

ВНУТРИПЛИТНЫЙ ОКЕАНИЧЕСКИЙ МАГМАТИЗМ ПАЛЕО-АЗИАТСКОГО ОКЕАНА И ПАЛЕО-ПАЦИФИКИ: ОТ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ДО КАЙНОЗОЯ

И.Ю. Сафонова

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

В позднем неопротерозое действие гигантского Тихоокеанского суперплюма [Maruyama, 1994] привело к расколу супреконтинента Родиния и открытию Палео-Азиатского океана, а затем и Палео-Пацифики. Действие суперплюма продолжалось во внутриокеанической обстановке на протяжении более 600 млн. лет и привело к образованию океанических плато, островов и симаунтов, которые при закрытии палео-океанов были аккретированы к островным дугам и/или континентальным окраинам. Фрагменты таких океанических поднятий в настоящее время входят в состав аккреционных комплексов (АК) Центральной Азии, Дальнего Востока и Японии (табл.). Внутриплитные базальты или базальты океанических островов/симаунтов (ОИВ) представляют собой элементы океанической стратиграфии (ОС), которая также включает базальты океанического дна (MORB), пелагические радиолариевые/ленточные кремни, склоновые фации и мелководные отложения «карбонатной шапки» океанического острова [Isozaki et al., 1990].

Геология. Элементы ОС Палео-Азиатского океана (ПАО) формировались в течение длительного периода с позднего неопротерозоя до конца палеозоя и входят в состав АК Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП): курайский (поздний неопротерозой, Горный Алтай), джидинский (поздний неопротерозой, Забайкалье-северная Монголия), баянхонгорский (поздний неопротерозой, центральная Монголия), агардагский (поздний неопротерозой, СЗ Монголия), катунский (ранний кембрий, Горный Алтай), засурьинский (поздний кембрий-ранний ордовик, Рудный Алтай), уланбаторский (поздний силур - ранний девон; центральная Монголия), чарский (поздний девон-ранний карбон, восточный Казахстан) и солонкерский (поздний карбон, ЮВ Монголия). Толщи ОС уланбаторского АК были выделены совсем недавно и заполнили ранее отмеченный среднепалеозойский пробел внутриплитного океанического магматизма [Safonova, 2009]. Элементы ОС Палео-Пацифики образовались в позднем палеозое-мезозое [Maruyama et al., 1997] и вошли в состав АК Дальнего Востока и их аналогов в Японии соответственно: хабаровский и Акиоши (поздний карбон-пермь), самаркинский и Мино-Тамба (пермь-триас), таухинский и Южный Чичибу (юра). В мелу плюмовый магматизм продолжился в Тихом океане и сформировал Императорско-Гавайскую цепь вулканов (ИГЦВ), старейшие фрагменты которых входят в состав Смагинского АК восточной Камчатки [Савельев, 2003]. До сих пор остается «незаполненным» среднеордовикско-силурийский пробел внутриплитного магматизма, продукты которого, судя по скудным литературным данным [Биске, Табунс, 1996], могут быть найдены в Атбашско-Кокшаальском поясе Тянь-Шаня. Несмотря на разный возраст базальты из всех комплексов имеют много общего: 1) обогащение несовместимыми элементами (Ti, Nb, LREE); 2) схожее структурное положение в аккреционных комплексах орогенных поясов, сформированных при закрытии палео-океанов и последующих коллизионных процессах; 3) пространственная связь с зонами меланжа и островодужными образованиями; 4) тесная ассоциация с осадками ОС характерными для таковых образованных в обстановке океанического острова, т.е. вершинные рифовые известняки, склоновые брекчии и алевролиты и придонные кремнистые сланцы, кремни и другие эпикластические осадки.

Геохимия. По соотношению SiO_2 и Nb/Y среди базальтов из всех АК преобладают щелочные разности; субщелочные базальты характерны для курайского АК. Содержания MgO варьируют между 2 и 13 масс.% (большинство между 4 и 8 масс.%), а Fe_2O_3 – между 4 и 10 масс.%, что дает $\text{Mg}\# = 20-70$. Более молодые базальты Палео-Пацифики имеют более высокие TiO_2 и P_2O_5 и более низкие MnO, чем древние базальты ПАО (рис. 1). Содержания TiO_2 варьируют между 1,5 и 4,1 масс.%, а P_2O_5 – от 0,13 до 1,0 масс.%, причем концентрации P_2O_5 растут при снижении MgO во всех группах кроме Мино-Тамба. Незначительный рост TiO_2 и Fe_2O_3 при снижении MgO предполагает, что Fe-Ti оксиды не были главными фракционирующими фазами. Содержания SiO_2 находятся в пределах 45-55 масс.% (48 масс.% в среднем); Al_2O_3 (13-20 масс.%), как правило, снижается с ростом MgO, предполагая

Таблица. Проявления внутриплитного магматизма Палеоазиатского океана и Палео-Пацифики

I. Палеоазиатский океан (640-340 Ма)		
Период внутриплитного магматизма	Аккреционные комплексы с ОИВ/ОРВ	Географическое положение АК
Поздний неопротерозой (ранняя стадия эволюции ПАО)	1. Курайский 2. Джидинский 3. <i>Агардагский</i> 4. Баянхонгорский	1. Горный Алтай 2. Забайкалье 3. СЗ Монголия 4. ЮЗЦ Монголия
Ранний кембрий	Катунский	Горный Алтай
Поздний кембрий-ранний ордовик	Засурьинский	СЗ Горный Алтай
Поздний ордовик-ранний силур (?)	<u>Атбаши-Кокшаальский</u>	Центральный Тянь-Шань
Поздний силур (?) – ранний девон	<u>Уланбаторский</u>	СВЦ Монголии
Поздний девон-ранний карбон (закрытие восточной части ПАО)	Чарский	Восточный Казахстан
Поздний карбон – ранняя пермь (закрытие западной части ПАО)	Солонкерский	ЮВ Монголия-Китай
II. Палео-Пацифика (320-140 Ма)		
Поздний карбон - средняя пермь	1. Хабаровский 2. Акиоши	1. СЗ Сихоте-Алинь 2. ЮЗ Япония
Поздняя пермь - триас	1. Самаркинский 2. Мино-Тамба	1. Сихоте-Алинь 2. ЮЗ Япония
Юра	1. Таухинский 2. Южный Чичibu	1. ЮВ Сихоте-Алинь 2. ЮВ Япония
Пацифика (100-0 Ма)		
Ранний мел	Смагинский	Восточная Камчатка

Примечание: ОРВ – океанические платобазальты; подчеркнуты наименее изученные объекты; курсивом выделены объекты, рассматриваемые как задуговые бассейны.

одновременную кристаллизацию клинопироксена и плагиоклаза. Концентрации Ni и Cr обычно низкие (80 и 160 г/т в среднем соответственно). Это, наряду с типично низкими Mg#, соответствует эволюционированному составу расплавов. Положительная корреляция MgO и Ni контролируется фракционированием оливина и пироксена. Концентрации Nb (3–130 г/т), Y (16–70 г/т) и Zr (60–480 г/т) в базальтах курайского, джидинского, катунского, засурьинского, чарского АК и Акиоши слегка растут со снижением MgO, что также предполагает фракционирование плагиоклаза, оливина и клинопироксена. Большинство базальтов (80%) имеют отношения Zr/Nb в пределах 1,8–14, т.е. близко к таковым во многих базальтах ОИВ-типа, например ИГЦВ [Regelous et al., 2003]. Базальты курайского АК характеризуются более высокими Zr/Nb - около 31 в среднем, что близко к базальтам океанических плато типа Онтонг-Ява [Mahoney et al., 1993]. Отношения Ti/Zr варьируют от 75 до 266, предполагая различные условия формирования в зависимости от состава мантийного источника, степени частичного плавления, степени фракционирования титаномагнетита и т.д.

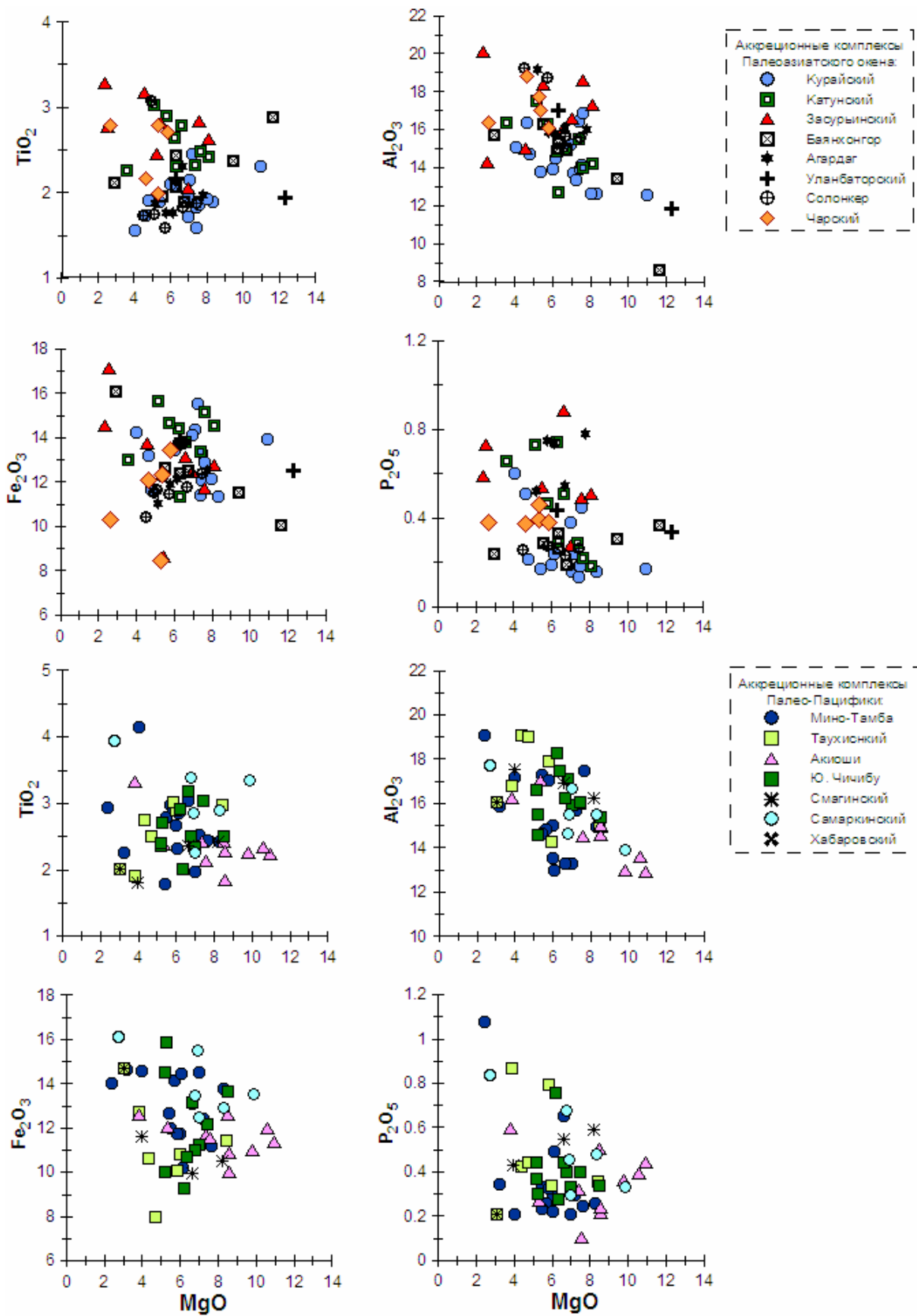


Рис. 1. Бивариантные диаграммы MgO – породообразующие окислы.

Все группы базальтов кроме курайского АК имеют обогащенные легкими компонентами спектры редкоземельных элементов (REE): $La_N=23,3-282,5$, $La/Yb_N=1,7-16,2$, $La/Sm_N=1,0-3,6$, $Gd/Yb_N=1,4-7,5$ (рис. 2). Аномалии по Eu, как правило, отсутствуют

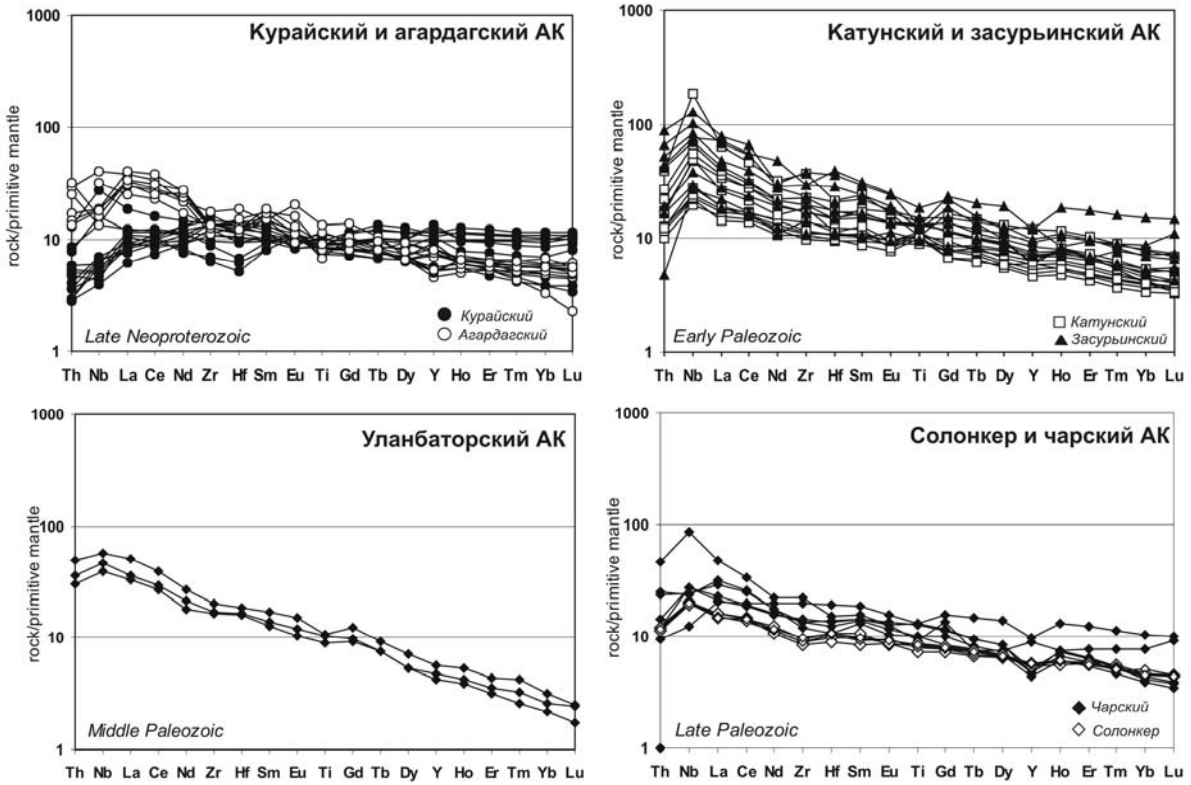
($Eu/Eu^*=0.91-1.11$) за исключением курайских базальтов, имеющих и положительные, и отрицательные Eu аномалии ($Eu/Eu^*=0,8-1,2$) – возможно, результат вторичных изменений. Курайские базальты, которые ранее интерпретировались как базальты океанического плато (Сафонова и др., 2008), имеют менее дифференцированные спектры REE: $La_N=17,7-54,2$, $La/Yb_N=0,7-4,8$, $La/Sm_N=0,6-1,6$, $Gd/Yb_N=0,9-2,3$, часть из которых схожа с таковыми для базальтов бассейнов Науру и Онтонг-Ява, но другие близки к типичным OIB. Концентрации тяжелых REE (HREE) выше в курайских базальтах, чем в других группах, однако степень фракционирования HREE в них ниже. Агардагские базальты раньше интерпретировались как задуговые, но спектры REE для высоко-Ti образцов [Pfander et al., 2002]) больше похожи на типичные OIB. На мульти-компонентных диаграммах, нормированных к примитивной мантии, базальты из всех АК кроме курайского, агардагского и Акиоши характеризуются наличием положительных аномалий Nb по отношению к La и Th ($Nb/La_{pm}=1,2-1,9$; $Nb/Th_{pm}=1,02-5,6$ для 85% данных; рис. 2). Большая часть курайских и часть агардагских базальтов имеют отрицательные аномалии по Nb и Ti, которые, наряду с повышенными TiO_2 и LREE, характерны для океанических базальтов плато Онтонг-Ява [Mahoney et al., 1993]. Если минимумы по Nb возможно являются результатом эндогенной контаминации расплава материалом рециклированной океанической коры [Saunders et al., 1988], то минимумы по Ti могут отражать фракционирование совместимых с Ti мантийных минералов, таких как рутил и перовскит.

Мульти-компонентные спектры для базальтов Курая, Агардага и Акиоши имеют слабые пики по La и более гладкие участки в районе La, Nb и Th ($Nb/La_{pm}=0,7-1,0$). Во всех образцах Th истощен по отношению к Nb и La ($Th/La_{pm}=0.5-0.9$; $Nb/Th_{pm}=1.0-2.1$; рис. 2). Для многих базальтов отмечаются минимумы по Zr ($Zr/Zr^*=0.19-0.38$), предполагая мантийный источник на уровне гранатовой фации. Мульти-компонентные спектры агардагских базальтов, также как и редкоземельные, отличаются от таковых, характерных для островодужных (IAB) и задуговых (IAB) базальтов, но ближе к OIB (рис. 2). Базальты OIB-типа имеют более высокие Gd/Yb_n и низкие Al_2O_3/TiO_2 по сравнению с MORB, IAB и IAB. Этот факт очень важен с точки зрения правильной идентификации базальтов OIB-типа в сложно построенных аккреционных комплексах, которые иногда ошибочно рассматриваются как IAB, BAB или MORB. Средние до высоких степени дифференциации HREE во всех базальтах OIB-типа ($Gd/Yb_n=1-3,5$) предполагают фракционирование граната и средне-высокие степени частичного плавления.

Выводы. На основе представленных данных выделены 2 типа внутриплитных базальтов ПАО и Палео-Пацифики: 1) обогащенные LREE, Nb и Ti и 2) переходные. Первые имеют высокие TiO_2 (рис. 1), а также редкоземельные и мульти-компонентные спектры с обогащением LREE и максимумами по Nb соответственно, тогда как переходные различаются более плоскими спектрами REE и нулевыми/отрицательными аномалиями по Nb относительно La и, в меньшей степени, Th (рис. 2). Курайский и Акиоши АК включают базальты обоих типов; в других АК преобладают обогащенные разности. Большинство образцов имеют геохимические характеристики близкие к таковым типичных OIB, т.е. образованных во внутриплитной океанической обстановке: средние до высоких TiO_2 ($>1,5$ wt.%), высокие LREE ($La/Sm_n > 1,3$), дифференцированные HREE ($Gd/Yb_n > 1,4$) и повышенные концентрации Nb ($Nb_{cp.}=26$), что дает максимумы по Nb (рис. 2).

Таким образом, внутриплитный магматизм обоих океанов был относительно непрерывным с вероятной периодичностью не более 50 млн. лет. Поскольку для некоторых периодов характерны множественные проявления такого магматизма (например, неопротерозойские и карбоновые АК; табл.), то можно предположить, что интенсивность магматизма была различная. Пик магматизма в позднем неопротерозое с образованием базальтов обоих типов вероятно связан с ранней стадией развития ПАО и как результат воздействием плюма на молодую океаническую кору недалеко от срединно-океанического хребта [Терентьева и др., 2008; Сафонова, 2008]. Непрерывный и/или периодичный характер мантийного магматизма можно более надежно обосновать/отклонить путем детального изучения элементов среднеордовикско-силурийской внутриплитной ОС из аккреционных комплексов Атбаши-Кокшаала, Уланбаторского АК, а также Центрального Казахстана. Для выяснения возможного присутствия внутриплитных базальтов типа OIB в Агардагской и Озерной зонах Монголии потребуется более детальное изучение всех элементов ОС этих зон, включая дополнительный отбор образцов базальтов для получения достаточного количества высококачественных геохимических данных.

Палеоазиатский океан



Палео-Пацифика

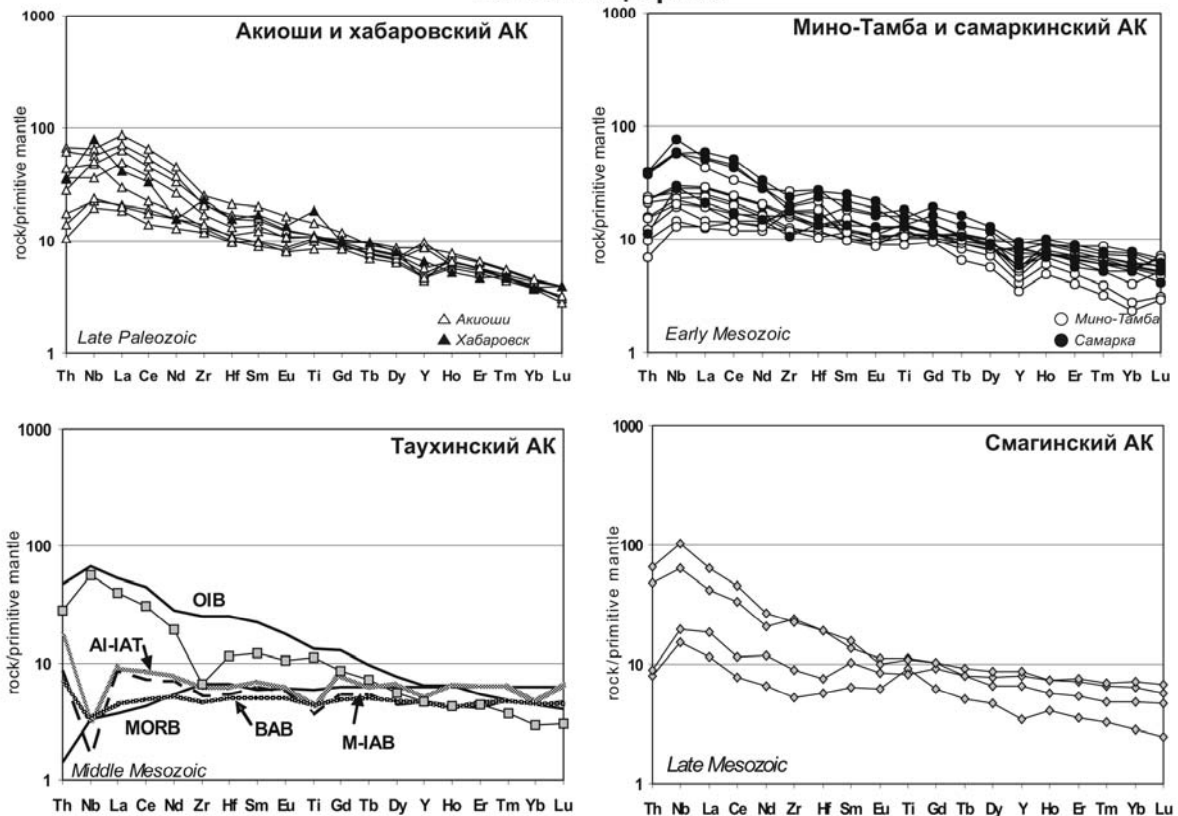


Рис. 2. Мульти-компонентные диаграммы распределения редких элементов, нормированные по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). Сокращения для базальтов: BAB – задуговые, AI-IAT – толеиты Алеутской дуги, M-IAB – известково-щелочные базальты Марианской дуги, OIB – базальты океанических островов, MORB – базальты срединно-океанических хребтов.

Список литературы

- Биске Ю.С., Табунс Э.В.** Доколлизийные базальты в Атбаши-Кокшаальских герцинидах (центральный Тянь-Шань) и их геодинамическая природа // ДАН, 1996. Т. 348. №1. С. 81-84.
- Савельев Д.П.** Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова // Вулканология и сейсмология, 2003. № 1. С. 14-20.
- Сафонова И.Ю.** Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего протерозоя до раннего кембрия // Петрология, 2008. Т. 16. № 5. С. 527-547.
- Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.** Состав, источники и эволюция формирования пород позднерифеской Баянхонгорской офиолитовой зоны: характеристика начальных стадий развития Палеоазиатского океана // ДАН, 2008. Т. 423. № 5. С. 667-671.
- Isozaki Y., Maruyama Sh., Fukuoka F.** Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics, 1990. V. 181. P. 179-205.
- Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A. et al.** Geochemistry and geochronology of Leg130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1993. V. 130. P. 3-22.
- Maruyama Sh., Isozaki Yu., Kimura G., Terabayashi M.** Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // Island Arc, 1997. V. 6. P. 121-142.
- Maruyama Sh.** Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan, 1994. V. 100. P. 24-49.
- Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I. et al.** Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol., 2002. V. 143. P. 154-174.
- Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G.** Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrol., 2003. V. 44. P. 113-140.
- Safonova I.Yu.** Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma // Ore Geology Reviews, 2009. (doi:10.1016/j.oregeorev.2008.09.002).
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // J. Petrol., 1988. Spec. Lithosphere Iss. P. 415-455.