8 | 2.2 | 1.7 | 2.0 | 2.1 | 2.3 | 2.0 | 2.7 |
| Lu | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.5 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.4 |

Таблица 2. Окончание

| Компоненты | 238/1 | 238/2 | 239 | 241 | 92-С-1 | E4068 | E4086 | E4096 | E4112 | E4124 | E4127 | E4131 | E4132 | E4133 |
|--|-------|-------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Cr | 310 | 380 | 635 | 260 | | 55 | 12 | 130 | 280 | 91 | 146 | 2 | 147 | 39 |
| Co | 54 | 51 | 48 | 45 | 63 | 44 | 24 | 63 | 38 | 52 | 44 | 51 | 41 | 45 |
| Ni | 43.8 | 43.1 | 42.0 | 40.1 | 184.0 | 21.6 | 15.5 | 40.1 | 30.0 | 40.9 | 37.2 | 34.9 | 31.6 | 31.3 |
| V | 317 | 269 | 263 | 238 | 120 | 493 | 501 | 254 | 213 | 616 | 380 | 314 | 520 | 4133 |
| Rb | 5 | 4 | 6 | 7 | 7 | 15 | 46 | 14 | 28 | 23 | 2 | 6 | 8 | 22 |
| Sr | 317 | 269 | 263 | 238 | 110.0 | 493 | 501 | 254 | 213 | 616 | 380 | 314 | 520 | 830 |
| Ba | 60 | 60 | 105 | 100 | 144 | 870 | 930 | 390 | 400 | 650 | 370 | | 540 | 670 |
| Ta | 1.0 | 0.6 | 0.9 | 0.7 | 1 | 1.6 | 3.9 | 1.9 | 0.8 | 1.5 | 1.4 | 2.0 | 1.8 | 2.1 |
| Cr | 310 | 380 | 635 | 260 | | 55 | 12 | 130 | 280 | 91 | 146 | 2 | 147 | 39 |
| Zr | 121 | 113 | 134 | 109 | 154 | 217 | 420 | 147 | 130 | 208 | 133 | 135 | 191 | 255 |
| Hf | 3.6 | 3.3 | 3.9 | 2.9 | 3.8 | 4.5 | 6.7 | 4.0 | 2.9 | 3.5 | 3.8 | 4.4 | 4.5 | 5.3 |
| Th | 0.9 | 0.5 | 0.8 | 0.6 | 1 | 1.5 | 3.3 | 2.1 | 0.6 | 1.4 | 1.3 | 5.6 | 1.9 | 2.3 |
| Y | 23 | 22 | 26 | 22 | 29 | 32 | 55 | 21 | 21 | 28 | 20 | 20 | 27 | 29 |
| U | | | | | 0.4 | 1.1 | 1.3 | 1.0 | 0.4 | 0.4 | 0.5 | 1.3 | 0.6 | 0.8 |
| Zr/Nb | 9 | 10 | 9 | 10 | 8 | 6 | 3 | 4 | 6 | 6 | 5 | 3 | 5 | 5 |
| (La/Sm) _n | 1.53 | 1.27 | 1.53 | 1.44 | 1 | 1.88 | 2.62 | 2.23 | 1.39 | 2.01 | 1.87 | 3.65 | 2.30 | 2.25 |
| (Gd/Yb) _n | 1.99 | 2.12 | 1.95 | 1.71 | 2.2 | 2.48 | 2.11 | 2.29 | 2.85 | 1.65 | 2.93 | 3.03 | 3.41 | 2.10 |
| (La/Yb) _n | 3.75 | 3.19 | 3.76 | 3.07 | 3.37 | 7.18 | 7.86 | 7.78 | 3.90 | 6.27 | 6.23 | 20.18 | 8.54 | 6.91 |
| (Nb/La) _{pm} | 1.06 | 0.99 | 0.98 | 1.14 | 1.5 | 1.39 | 2.87 | 1.51 | 2.24 | 1.86 | 1.48 | 0.62 | 1.53 | 1.65 |
| (Th/La) _{pm} | 0.51 | 0.46 | 0.51 | 0.43 | 0.65 | 0.51 | 0.60 | 0.67 | 0.50 | 0.62 | 0.56 | 0.67 | 0.62 | 0.68 |
| (Nb/Th) _{pm} | 2.07 | 2.17 | 1.92 | 2.67 | 2.27 | 2.71 | 4.75 | 2.25 | 4.49 | 3.00 | 2.67 | 0.92 | 2.48 | 2.42 |
| Al ₂ O ₃ /TiO ₂ | 5.9 | 6.7 | 5.4 | 7.7 | 3.4 | 5.8 | 7.3 | 5.9 | 6.1 | 6.7 | 5.0 | 5.6 | 5.4 | 5.6 |

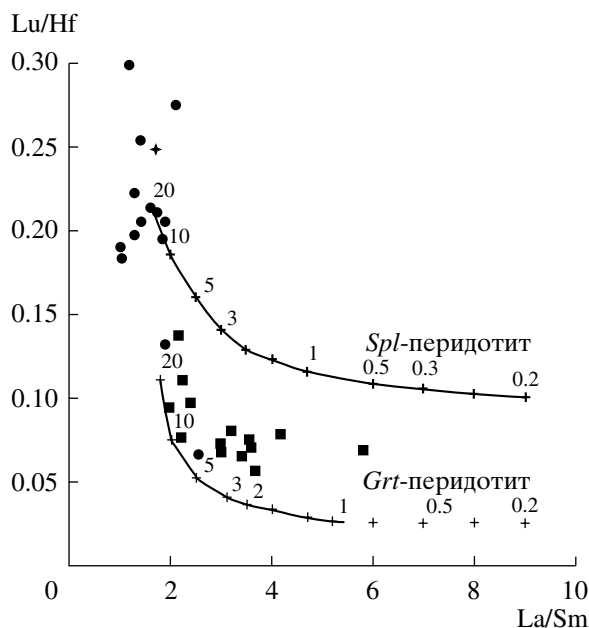


Рис. 9. Кривые частичного (от 0.01 до 20%) плавления шпинелевого и гранатового перидотита (Regelous et al., 2003).

Поскольку курайские базальты, вероятно, являются результатом смешения гранатового и шпинелевого перидотита, низкие значения La/Sm и высокие Lu/Hf свидетельствуют об относительно высоких степенях плавления в пределах поля устойчивости шпинели из источника с La/Sm отношением, близким к таковому в примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). Звездочка – состав примитивной мантии. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

для гавайских лав и самых молодых базальтов ИГЦ – подводной горы Дайкакуджи (рис. 5б, 6б) (Regelous et al., 2003).

По совокупности геологических, литологических и геохимических данных считается доказанным, что более древние деплетированные лавы Курайской зоны, так же как и обогащенные базальты Катунской зоны, связаны с внутриплитным плюмовым магматизмом (Добрецов и др., 2004; Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2004). Поэтому широкие вариации составов плюмовых базальтов Палеоазиатского океана из двух аккреционных комплексов Горного Алтая требуют особого объяснения. Из-за отсутствия достаточно представительного количества изотопных данных по изученным базальтам, необходимого для надежного определения их мантийного источника, часть наших заключений сделана на основе закономерностей, выявленных при изучении лав ИГЦ (Regelous et al., 2003 и ссылки в ней).

По аналогии с ранее опубликованными моделями, необходимо обсудить временные вариации внутриплитного магматизма Палеоазиатского океана для обоснования более деплетированного редкоэлементного и Nd-изотопного состава бо-

лее древних толеитов Курайского палеоострова по сравнению с более молодыми толеитами Катунского палеоострова.

Келлер с соавторами (Keller et al., 2000) впервые предположили, что под более молодой, т.е. более тонкой, океанической литосферой колонна мантийного плавления поднимается на более высокие уровни (она просто выше), поэтому внутриплитные лавы, изливающиеся на менее мощную литосферу, образуются при более высоких степенях плавления, чем расплавы, под более мощной литосферой. Это происходит потому, что перекрывающая более мощная океаническая литосфера ограничивает сверху мантийную колонну во время декомпрессионного плавления. Следовательно, чем выше колонна плавления, тем выше и степень плавления (Ellam, 1992; Haase, 1996).

Кроме степени и глубины плавления на редкоэлементный состав также влияет количество расплава, образовавшегося в поле устойчивости граната (Ellam, 1992; Haase, 1996). Более древние курайские толеиты имеют более низкие La/Sm и более высокие Lu/Hf отношения, чем катунские (рис. 5, 9). Редкоэлементный состав курайских лав указывает на то, что они, возможно, выплавились под менее мощной (более молодой на то время) литосферой, при относительно высоких степенях мантийного плавления и невысоком давлении, в пределах поля устойчивости шпинели (рис. 9). Катунские же лавы образовались при меньших степенях плавления и большем давлении, в поле устойчивости граната.

Таким образом, временные вариации состава лав Курайского и Катунского палеоостровов могут быть результатом различных степеней неравновесного плавления в гетерогенной по составу и строению колонне мантийного плюма. Предполагается, что такая колонна состоит из более тугоплавкого матрикса, сложенного деплетированным материалом верхней мантии, и более легкоплавких неоднородностей (Phipps Morgan, Morgan, 1999; Hoernle et al., 2000 и др.). Природа таких неоднородностей до сих пор неясна, но предполагается, что они представляют собой участки мантийной колонны, обогащенные под воздействием термохимического мантийного плюма легкоплавкими элементами нижней мантии (LREE, LILE) и Nb (Добрецов и др., 2006; Allegre, Turcotte, 1986).

Различные степени плавления в гетерогенной мантийной колонне могут быть результатом различной мощности перекрывающей литосферы (рис. 10). При прогрессивном плавлении такой гетерогенной мантии расплавы, формирующиеся под растущей, но еще маломощной литосферой, будут иметь более низкие концентрации несовместимых элементов (например, La, Nb, Th) и более низкие их отношения (Phipps Morgan, 1999). По-

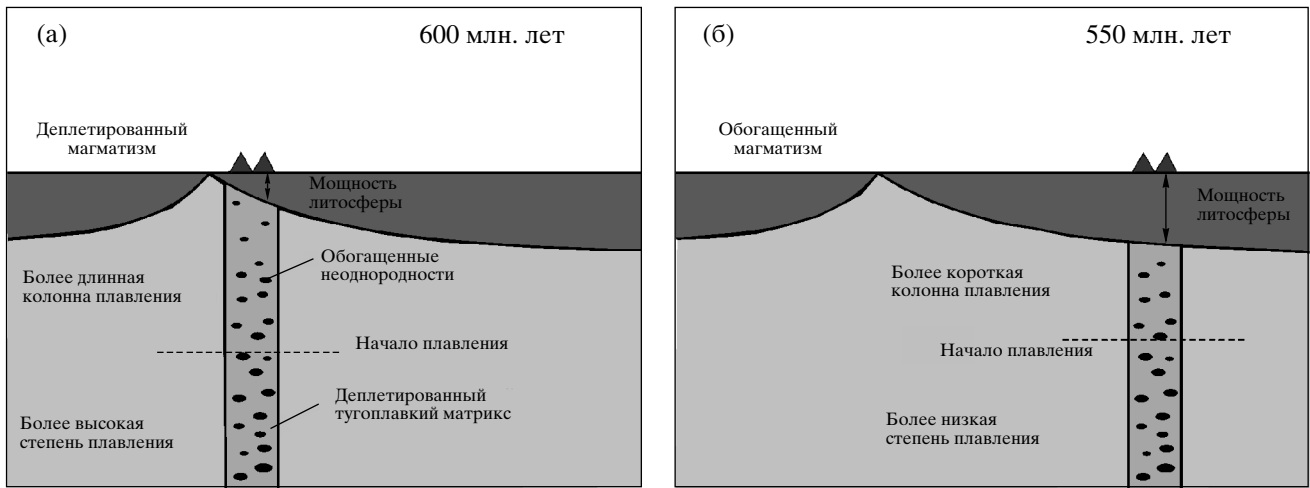


Рис. 10. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая влияние мощности литосферы на состав некогерентных элементов в позднеоперотерозой-раннекембрийских базальтах Палеоазиатского океана, по (Regelous et al., 2003) с изменениями.

(а) – Деплетированные лавы Курайского палеоострова являются результатом относительно высоких степеней плавления гетерогенной мантии; большая часть тугоплавкого материала, истощенного некогерентными элементами, вовлеклась в плавление поднимающегося мантийного плюма, расположенного под более молодой и более тонкой литосферой (600 млн. лет назад). (б) – Наоборот, базальты Катунского палеоострова выплавлялись под более зрелой и мощной океанической литосферой (550–530 млн. лет назад); средняя степень плавления была ниже и содержания некогерентных элементов оказались выше за счет более легкоплавкого материала мантийных неоднородностей.

этому мы предполагаем, что более деплетированный состав курайских лав является результатом плавления относительно тугоплавкого деплетированного компонента верхней мантии, содержащегося в колонне поднимающегося мантийного плюма (рис. 10а). Более молодые катунские лавы образовались из расплава, который формировался при более низких степенях плавления, в пределах более короткой мантийной колонны под более мощной океанической литосферой, и, следовательно, в него попало меньше материала тугоплавкого матрикса (рис. 10б), но больше материала обогащенных некогерентными элементами мантийных неоднородностей.

Такая тенденция была подтверждена и для других цепочек подводных гор, фиксирующих смену геохимического характера магматизма над различными плюмами: 1) Хребет 90° (от ~90 до 38 млн. лет) и архипелаг/плато Кергелен (от ~45 млн. лет до настоящего времени) в Индийском Океане над Кергеленским плюмом (Gautier et al., 1990; Frey, Wies, 1995 и др.); 2) цепь вулканов Пасхи в Восточной Пацифике (от современных вулканов о. Пасхи до подводных гор с возрастом 30 млн. лет на ее восточном окончании) (Cheng et al., 1999 и др.); 3) Императорско-Гавайская цепь подводных гор с лавами возраста от 85 млн. лет на ее северо-западном окончании до 42 млн. лет на ее восточном окончании (Regelous, Hofmann, 1999; Keller et al., 2000; Regelous et al., 2003).

В заключение, необходимо еще раз подчеркнуть, что вариации геохимического состава лав

подводных гор связаны с растущей мощностью океанической литосферы, которая является важным фактором, контролирующим степень плавления мантии над плюмом и, следовательно, состав расплава. Результаты, полученные Эламом (Ellam, 1992), Регелоусом с соавторами (Regelous et al., 2003), Ито и Махони (Ito, Mahoney, 2005) предполагают, что состав внутриплитных базальтов меняется в зависимости от мощности литосферы и что такой эффект может иметь место только для цепочек островов с разницей в возрасте не более 80 млн. лет. Закономерности, установленные вышеперечисленными исследователями, были применены нами для обоснования причин различия составов внутриплитных вулканических пород Курайского (600 млн. лет) и Катунского (550–530 млн. лет) палеоостровов юго-западной части Палеоазиатского океана, базальт-осадочные толщи которых доступны в настоящее время для изучения в пределах соответственно Курайской и Катунской аккреционных зон Горного Алтая, Юго-Западная Сибирь.

ВЫВОДЫ

1. Полученные петрохимические и изотопные данные по вулканическим породам из фрагментов двух палеоостровов Палеоазиатского океана фиксируют эволюцию внутриплитного океанического магматизма в течение 50 млн. лет (от 600 до 550 млн. лет) и показывают, что в течение это-

го периода геохимический и изотопный состав лав существенно изменился.

2. Лавы более древнего Курайского палеоострова (~600 млн. лет) имеют более истощенный редкоэлементный и изотопный состав по сравнению с более молодыми лавами Катунского палеоострова (~550 млн. лет) и более высокие начальные значения ϵ_{Sr} , чем в океанических толеитах ИГЦ и Гавайских островов, что связано с постмагматическими изменениями курайских лав. По значениям ϵ_{Nd} курайские лавы соответствуют гавайским. Начальное значение ϵ_{Sr} в толите Катунского палеоострова в среднем выше, а ϵ_{Nd} — ниже, чем в лавах ИГЦ, но на диаграмме $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ точка состава первого попадает в поле толеитов Гавайских островов.

3. Редкоэлементный и изотопный состав изученных лав меняется в зависимости от возраста подстилающей литосферы Палеоазиатского океана на момент излияния базальтов. Более древние курайские лавы, вероятно излившиеся на относительно молодую и тонкую литосферу Палеоазиатского океана, ближе к зоне спрединга и имеют более истощенный состав несовместимых элементов и изотопов. Наоборот, более молодые катунские лавы излились на более мощную литосферу и имеют более обогащенный состав.

4. Судя по составу породообразующих и редких элементов в лавах Курайского палеоострова, они формировались при более высоких степенях частичного плавления в мантии и при более низких давлениях, чем более молодые лавы Катунского палеоострова.

5. По аналогии с Императорско-Гавайской цепью подводных гор можно предположить, что фактором временного изменения геохимической специфики внутриплитного магматизма Палеоазиатского океана могли быть меняющиеся степени плавления гетерогенной по составу мантии и различная мощность океанической литосферы на момент образования расплавов. Когда в эдиакаране мантийный плюм располагался под более тонкой литосферой, возможно, ближе к зоне спрединга, в результате относительно высоких степеней плавления образовались курайские расплавы, имеющие более деплетированный редкоэлементный состав из-за вовлечения в плавление тугоплавкого деплетированного материала верхней мантии. В раннем кембрии катунские расплавы выплавлялись под более мощной литосферой и при меньших степенях плавления, что привело к их обогащению компонентами более легкоплавких нижнемантийных неоднородностей.

Благодарности. Фактический материал для статьи был собран в ходе полевых работ на Горном Алтае в 1995–2004 г. Автор выражает свою благодарность коллегам по Лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН, в первую

очередь заведующему лабораторией, доктору геол.-мин. наук М.М. Буслову, за совместные полевые работы и обсуждение рукописи; а также руководителям аналитических групп ИГМ СО РАН В.А. Боброву, А.Д. Кирееву, С.В. Палескому за проведение анализа породообразующих и редких элементов с помощью методов INAA, XRF и ICP MS; доктору геол.-мин. наук Ю.А. Костицыну (ГЕОХИ РАН) за проведение изотопного анализа; рецензенту, доктору геол.-мин. наук С.А. Силантьеву (ГЕОХИ РАН) за ценные замечания и комментарии, которые помогли существенно улучшить качество статьи.

Работа поддержана международным грантом РФФИ-ЯОПН № 07-05-91211.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
- Войнова И.П., Зябров С.В., Приходько В.С.* Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 83–96.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.* Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1381–1403.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В.* Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 952–967.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. и др.* Параметры горячих точек и термо-химических плюмов в процессе подъема и излияния // Петрология. 2006. Т. 14. № 5. С. 508–523.
- Гибиер А.С., Есин С.В., Изох А.Э. и др.* Диоксидсодержащие базальты кембрия Чеповской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 11. С. 1760–1772.
- Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др.* Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120–141.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 325 с. Т. 2. 334 с.
- Постников А.А., Терлеев А.А.* Стратиграфия неопротерозоя Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 3. С. 295–309.
- Репина Л.Н., Романенко Е.В.* Трилобиты и стратиграфия нижнего кембрия Алтая. М.: Наука, 1978. 304 с.
- Сафонова И.Ю.* Геодинамические обстановки формирования венд-палеозойских базальтов Палеоазиатского океана из складчатых областей Горного Алтая и

- Восточного Казахстана: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: НП АИ "Гео", 2005. 20 с.
- Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 182–199.
- Терлеев А.А. Стратиграфия венд-кембрийских отложений Катунской антиклинали (Горный Алтай) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Под ред. В.В. Хоментовского. Новосибирск: ОИГГиМ, 1991. С. 82–106.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 319 с.
- Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В. и др. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Доклады АН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 186–190.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
- Allégre C.J., Turcotte D.L. Implications of a two-component marble-cake mantle // Nature. 1986. V. 323. P. 123–127.
- Basu A.R., Faggart B.E. Temporal isotopic variation in the Hawaiian mantle plume: the Lanai Anomaly, the Molokai Fracture Zone, and a seawater-altered lithospheric component in Hawaiian volcanism // Earth Processes: Reading the Isotopic Code. Eds. Basu A., Hart S.R. Geophysical Monograph, American Geophysical Union. 1996. V. 95. P. 149–159.
- Berger W.H., Winterer E.L. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line in pelagic sediments // On land and Under the Sea. Eds. Hsu K.J., Jenkyns H.C. International Association of Sedimentologists. 1974. № 1. P. 11–98.
- Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T. et al. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geosci. J. 2001. V. 5. № 3. P. 203–224.
- Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Yu. et al. Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Res. 2002. V. 5. № 4. P. 781–800.
- Cheng Q.C., Park K.-H., Macdougall J.D. et al. Isotopic evidence for a hot spot origin of the Louisville Seamount Chain // Seamounts, Islands and Atolls. Eds. Keating B.H., Fryer P., Batiza R., Boehlert G.W. Geophysical Monograph, American Geophysical Union. 1987. V. 43. P. 283–296.
- Cheng Q.C., Macdougall J.D., Zhu P. Isotopic constraints on the Easter Seamount Chain source // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 135. P. 225–233.
- Dickin A.P. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, 1995. 490 p.
- Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian ocean // Int. Geol. Rev. 1995. V. 35. P. 335–360.
- Dupuy C., Vidal P., Maury R.C. et al. Basalts from Mururoa, Fangataufa and Gambier Islands (French Polynesia): geochemical dependence on the age of the lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 1993. V. 117. P. 89–100.
- Ellam R.M. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry // Geology. 1992. V. 20. P. 153–156.
- Frey F.A., Weis D. Temporal evolution of the Kerguelen plume: geochemical evidence from ~38 to 82 Ma lavas forming the Ninetyeast Ridge // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 121. P. 12–28.
- Gautier I., Weis D., Mennessier J.-P. et al. Petrology and geochemistry of the Kerguelen Archipelago basalts (South Indian Ocean): evolution of the mantle sources from ridge to intraplate position // Earth and Planetary Science Letters. 1990. V. 100. P. 59–76.
- Haase K.M. The relationship between the age of the lithosphere and the composition of oceanic magmas: constrains on partial melting, mantle sources and the thermal structure of the plates // Earth and Planetary Science Letters. 1996. V. 144. P. 75–92.
- Hoernle K., Werner R., Phipps Morgan J. et al. Existence of complex spatial zonation in the Galapagos plume for at least 14 m.y. // Geology. 2000. V. 28. P. 435–438.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–229.
- Hofmann A.W., White W.M. Mantle plumes from ancient oceanic crust // Earth and Planetary Science Letters. 1982. V. 57. P. 421–436.
- Hofmann A.W., Jochum K.P. Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaii Scientific Drilling Project // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 11831–11839.
- Isozaki Y., Maruyama Sh., Fukuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. V. 181. P. 179–205.
- Ito G., Mahoney J.J. Flow and melting of a heterogeneous mantle. 2. Implications for a chemically non-layered mantle // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 230. P. 47–63.
- Keller R.A., Fisk M.R., White W.M. Isotopic evidence for Late Cretaceous plume-ridge interaction at the Hawaiian Hotspot // Nature. 2000. V. 405. P. 673–676.
- Komiya T., Maruyama Sh., Hirata T., Nohda S. Petrology and Geochemistry of MORB and OIB in the Mid-Archean North Pole region, Pilbara craton, Western Australia: implications for the composition and temperature of the upper mantle at 3.5 Ga // Int. Geol. Rev. 2002. V. 44. P. 988–1016.
- Mahoney J.J., Frei R., Tejada M.L. et al. Tracing the Indian Ocean mantle domain through time: isotopic results from old West Indian, East Tethyan, and South Pacific seafloor // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 1285–1306.
- Maruyama Sh. Plume tectonics // Journal Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 24–49.
- McKerrow W.S., Scotese C.R., Brosier M.D. Early Cambrian reconstruction // J. Geol. Soc. Lond. 1992. V. 149. Pt. 4. P. 589–606.
- Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. V. 230. P. 42–43.
- Ota T., Utsunomiya A., Uchio Yu. et al. Geology of the Gorny Altai subduction-accretion complex, southern Siberia: tectonic evolution of an Ediacaran-Cambrian intra-oceanic arc-trench system // J. Asian Earth Sciences. 2007. V. 30. P. 666–695.

- Phedorin M.A., Bobrov V.A., Chebykin E.P. et al.* Comparison of synchrotron radiation X-ray fluorescence with conventional techniques for the analysis of sedimentary samples // *Geostandarts Newsletter*. 2000. V. 24. № 2. P. 205–216.
- Phipps Morgan J.* Isotope topology of individual hotspot basalt arrays: mixing curves or melt extraction trajectories? // *Geochem. Geophys. Geosys.* 1999. V. 1. GC000004.
- Phipps Morgan J., Morgan W.J.* Two-stage melting and the geochemical evolution of the mantle: a recipe for mantle plum-pudding // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. V. 170. P. 215–239.
- Pitman W.C., Talwani M.* Sea-floor spreading in the North Atlantic // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. V. 83. P. 619–646.
- Polat A., Kerrich R., Wyman D.* Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle // *Precambrian Res.* 1999. V. 94. P. 139–173.
- Regelous M., Hofmann A.W.* Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism since 85 Ma // *EOS Transactions, American Geophysical Union*. 1999. V. 80. F1102.
- Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W. et al.* Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // *J. Petrol.* 2003. V. 44. № 1. P. 113–140.
- Reiners P.W.* Reactive melt transport in the mantle and geochemical signatures of mantle-derived magmas // *J. Petrology*. 1998. V. 39. P. 1039–1061.
- Safonova I.Yu., Buslov M.M., Iwata K. et al.* Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting // *Gondwana Res.* 2004. V. 7. № 3. P. 771–790.
- Stern R.A., Syme E.C., Lucas S.B.* Geochemistry of 1.9 Ga MORB- and OIB-like basalts from the Amisk collage, Fin Flon belt, Canada: evidence for an intraoceanic origin // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 3131–3154.
- Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Uchio Yu., Isozaki Yu., Ota T. et al.* The oldest mid-oceanic carbonate buildup complex: setting and lithofacies of the Vendian (Late Neoproterozoic) Baratal limestone in the Gorny Altai Mountains, Siberia // *Proc. Japan Acad.* 2004. V. 80. № 9. P. 422–428.
- White R.V., Tarney J., Kerr A.C. et al.* Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: implications for the generation of continental crust // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 43–68.