

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ
НИЗКОЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ****П.А. Балыкин, Т.Е. Петрова***Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3**E-mail: balykin@uiggm.nsc.ru**Поступила в редакцию 30 мая 2006 г.*

При обобщении и анализе оригинальных и литературных петрохимических и геохимических данных по коматиит-базальтовым (КБК), пикрит-базальтовым (ПБК) и пикрит-долеритовым комплексам (ПДК), а также расслоенным перидотит-габбровым массивам из различных регионов мира получены следующие основные результаты. Породы КБК, ПБК и ПДК по химическому составу варьируют от умеренно высокомагниевого и низкощелочных дунитов, перидотитов, пикритов и коматиитов до умеренномагниевого, низко- и субщелочных долеритов и базальтов. Более широко меняются в породах этих комплексов содержания титана и алюминия. В КБК они имеют низкотитанистый уклон, по глиноземистости пород КБК варьируют от докембрийских низко- среднеглиноземистых до фанерозойских высокоглиноземистых. ПБК подразделяются по содержаниям в породах титана на низко- высокотитанистые континентов, плато, окраинных и внутренних морей и подвижных областей континентов и высокотитанистые океанов, океанических островов и внутриконтинентальных рифтогенных структур. Породы ПДК характеризуются низко- среднетитанистым уклоном и вариациями от высоко- до низкоглиноземистых. В КБК и ПБК океанов, океанических островов и внутриконтинентальных рифтогенных структур породам свойственны пологие спектры распределения редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) и низкие $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ отношения (0,1-4,3 и 0,06-14,0). Содержания редких и РЗЭ (в г/т), нормированных на примитивную мантию, варьируют в породах этих комплексов от 0,08 до 1000; РЗЭ, нормированных на хондрит, – от 0,5 до 120. Для пород ПБК континентов, плато, окраинных и внутренних морей, подвижных областей континентов и ПДК характерны отрицательные наклоны спектров распределения редких и РЗЭ и более высокие $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ отношения (0,1-15,2 и 0,1-68,6). Содержания редких и РЗЭ, нормированных на примитивную мантию, варьируют в породах этих комплексов от 0,5 до 800; РЗЭ, нормированных на хондрит, – от 1 до 400. Породы перидотит-габбровых массивов по химическому составу характеризуются в подавляющем большинстве случаев умеренномагниевого, крайне и весьма низкотитанистым, весьма и умеренно низкощелочным уклоном. В верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровых и дунит-троктолит-габбровых массивах они имеют средне- и высокоглиноземистый уклон, в остальных типах массивов породы обладают весьма и умеренно низкоглиноземистым уклоном. Большинство пород перидотит-габбровых массивов свойственны пологие спектры распределения редких и РЗЭ и низкие $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ отношения (0,0-5,3 и 0,0-12,9). Массивам с клинопироксеновым типом состава дифференциатов свойственны минимумы по нормированным на примитивную мантию содержаниям в породах Nb, La, Ce и Zr, иногда Nd, Hf, Sm, Y (до 0,015), и максимумы – по Cs, Rb, Ba, U, K, Sr, P, иногда Pb и Ti (до 700). В массивах с ортопироксеновым типом состава пород для них характерны минимумы по нормированным на примитивную мантию содержаниям Nb, La, Ce, иногда Nd, Zr, Sm (до 0,1), и максимумы – по Cs, Rb, Ba, K, иногда Sr и Ti (до 300). Кроме того, выявлен эволюционный тренд изменчивости состава низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций, сводящийся к смене архейско-раннепротерозойских ассоциаций с ортопироксеновым составом пород – протерозойско-фанерозойскими с преобладающими среди них ассоциациями с оливин-плагноклазовым и оливин-клинопироксеновым уклонами состава дифференциатов. Установленный тренд свидетельствует об имевшем место глобальном направленном изменении во времени состава образующихся мантийных пикробазальтовых и базальтовых магм, что, скорее всего, обусловлено разным составом мантийного субстрата – вебстеритовым в архее и раннем протерозое и лерцолитовым – в рифее и фанерозое.

Ключевые слова: *коматиит-базальтовые, пикрит-базальтовые и пикрит-долеритовые комплексы, перидотит-габбровые массивы, петрохимия, геохимия, редкие и редкоземельные элементы, эволюционный тренд.*

PETROCHEMICAL AND GEOCHEMICAL PARTICULARITY OF WEAKLY ALKALINE ULTRAMAFIC-MAFIC ASSOCIATIONS

P.A. Balykin, T.E. Petrova

Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS

Analysis of summarized original and literature petrochemical and geochemical data on komatiite-basalt (KBC), picrite-basalt (PBC), and picrite-dolerite (PDC) complexes as well as on layered peridotite-gabbro massifs from different regions of the world obtain the following results. In chemical composition, the rocks of KBC, PBC, and PDC vary from moderately high-Mg and weakly alkaline dunites, peridotites, picrites, and komatiites to moderate-Mg, weakly alkaline and subalkaline dolerites and basalts. Contents of Ti and Al vary in rocks of these complexes more widely. In the KBC these rocks are poor in Ti, while their Al contents vary from low and moderate in Precambrian varieties to high in Phanerozoic ones. According to contents of Ti, the picrite-basalt complexes are divided into low- and high-Ti complexes of continents, plateaus, marginal and inner seas and mobile regions of continents and high-Ti complexes of oceans, oceanic islands, and intracontinental rift structures. The PDC rocks have typically low and moderate contents of Ti, with Al contents varying from high to low. In KBC and PBC of oceans, oceanic islands, and intracontinental rift structures, the rocks demonstrate flat grade spectra of distribution of trace and rare-earth elements and low values of $(La/Sm)_N$ and $(La/Yb)_N$ of 0,1-4,3 and 0,06-14,0, respectively. Contents primitive mantle-normalized of trace elements and REE (ppm) in rocks of these complexes vary from 0,08 to 1000, and chondrite-normalized REE, from 0,5 to 120. The rocks of the PBC of continents, plateaus, marginal and inner seas, and mobile regions of continents and the rocks of the PDC are characterized by negative slopes of distribution spectra of trace elements and REE and by higher $(La/Sm)_N$ and $(La/Yb)_N$ values of 0,1-15,2 and 0,1-68,6, respectively. The contents PM-normalized of trace elements and REE in rocks of these complexes vary from 0,5 to 800, and of Ch-normalized REE, from 1 to 400. In chemical composition, the rocks of peridotite-gabbro massifs are characterized chiefly by moderate Mg, very low and low Ti, very low and moderately low alkali contents. In wehrlite-clinopyroxenite-troctolite-gabbro and dunite-troctolite-gabbro massifs they have moderate and high contents of Al, whereas in other types of massifs the rocks contain very low and moderately low amounts of alumina. Most rocks of peridotite-gabbro massifs show flat grade spectra of distribution of trace elements and REE and low $(La/Sm)_N$ and $(La/Yb)_N$ values of 0,0-5,3 and 0,0-12,9, respectively. The massifs with the clinopyroxene type of differentiate composition typically demonstrate minima of PM-normalized contents of Nb, La, Ca, Zr, sometimes Nd, Hf, Sm, Y (to 0,015) and maxima for Cs, Rb, Ba, U, K, Sr, P, sometimes Pb and Ti (to 700). In massifs of orthopyroxene-type composition, the rocks are characterized by minima of PM-normalized contents of Nb, La, Ce, sometimes Nd, Zr, Sm (to 0,1) and maxima of Rb, Ba, K, sometimes Sr and Ti (to 300). In addition, an evolution trend of composition variability of weakly alkaline ultramafic-mafic associations has been distinguished: The Archean-Early Proterozoic associations with the orthopyroxene composition of rocks were replaced by the Proterozoic-Phanerozoic associations, mostly with differentiates of olivine-plagioclase and olivine-clinopyroxene compositions of rocks. The established trend suggests that the mantle picrobasalt and basalt magmas experienced with time a global directed change of their composition, which is, most likely, due to different compositions of the mantle source: websterite in the Archean and Early Proterozoic and lherzolite in the Riphean and Phanerozoic.

Key words: *komatiite-basalt, picrite-basalt and picrite-dolerite complexes, peridotite-gabbro massifs, petrochemistry, geochemistry, trace and rare-earth elements, evolution trend.*

Введение и постановка проблемы

Геохимические данные обладают высокой информативностью при формационной типизации магматических ассоциаций, реконструкции геодинамических обстановок их формирования, оценке составов исходных расплавов, мантийных субстратов и условий генерации родоначальных расплавов [Rollinson, 1994; Интерпретация..., 2001]. Статья посвящена обобщению и анализу оригинальных и литературных аналитических петрохимических и геохимических данных по КБК, ПБК, ПДК, а также перидотит-габбровым массивам, типизированным по петрохимическому составу, и уточнению их систематики по геохимическим характеристикам. Полученные данные являются основой для последующей оценки геохимического состава исходных расплавов и их численного моделирования, а также реконструкции эволюции процессов мантийного ультрамафит-мафитового маглообразования и оценки геохимических составов мантийных источников. Структура статьи следующая. Сначала приводятся краткие сведения по формационной типизации на основе петрохимических характеристик анализированных низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций, оценке петрохимических составов исходных расплавов и их эволюционных трендов. Основной объем статьи составляет изложение обобщенных геохимических данных по изученным ультрамафит-мафитовым ассоциациям с анализом их типоморфных черт. В статье сознательно не приводится детальное обсуждение полученных результатов, а также их генетическая и геодинамическая интерпретация. Это планируется обсудить в следующей статье после получения оценок петро- и геохимических составов исходных расплавов анализированных ассоциаций и их численного моделирования.

Методика исследований

При формационной типизации магматических ассоциаций по вещественному составу был использован метод, разработанный в Институте геологии и геофизики СО АН СССР [Кузнецов и др., 1976; Белоусов и др., 1982; Кривенко, 1984; Балыкин, 1990]. Он основан на следующей последовательности операций: 1)

выявлении композиционных петрохимических структур анализируемых ассоциаций с последующим выделением и статистической оценкой состава дискретных петрографических групп; 2) типизации и систематике магматических ассоциаций по набору петрографических групп, соотношению их объемов и принадлежности к тому или иному классу с одними и теми же химическими характеристиками. При определении принадлежности к тому или иному классу принято использовать показатели щелочности, соотношение щелочей, содержания титана, алюминия и другие петрохимические параметры на основе разработанных петрохимических шкал [Белоусов и др., 1982; Кривенко, 1984]. Корректным способом оценки преобладания пород того или иного химического класса в петрографической группе является доверительная оценка параметра в биномиальном распределении [Большев, Смирнов, 1965]. Типизацию магматических тел и выделяемых формаций удобнее воспринимать в петрографической терминологии на основе перечисления преобладающих разновидностей пород в петрографических группах в той или иной типизированной ассоциации (например, дунит-клинопироксенит-габбровая, дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовая и т.д.) [Балыкин, 1990]. При обобщении аналитических данных по петрохимии использовались преимущественно анализы, полученные рентгено-флуоресцентным методом, реже – обычным химическим анализом («мокрая химия»). При этом в выборки включались пробы с относительно низкими потерями при прокаливании. Элементы группы железа, а также Ba, Sr, Zr, Nb и Y в породах комплекса Каобанг Северного Вьетнама, массивов Лак Дес Айлс Канады и Скергаардского Гренландии определялись атомно-абсорбционным методом. Остальные редкие и РЗЭ в породах большинства исследованных массивов и комплексов анализировались методом ICP-MS, за исключением пород КБК Карасьек Норвегии, Шонгда СЗ Вьетнама, ПБК Эмейшань ЮЗ Китая, ПДК Каобанг СВ Вьетнама, массивов Бураковско-Аганоозерского Карелии, Дугдинского Тувы и Лукиндинского Становой складчатой системы, анализированных нейтронно-активационным методом. В последнем случае использовались только те анализы, которые отражали тот же порядок и тот же спектр распределения, что и породы, анализированные методом ICP-MS.

Петрохимические типы низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций, составы исходных расплавов и их эволюционные тренды

При типизации по петрохимическому составу [Белоусов и др., 1982] перидотит-габбровые массивы были подразделены на 10 типов: 1) дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (ДВКГ); 2) дунит-верлит-вебстерит-габброноритовый (ДВВГН); 3) дунит-клинопироксенит-габбровый (ДКГ); 4) верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровый (ВКТГ); 5) дунит-троктолит-габбровый (ДТГ); 6) оливинит-троктолит-габбровый (ОТГ); 7) оливинит-лерцолит-габброноритовый (ОЛГН); 8) троктолит-анортозитовый (ТА); 9) дунит-лерцолит-вебстерит-габброноритовый (ДЛВГН) и 10) дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовый (ДГБГН) [Балыкин, 2002; Балыкин и др., 2004]. Согласно результатам численного моделирования с применением программных комплексов «Comagmat» [Ariskin et al., 1993] и «Pluton» [Лавренчук, 2004], исходные расплавы для всех этих типов массивов отвечали составу высокоглиноземистых пикробазальтов, реже – оливинитовых базальтов, кристаллизовавшихся в интервале давлений 1-7 кбар, температур – 1100-1500°C и вариациях активности кислорода в пределах, задаваемых буферами от вюстит-магнетитового (WM) до кварц-фаялит-магнетитового (QFM) [Балыкин, 2002]. Выявлен эволюционный тренд, сводящийся к смене архейско-раннепротерозойских массивов с ортопироксеновым составом пород протерозойско-фанерозойскими с преобладающими среди них массивами с оливин-плагноклазовым и оливин-клинопироксеновым составом дифференциатов

[Балыкин, 2002; Балыкин и др., 2004]. Установленный тренд свидетельствует о направленном изменении во времени состава образующихся мантийных магм для перидотит-габбровых массивов и, вероятно, обусловлен разным составом их мантийных субстратов.

Вулканические и вулканоплутонические ультрамафит-мафитовые комплексы по петрохимическому составу были подразделены на три коматитит-базальтовых (КБК), два пикрит-базальтовых (ПБК) и три пикрит-долеритовых (ПДК) [Балыкин, Петрова, 2000, 2004]. КБК по глиноземистости пород подразделяются на докембрийские низко- и среднеглиноземистые и фанерозойские высокоглиноземистые, что в целом согласуется с известным их делением на деплетированные и недеплетированные глиноземом [Komatiites, 1982]. Довольно близки к ним по составу ПДК. Изученные ПДК по структурному положению и петрохимическому составу подразделены на следующие: 1) Норильского района, Индии, полуострова Лабрадор Канады и Ивреа Италии; 2) внутриконтинентальных рифтов Северного Вьетнама и 3) Печенгского синклинория Кольского полуострова. Породы ПБК более существенно варьируют по химическому составу и отличаются от пород КБК и ПДК повышенными содержаниями Ti, Al, Fe, Na, K, Rb, Sr, V, Nb, Ta, Zr, легких РЗЭ (LREE) и пониженными – Mg, Ca, Ni, Co, Cr, тяжелых РЗЭ (HREE). ПБК образуют две группы: 1) платформ, плато, окраинных и внутренних морей и подвижных областей континентов

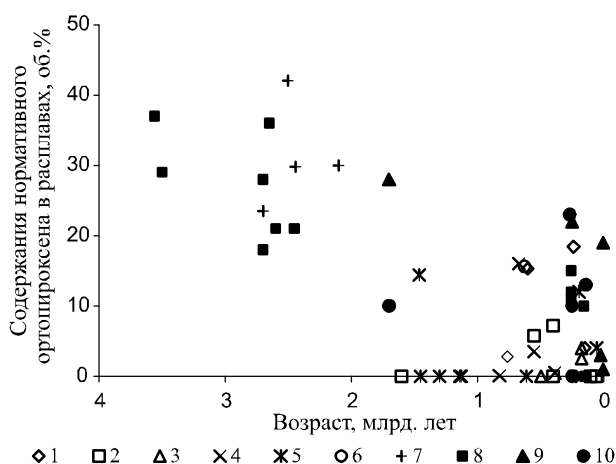


Рис. 1. Зависимость между возрастом различных типов низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций и нормативными содержаниями ортопироксена в их исходных расплавах.

1-7 – Формационные типы перидотит-габбровых массивов: 1 – дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый и дунит-верлит-вебстерит-габброноритовый; 2 – дунит-клинопироксенит-габбровый; 3 – верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровый; 4 – дунит-троктолит-габбровый; 5 – оливинит-троктолит-габбровый, оливинит-лерцолит-габброноритовый и троктолит-анортозитовый; 6 – дунит-лерцолит-вебстерит-габброноритовый; 7 – дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовый [Балыкин, 2000; Балыкин и др., 2004]. 8-10 – Формационные типы вулканических и вулканоплутонических ультрамафит-мафитовых комплексов: 8 – коматитит-базальтовые; 9 – пикрит-базальтовые; 10 – пикрит-долеритовые [Балыкин, Петрова, 2000, 2004].

и 2) океанов, океанических островов и внутри-континентальных рифтогенных структур [Балыкин, Петрова, 2000, 2004; Balykin, 2004].

В результате численного моделирования оценено, что исходные расплавы для КБК отвечали составу базальтовых коматиитов или коматиитовых базальтов, а для ПБК и ПДК – составу пикробазальтов, реже – оливиновых базальтов. Эти расплавы кристаллизовались при давлениях 0,1-1 кбар, температурах 1100-1500°C и активности кислорода, близкой к буферу QFM [Балыкин, Петрова, 2004; Balykin, 2004]. При пересчете исходных расплавов на высокобарический минеральный парагенезис для КБК и ПДК выявлен их оливин-пироксен-гранатовый состав, для ПБК – преимущественно пироксен-гранатовый. При этом суммарные нормативные содержания апатита, ильменита и флогопита в расплавах для КБК и ПДК обычно не превышают 5-6 %, для ПБК – 15-20 %. Соответственно можно предположить, что мантийные субстраты для ПБК отвечали составу гранатовых пироксенитов или эклогитов, а для КБК и ПДК – гранатовым перидотитам. Кроме того, первые были обогащены легкоплавкими и летучими компонентами, что согласуется с гипотезой Н.Т. Арндта [Arndt, 1976] о том, что исходные расплавы для КБК (и как установлено нами, и для ПДК [Балыкин, Петрова, 2004]) образуются при продвинутом плавлении деплетированного мантийного субстрата после выплавления из него базальтоидных или пикробазальтовых расплавов, богатых некогерентными элементами.

Исходные расплавы для докембрийских вулканических и вулканоплутонических комплексов, по сравнению с фанерозойскими, были обеднены глиноземом и обогащены нормативным ортопироксеном. Такой тренд, как уже отмечалось, выявлен и при аналогичном анализе разновозрастных перидотит-габбровых массивов. При сведении воедино этих данных по всем низкощелочным ультрамафит-мафитовым ассоциациям устанавливается отчетливый глобальный тренд уменьшения содержаний нормативного ортопироксена в расплавах от архейских к современным (рис. 1). Это свидетельствует о направленном изменении во времени состава образующихся мантийных пикробазальтовых или базальтовых магм, что, скорее всего, обусловлено разным составом мантийного субстрата – вебстеритовым в архее и раннем протерозое и лерцолитовым – в рифее и фанерозое [Балыкин, 2005].

Петрохимические и геохимические черты вулканических и вулканоплутонических низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций

Как уже отмечалось, согласно проведенной формационной типизации по петрохимическому составу коматиит-базальтовые, пикрит-базальтовые и пикрит-долеритовые комплексы были подразделены на 8 типов: три коматиит-базальтовых, два пикрит-базальтовых и три пикрит-долеритовых [Балыкин, Петрова, 2004]. По содержанию в породах Al_2O_3 КБК подразделяются на докембрийские низкоглиноземистые (Барбертон и Белингве Южной Африки, Дьюмонт Канады, КМА Среднего Приднепровья России и др.), докембрийские среднеглиноземистые (Камбалда и др. Западной Австралии, Манро Тауншип и др. структуры Абитиби Канады, Карасьек и Ветреный Пояс Балтийского щита и др.) и фанерозойские высокоглиноземистые (Горгона Колумбии, Шонгда Северо-Западного Вьетнама, Юньнань ЮЗ Китая и др.).

Породы *низкоглиноземистых КБК* варьируют по химическому составу от умеренно высокомагматических и низкоглиноземистых, крайне низкотитанистых и весьма низкощелочных дунитов и коматиитов до умеренномагматических, средне- и низкоглиноземистых, низкотитанистых и весьма низкощелочных коматиитовых базальтов и оливиновых базальтов. Для пород этих комплексов свойственны пологие (в коматиитах и коматиитовых базальтах) либо слабо отрицательные (в базальтах) наклоны спектров распределения содержаний редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) с вариациями их содержаний, нормированных на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989], от 0,2 до 110 [Sun, Nesbitt, 1978; Jahn et al., 1982; Jochum et al., 1991] (рис. 2, табл. 1). Такие же спектры распределения содержаний в них имеют РЗЭ с вариациями нормированных на хондрит [Sun, McDonough, 1989] их содержаний от 0,5 до 90. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0,5-4,3 и 0,4-6,4 [Балыкин, Петрова, 2006].

Породы *среднеглиноземистых КБК* обладают теми же петрохимическими характеристиками, за исключением вариаций от средне- и высокоглиноземистых дунитов и коматиитов до средне- и низкоглиноземистых коматиитовых базальтов и оливиновых базальтов. По геохимическим особенностям пород, среди средне-

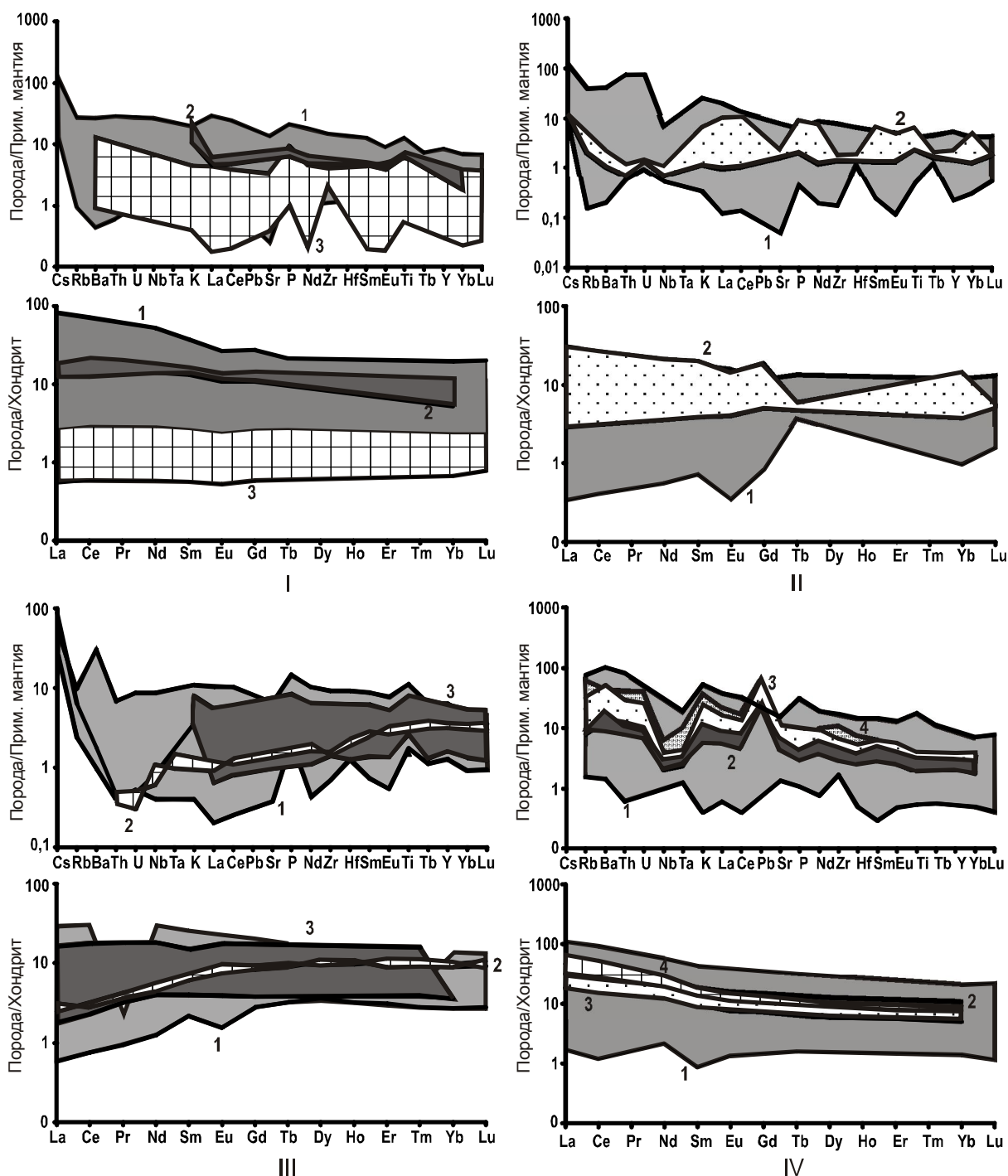


Рис. 2. Распределение редких и РЗЭ в породах коматиит-базальтовых комплексов (КБК).

Содержания элементов здесь и на последующих графиках нормированы на примитивную мантию (верхние графики) и хондрит (нижние графики) [Sun, McDonough, 1989].

I – Архейские КБК (1 – Барбертон Южной Африки [Sun, Nesbit, 1978; Jahn et al, 1982; Jochum et al., 1991]; 2 – Исуа Западной Гренландии [Sun, Nesbit, 1978]; 3 – Олондо Восточной Сибири [Попов и др., 1990]).

II – Архейско-протерозойские КБК Западной Австралии и Южной Африки (1 – Камбалда [Sun, Nesbit, 1978; Jochum et al., 1991; Leshner, Arndt, 1995], 2 – Белингве Южной Африки [Sun, Nesbit, 1978; Jochum et al., 1991]).

III – Архейско-протерозойские КБК Канады (1 – Манро Тауншип, 2 – Бостон-2; 3 – Абитиби [Sun, Nesbit, 1978; Jochum et al., 1991; Kerrich, Xie, 2002]).

IV – Архейско-протерозойские КБК Балтийского щита (1 – Карасьёк Норвегии [Barnes, Often, 1990]; 2-4 – Ветренный пояс Карелии: 2 – поток 1-го района Голетс Хил; 3 – потоки 2-го, 3-го района Голетс Хил; 4 – районы Шапочка, Олово и Киричи Хил [Puchtel et al., 1997; Вревский и др., 2003]).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ

Таблица 1

Вариации нормированных на примитивную мантию (редкие и РЗЭ элементы) и хондрит (РЗЭ), а также $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ отношений в породах низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций

Комплекс, массив	Редкие и РЗЭ	РЗЭ	$(La/Sm)_N$	$(La/Yb)_N$
1. Коматиит-базальтовые комплексы				
1. Барбертон Южной Африки	0,2-110	0,5-90	0,7-4,3	1,1-6,4
2. Исуа Западной Гренландии	5-30	8-20	1,0-1,3	2,6-3,4
3. Олондо Восточной Сибири	0,2-15	0,7-20	0,5-1,5	0,4-1,8
4. Камбалда Западной Австралии	0,08-110	0,5-40	0,2-0,9	0,2-1,1
5. Скотиа Западной Австралии	1-10	2-20	0,5-1,1	0,5-1,3
6. Мэтбайт Западной Австралии	0,8-20	10-30	1,2-1,7	1,5-2,3
7. Лоуэс Западной Австралии	8-20	20-30	1,4-3,8	1,7-5,2
8. Манро Тауншип Канады	0,3-100	0,7-40	0,5-1,2	0,5-2,1
9. Риолт и Тисдэйл Канады	0,8-8	0,6-20	0,3-0,5	0,2-0,4
10. Бостон-2 Канады	0,4-8	4-10	1,7-3,3	2,2-2,5
11. Малартик Канады	0,4-5	1-6	0,4-0,6	0,3-0,5
12. Ламбу-Лэйк Канады	3-90	10-30	0,4-1,0	0,3-1,2
13. Абитиби Канады	0,7-100	3-30	0,8-0,9	0,8-1,2
14. Карасьёк Норвегии	0,4-100	1-110	0,2-2,6	0,3-5,3
15. Поток 1 района Голетс Хил Ветреного пояса Карелии	2-80	7-70	1,8-2,5	3,0-5,1
16. Поток 2 и 3 района Голетс Хил Ветреного пояса Карелии	3-50	0,8-50	1,8-1,9	3,1-3,3
17. Районы Шапочка, Олово и Киричи Хил Ветреного пояса Карелии	0,5-90	8-90	2,3-2,8	3,8-7,4
18. Район Лион Хил Ветреного пояса Карелии	3-50	7-50	2,1-2,3	3,4-3,9
19. Дайка Винела Ветреного пояса Карелии	0,3-40	0,7-30	2,5-3,2	4,4-7,4
20. Район Миандукша Хил Ветреного пояса Карелии	1-50	0,5-50	2,1-2,4	3,2-5,1
21. Районы Камень-озеро, Сам-озеро и Кен-озеро Ветреного пояса Карелии	0,2-30	0,5-9	0,4-2,2	0,4-4
22. Горгона Колумбии	0,1-400	0,7-50	0,2-1,6	0,1-2,5
23. Шонгда Северного Вьетнама	0,08-800	2-70	0,2-4,1	0,2-10,3
24. Юньнань Юго-Западного Китая	0,8-90	6-10	0,5-0,6	0,6-0,7
25. Оттава Исландии	2-20	8-20	1,0-1,6	1,1-1,9
2. Пикрит-базальтовые комплексы				
1. Трапповая формация Норильского района	3-800	8-300	1,3-15,2	3,3-39,6
2. Деканские траппы Индии	2-100	9-200	1,2-3,0	2,3-6,5
3. Платобазальты Эмейшань	3-100	8-300	2,1-3,1	2,8-16,6
4. Юньнань Юго-Западного Китая	1-500	7-90	1,7-2,0	5,1-6,2
5. Намсо и Шонла Северо-Западного Вьетнама	5-1000	8-120	1,7-3,1	5,2-14,0
6. Печенгский Кольского полуострова	0,3-300	5-500	1,3-4,7	0,7-68,6
7. СОХ и океанического дна	0,9-30	8-50	0,6-1,6	0,5-3,0
8. Бассейна Науру Тихого океана	2-40	10-60	0,8-1,3	0,9-1,6
9. Горгона Колумбии	0,1-20	0,5-10	0,1-0,2	0,06-0,1
10. Гавайских островов	4-20	8-90	1,1-1,9	2,7-5,7
11. Острова Скай Шотландии	5-90	10-70	1,5-1,9	4,5-8,9
3. Пикрит-долеритовые комплексы				
1. Норильские массивы	2-200	8-250	1,3-3,2	1,8-10,4
2. Ивреа Италии	0,6-300	8-400	0,1-6,4	0,1-15,2
3. Печенгский Кольского полуострова	2-120	1-300	1,1-2,8	1,6-5,5
4. Каобанг Северо-Восточного Вьетнама	0,5-800	8-400	1,5-2,8	2,0-4,6
4. Перидотит-габбровые массивы				
1. Бураковско-Аганоозерский Карелии	0,1-90	0,5-90	0,7-4,3	1,9-12,9
2. Карашатский Юго-Восточной Тувы	0,4-90	0,9-9	0,5-0,8	0,2-0,7

Комплекс, массив	Редкие и РЗЭ	РЗЭ2	(La/Sm) _N	(La/Yb) _N
3. Кумулятивный комплекс офиолитовой ассоциации Семайл Аравийского полуострова		0,6-1000	0,11-2,13	0,13-0,91
4. Дугдинский Северо-Восточной Тувы	0,2-90	1-60	0,4-1,8	1,5-7,8
5. Лак Дес Айлс Канады	0,1-100	0,9-50	0,0-4,4	0,0-7,7
6. Восточно-Хабарнинский Южного Урала	0,1-700	1-80	0,3-2,2	0,5-4,5
7. Хабаровинский Южного Урала	0,015-70	0,2-50	0,2-2,3	0,1-2,5
8. Шильдырхейский Юго-Западного Забайкалья	0,09-50	0,9-9	0,7-2,7	0,8-6,4
9. Кхаокуэ и Чинанг Северного Вьетнама	0,1-200	5-11	0,7-1,3	0,9-1,8
10. Баянцаганский Монголии	0,1-30	0,8-9	0,7-1,5	0,7-2,0
11. Орцогулинский Монголии	0,03-20	0,2-9	0,3-1,6	0,6-4,8
12. Центральный Монголии	0,8-20	3-9	0,9-1,4	1,7-2,0
13. Лукиндинский Становой складчатой системы	0,2-90	0,7-3	4-4,7	1,8-2,7
14. Маринкинский Северного Забайкалья	0,05-100	0,3-7	1,2-5,3	1,0-9,0
15. Кокпектинский Южного Урала	0,03-50	0,09-10	0,3-1,5	0,1-0,3
16. Йенчу Северного Вьетнама	0,7-200	0,2-8	0,4-0,5	0,5-0,6
17. Йоко-Довыренский Северного Прибайкалья	0,2-30	0,5-90	2,7-4,9	4,6-5,6
18. Запевалихинский Восточного Саяна	0,9-30	8-30	0,8-1,4	1,4-3,1
19. Заоблачный Северного Забайкалья	0,2-50	0,8-40	1,4-1,6	2,4-2,8
20. Номгонский Монголии	0,03-10	0,7-9	1,1-3,6	1,3-7,2
21. Нуйчуа Северного Вьетнама	0,2-300	2-10	0,6-0,9	0,4-0,7
22. Скергаардский Гренландии	0,9-150	2-500	0,7-3,9	1,9-20
23. Чайский Северного Прибайкалья	0,1-30	0,3-50	0,4-1,3	0,3-1,8
24. Бушвельдский Южной Африки	0,2-30	0,6-50	1,4-5,2	1,0-9,7

глиноземистых КБК выделяется два типа: австралийский и балтийско-канадский. Породам КБК Камбалда и других Западной Австралии свойственны пологие (в дунитах и коматиитах) или отрицательные (в базальтах и коматиитовых базальтах) наклоны спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их содержаний, нормированных на примитивную мантию, от 0,08 до 110 [Sun, Nesbitt, 1978; Jochum et al., 1991; Leshner, Arndt, 1995] (рис. 2, табл. 1). РЗЭ, нормированные на хондрит, обладают слабо положительными (деплементированными LREE) (в дунитах, коматиитах и коматиитовых базальтах) либо отрицательными (недеплементированными LREE) (в базальтах) наклонами спектров распределения содержаний с вариациями их нормированных содержаний от 0,5 до 40. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0,2-1,7 и 0,2-2,3. Породы КБК Манро Таунишп и др. из структуры Абитиби Канады характеризуются пологими (в коматиитах и коматиитовых базальтах) либо слабо отрицательными (в

базальтах) наклонами спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их нормированных на примитивную мантию содержаний от 0,3 до 100 [Kerrich, Xie, 2002] (рис. 2, табл. 1). РЗЭ обладают в них пологими спектрами распределения содержаний с вариациями их нормированных на хондрит содержаний от 0,6 до 40. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0,3-3,3 и 0,2-2,5. Породы КБК Ветреный пояс и Карасък Балтийского щита характеризуются пологими (в коматиитах) или слабо отрицательными (в базальтах и коматиитовых базальтах) наклонами спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их содержаний, нормированных на примитивную мантию, от 0,2 до 100 [Barnes, O'Brien, 1990; Вревский и др., 2003; Puchtel et al., 1997] (рис. 2, 3, табл. 1). РЗЭ, нормированным на хондрит, свойственны пологие (в коматиитах) или слабо отрицательные (в базальтах и коматиитовых базальтах) наклоны спектров распределения содержаний с вариациями их нормированных содержаний от

0,5 до 110. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0,2-3,2 и 0,3-7,4 [Балыкин, Петрова, 2006].

Породы *высокоглиноземистых* КБК варьируют по химическому составу от умеренно высокомагмиевых, умеренно и весьма высокоглиноземистых, крайне низкотитанистых и умеренно низкщелочных дунитов, перидотитов и коматиитов до умеренномагмиевых, высоко- и среднеглиноземистых, умеренно низкотитанистых и низкщелочных коматиитовых базальтов и оливиновых базальтов. Они имеют пологие спектры распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их содержаний, нормированных на примитивную мантию, от 0,05 до 800 [Echeverria, 1980; Aitken, Echeverria, 1984; Поляков и др., 1991; Jochum et al., 1991; Poliakov et al., 1996; Revillon et al., 2000; Fang, Niu, 2003; Hanski et al., 2004] (рис. 3, табл. 1). РЗЭ, нормированные на хондрит, характеризуются в них пологими спектрами распределения нормированных содержаний с вариациями их содер-

жаний относительно содержаний в хондрите от 0,5 до 70 раз. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0,2-4,1 и 0,1-10,3 [Балыкин, Петрова, 2006].

Пикрит-базальтовые комплексы подразделяются, как уже отмечалось, по структурному положению и петрохимическому составу, на две группы: 1) платформ, плато, окраинных и внутренних морей и подвижных областей континентов; 2) океанов, океанических островов и внутриконтинентальных рифтогенных структур. Породы первой группы комплексов варьируют от умеренно высокомагмиевых, средне-, высокоглиноземистых, умеренно низкотитанистых и весьма низкщелочных пикритов и пикробазальтов до умеренномагмиевых, весьма высокоглиноземистых, умеренно-, высоко- или низкотитанистых и низкщелочных базальтов. Для пород трапповых формаций Норильского района России, Юго-Западного Китая (Эмейшань и Юньнань) и Индии (Деканские траппы) свойственны отрицательные слабые наклоны спек-

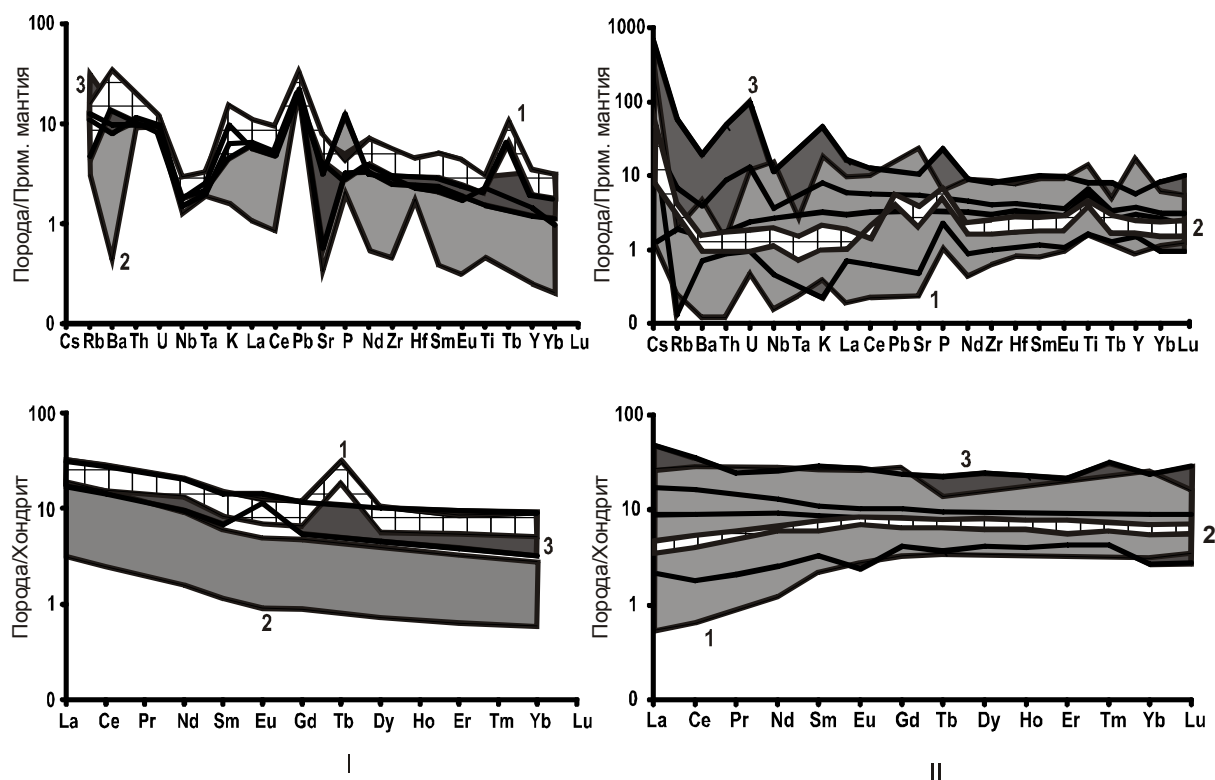


Рис. 3. Распределение редких и РЗЭ в породах архейско-протерозойских КБК Карелии и фанерозойских КБК.

I – Архейско-протерозойские КБК Карелии (Ветренный пояс Карелии: 1 – район Лион Хил, 2 – дайка Винела, 3 – район Миандукша Хил [Вревский и др., 2003]).

II – Фанерозойские КБК (1 – Горгона Колумбии [Echeverria, 1980; Aitken, Echeverria, 1984; Revillon et al., 2000]; 2 – Юньнань Юго-Западного Китая [Fang, Niu, 2003]; 3 – Шонгда Северо-Западного Вьетнама [Поляков и др., 1991; Poliakov et al., 1996]).

ров распределения содержания редких и РЗЭ с превышением над содержаниями в примитивной мантии в 1-800 раз [Mahoney et al., 1988; Lightfoot et al., 1990; Geology..., 1994; Krishnamurthy et al., 2000; Xu et al., 2001; Fang, Niu, 2003] (рис. 4, табл. 1). Такие же спектры характерны в них для РЗЭ, нормированных на хондрит, с превышением их над содержаниями в хондрите в 7-300 раз. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 1,2-15,2 и 2,3-39,6 [Балыкин, Петрова, 2006].

Породы ПБК Печенгского синклиория Кольского полуострова варьируют по химическому составу от магнезиальных, умеренно низкоглиноземистых, среднетитанистых и весьма низкощелочных пикритов до умеренномагнезиальных, средне-низкоглиноземистых, весьма высокотитанистых, низко- и субщелочных пикробазальтов и базальтов. Им свойственны слабо отрицательные наклоны спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их содержаний, нормированных на примитивную мантию, от 0,3 до 300 [Hanski, 1992] (рис. 4, табл. 1). Такие же спектры характерны в них для РЗЭ, нормированных на хондрит, с превышением над содержаниями в хондрите в 5-500 раз. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют, соответственно, в следующих пределах: 1,3-4,7 и 0,7-68,6 [Балыкин, Петрова, 2006].

Породы ПБК океанов, океанических островов и внутриконтинентальных рифтогенных структур меняются по химическому составу от умеренно высокомагнезиальных, умеренно высокоглиноземистых, высокотитанистых и низкощелочных пикритов и пикробазальтов до умеренномагнезиальных, умеренно низкоглиноземистых, весьма высокотитанистых и субщелочных базальтов и андезитобазальтов. Им свойственны пологие или слабо отрицательные наклоны спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их содержаний, нормированных на примитивную мантию, от 0,1 до 1000 [Кузьмин, 1985; Sun, McDonough, 1989; Поляков и др., 1995; Poliakov et al., 1996; Norman, Garcia, 1999; Pietruszka, Garsia, 1999; Симонов и др., 2004] (рис. 4, табл. 1). РЗЭ, нормированные на хондрит, обладают в них пологими или отрицательными наклонами спектров распределения с вариациями их нормированных содержаний от 0,5 до 120. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют, соответственно, в следующих пределах: 0,1-3,1 и 0,06-14,0 [Балыкин, Петрова, 2006].

Изученные *пикрит-долеритовые комплексы* подразделены, как уже отмечалось, по структурному положению и петрохимическому составу на следующие группы: 1) Норильского района, Индии, полуострова Лабрадор Канады и Ивреа Италии; 2) внутриконтинентальных рифтов Северного Вьетнама и 3) Печенгского синклиория Кольского полуострова. Породы этих комплексов, за исключением печенгских, варьируют по химическому составу от умеренно высокомагнезиальных, высокоглиноземистых, умеренно низкотитанистых и низкощелочных перидотитов и пикритов до умеренномагнезиальных, умеренно низкоглиноземистых, низко- и среднетитанистых и субщелочных пикродолеритов и долеритов. Породы ПДК Печенгского синклиория Кольского полуострова меняются по химическому составу от высокомагнезиальных, весьма низкоглиноземистых, низкотитанистых и весьма низкощелочных дунитов, перидотитов и пикритов до умеренномагнезиальных, весьма низкоглиноземистых, высокотитанистых, субщелочных или умереннощелочных пироксенитов, габброидов и долеритов. Всем породам ПДК свойственны отрицательные наклоны спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их содержаний относительно содержаний в примитивной мантии от 0,5 до 800 раз [Hanski, 1992; Geology..., 1994; Sinigoi et al., 1994; Поляков и др., 1995; Poliakov et al., 1996] (рис. 5, табл. 1). РЗЭ обладают в них слабо отрицательными наклонами спектров распределения с превышением их нормированных на хондрит содержаний в 1-400 раз. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют, соответственно, в следующих пределах: 0,1-6,4 и 0,1-15,2 [Балыкин, Петрова, 2006].

Петрохимические и геохимические черты перидотит-габбровых массивов

При типизации по петрохимическому составу перидотит-габбровые массивы, как уже отмечалось, были подразделены на 10 типов: 1) дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (ДВКГ); 2) дунит-верлит-вебстерит-габброноритовый (ДВВГН); 3) дунит-клинопироксенит-габбровый (ДКГ); 4) верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровый (ВКТГ); 5) дунит-троктолит-габбровый (ДТГ); 6) оливинит-троктолит-габбровый (ОТГ); 7) оливинит-лерцолит-габброноритовый (ОЛГН); 8) троктолит-анортозитовый (ТА); 9) дунит-лерцолит-вебстерит-габ-

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ

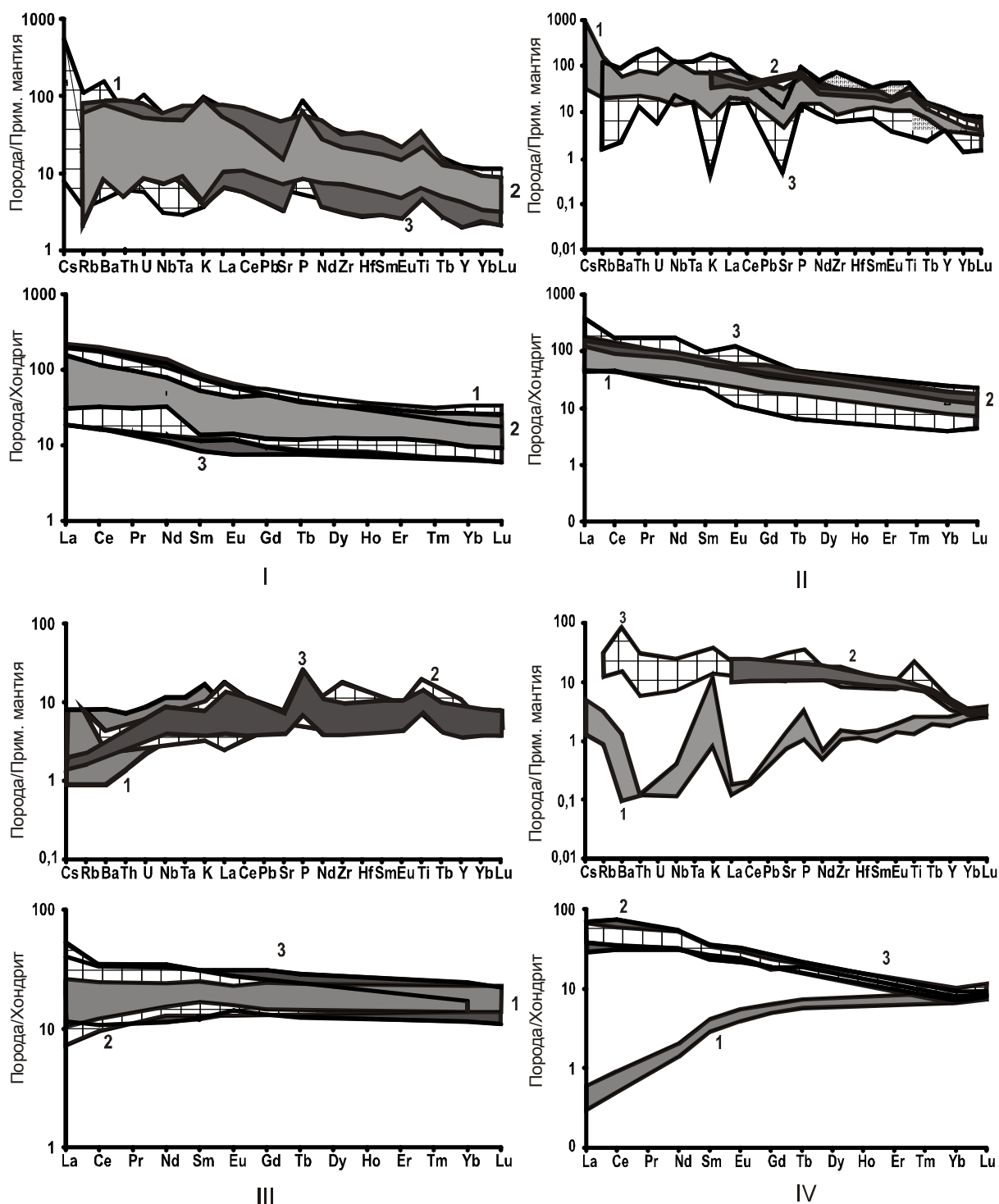


Рис. 4. Распределение редких и РЗЭ в породах пикрит-базальтовых комплексов (ПБК).

I – ПБК платформ и складчатых областей (1 – трапповые формации Норильского района [Lightfoot et al., 1990; Geology..., 1994]; 2 – Деканские траппы Индии [Krishnamurthy et al, 2000; Mahoney et al., 2000]; 3 – платобазальты Эмейшань [Xu et al., 2001]).

II – ПБК складчатых областей Вьетнама (1, 2) и Кольского полуострова (3): 1 – Намсо, 2 – Шонла [Поляков и др., 1995; Poliakov et al., 1996]; 3 – Печенгский синклинирий Кольского полуострова [Hanski, 1992].

III – ПБК СОХ и океанического дна (1 – базальты СОХ [Sun, McDonough, 1989]; 2 – базальты океанического дна [Кузьмин, 1985; Sun, McDonough, 1989]; 3 – базальты впадины Науру Тихого океана [Симонов и др., 2004]).

IV – ПБК океанических островов (1 – Горгона Колумбии [Echeverria, 1980; Aitken, Echeverria, 1984; Revillon et al, 2000]; 2 – Гавайских островов (Лонхи, Килауэа, Мауна Кэй, Мауна Лоа, Кохала, Кахоолуэ) [Norman, Garcia, 1999; Pietruszka, Garcia, 1999]; 3 – остров Скай, Шотландии [Scarrow, Cox, 1995].

броноритовый (ДЛВГН); 10) дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовый (ДГБГН) [Балыкин, 2002; Балыкин и др., 2004].

ДВКГ и ДВВГН массивы (кумулятивные комплексы офиолитовых ассоциаций Бей-Оф-Айлендс Северной Америки, Семайл Аравийского полуострова, Бураковско-Аганоозерский Карелии, Карашатский и Среднетерсинский Южной Сибири и др.) образуют преимущественно кумулятивные комплексы в офиолитовых ассоциациях различных регионов. Все породы этих массивов характеризуются умеренномагнеливым, весьма и крайне низкотитанистым, весьма низкщелочным и низкоглиноземистым уклоном. По геохимическим характеристикам пород эти массивы подразделяются на два подтипа. Породам Бураковско-Аганоозерского ДВВГН массива Карелии и Карашатского ДВКГ массива Тувы свойственны отрицательные спектры распределения редких и РЗЭ с вариациями нормированных на примитивную мантию их содержаний от 0,1 до 90 [Чистяков и др., 1997; Изох и др., 2000] (рис. 6, табл. 1). Такие же спектры

распределения в них имеют РЗЭ с вариациями нормированных на хондрит их содержаний от 0,5 до 90. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют, соответственно, в следующих пределах: 0,5-4,3 и 0,2-12,9. Породам кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации Семайл Аравийского полуострова свойственны положительные спектры распределения РЗЭ с вариациями нормированных на хондрит их содержаний от 0,7 до 1000 [Pallister, Knight, 1981] (рис. 6, табл. 1). Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют, соответственно, в следующих пределах: 0,11-2,13 и 0,13-0,91 [Балыкин, Петрова, 2006].

Обособленную группу в ряду перидотит-габбровых массивов образуют *ДКГ массивы Уральско-Аляскинского типа* (Нижнетагильский, Денежкин Камень и др. Урала; Блашке-Айлендс, Юнион-Бей и др. Аляски; Лак Дес Айлс Северной Америки и т.д.). Все породы этих массивов характеризуются умеренномагнеливым, низкотитанистым, весьма низкщелочным и низкоглиноземистым уклоном. Им свойственны пологие или слабо отрицательные на-

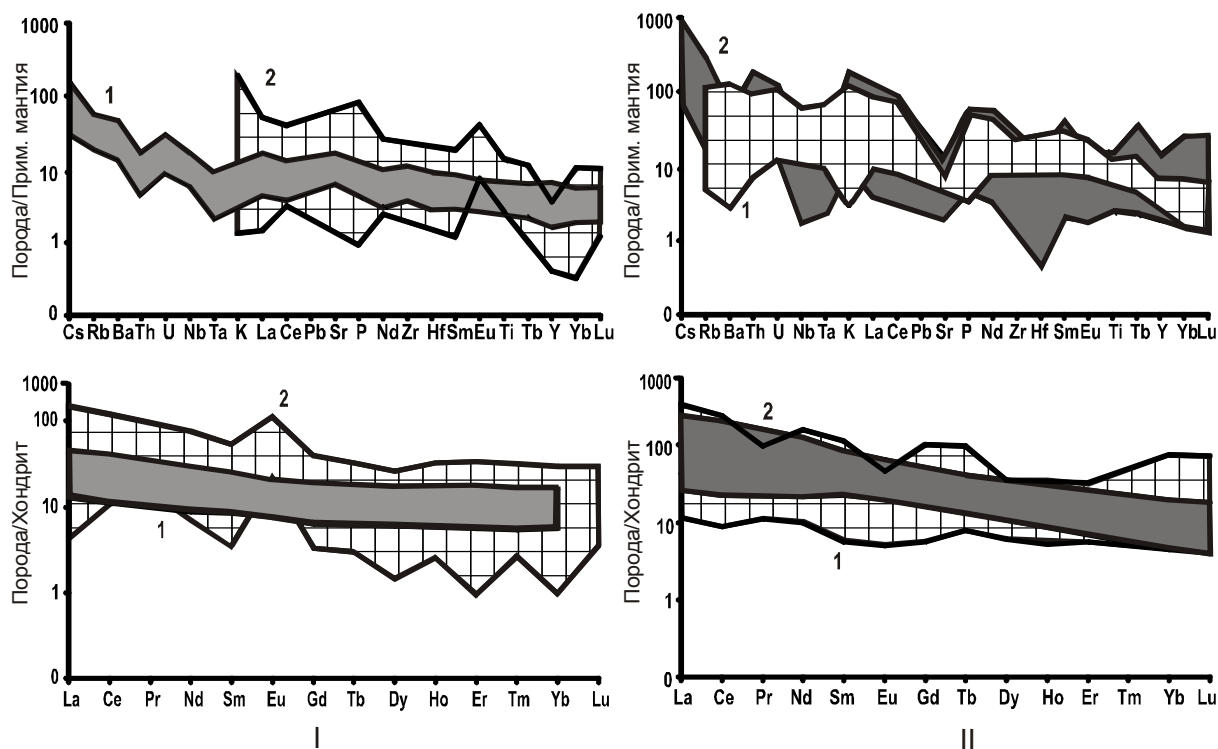


Рис. 5. Распределение содержаний редких и РЗЭ в породах пикрит-долеритовых комплексов (ПДК).

I. 1 – ПДК Норильского района (Норильск-1, Нижнеталнахский, Кулгаташский и другие) [Lightfoot et al., 1990]; 2 – ПДК Ивреа Италии [Sinigoi et al., 1994].

II. 1 – ПДК Печенгского синклиниория Кольского полуострова [Hanski, 1992]; 2 – перидотит-габбронорит-долеритовые массивы комплекса Каобанг Северо-Восточного Вьетнама [Поляков и др., 1995; Poliakov et al., 1996].

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ

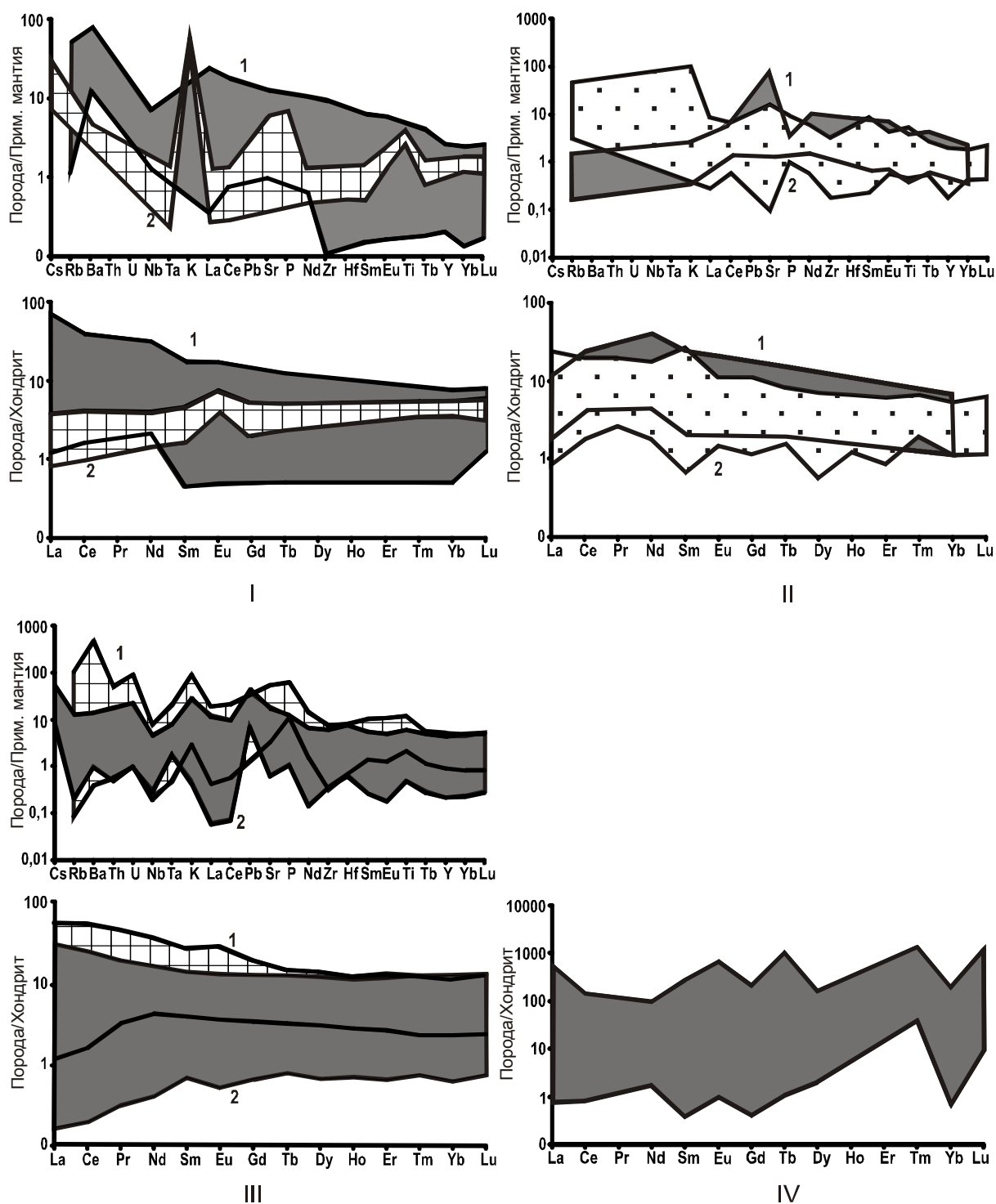


Рис. 6. Распределение содержаний редких и РЗЭ в породах дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых (ДВКГ), дунит-верлит-вебстерит-габброноритовых (ДВВГН) и дунит-клинопироксенит-габбровых (ДКГ) массивов.

I – ДВВГН (1) и ДВКГ (2) массивы: 1 – Бураковско-Аганоозерский Карелии [Чистяков и др., 1997]; 2 – Карашатский Юго-Восточной Тувы [Изох и др., 2000].

II – ДКГ массивы Тувы и Канады: 1 – Дугдинский массив Северо-Восточной Тувы [Мехоношин и др., 1986]; 2 – массив Лак Дес Айлс Канады [Sutcliffe et al., 1989].

III – ДВКГ массивы Южного Урала: 1 – Восточно-Хабарнинский, 2 – Хабаровинский, [Ферштатер и др., 1996; Ферштатер, 2004].

IV – Кумулятивный ДВКГ комплекс офиолитовой ассоциации Семайл Аравийского полуострова [Pallister, Knight, 1981].

лоны спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями нормированных на примитивную мантию их содержаний от 0,015 до 700 (рис. 6, табл. 1). РЗЭ характеризуются в них пологими или слабо отрицательными наклонами спектров распределения содержаний с вариациями нормированных на хондрит их содержаний от 0,2 до 80 [Мехоношин и др., 1986; Sutcliffe et al., 1989; Himmelberg, Loney, 1994; Ферштатер, Беа, 1996; Ферштатер и др., 1998; Ферштатер, 2004]. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют, соответственно, в следующих пределах: 0,0-4,4 и 0,0-7,8 [Балыкин, Петрова, 2006].

Третий тип представлен *ВКТГ массивами* Байкало-Становой складчатой системы (Шильдырхейский, Ильдеусский, Лучанский и др.), Кхаокуэ и Чинанг Северного Вьетнама, Рамским Шотландии и т.д. Всем породам этих массивов свойственен умеренномагниевоый, весьма низкоглиноземистый, весьма и крайне низкотитанистый и весьма низкощелочной уклон. Они имеют пологие или слабо отрицательные наклоны спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями нормированных на примитивную мантию их содержаний от 0,03 до 200 [Балыкин и др., 1986; Медь-никеленосные..., 1990; Габброидные..., 1990; Изох и др., 1998; Hoang Huu Thanh et al., 2004; Балыкин и др., 2005; Balykin et al., 2006] (рис. 7, табл. 1). РЗЭ свойственны в них слабо отрицательные наклоны спектров распределения содержаний с вариациями их содержаний, нормированных на хондрит, от 0,2 до 11. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют, соответственно, в следующих пределах: 0,3-2,7 и 0,6-6,4 [Балыкин, Петрова, 2006].

ДТГ массивы формируют кумулятивные комплексы офиолитовых ассоциаций (Кокпектинский кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала, Моа-Баракоа Кубы и др.) либо самостоятельные массивы в бортах офиолитовых и рифтогенных поясов (Йоко-Довыренский, Маринкинский, Лукиндинский и др. Байкало-Становой складчатой системы; Йенчу Северного Вьетнама; Салт-Крик Австралии и т.д.). Петрохимической особенностью пород этих массивов является умеренно высокомагниевоый, средне-высокоглиноземистый, крайне низкотитанистый и весьма низкощелочной их уклон. Породы этих массивов, за исключением пород Йоко-Довыренского, характеризуются пологими или слабо отрицательными наклонами спектров распределения содержаний редких и РЗЭ

с вариациями нормированных на примитивную мантию их содержаний от 0,03 до 200 [Медь-никеленосные..., 1990; Мехоношин и др., 1993; Amelin et al., 1996; Балыкин, 2002] (рис. 7, табл. 1). РЗЭ обладают в них пологими или слабо положительными наклонами спектров распределения содержаний с вариациями нормированных на хондрит их содержаний от 0,09 до 10. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют, соответственно, в следующих пределах: 0,3-5,3 и 0,1-9 [Балыкин, Петрова, 2006]. В ряду ДТГ массивов заметно обособляется по геохимическим характеристикам *Йоко-Довыренский плутон Северного Прибайкалья*. По сравнению с породами других перидотит-габбровых массивов, породы этого массива обогащены Rb, Sr, Cu, V и РЗЭ. Необычно высоки в них $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения, колеблющиеся от 0,7101 до 0,7135, а величины ϵNd варьируют от -15 до -14 [Кислов, 1998; Amelin et al., 1996]. Им свойственны слабо отрицательные наклоны спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями нормированных на примитивную мантию их содержаний от 0,2 до 30 [Amelin et al., 1996] (рис. 7, табл. 1). Такие же тренды распределения содержаний имеют в них РЗЭ с вариациями нормированных на хондрит их содержаний от 0,5 до 90. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 2,7-4,9 и 4,6-5,6 [Балыкин, Петрова, 2006].

Породы *ОТГ (Скеегардский Гренландии, Запевалихинский Восточного Саяна России, Баян-Цаганский Монголии и т.д.), ОЛГН (Заблачный и Исполинский Северного Забайкалья России, Нуйчуа Северного Вьетнама и т.д.) и ТА массивов (Кизлапейт, Дулутский и др. Северной Америки и т.д.)*, по сравнению с породами других типов перидотит-габбровых массивов, характеризуются наиболее высокой железистостью, кальциевостью, щелочностью и средне-низкоглиноземистым уклоном. Для них, за исключением Скергаардского, характерны слабо отрицательные наклоны спектров распределения редких и РЗЭ с вариациями нормированных на примитивную мантию их содержаний от 0,003 до 300 [Балыкин и др., 1986; Медь-никеленосные..., 1990; Габброидные..., 1990; Изох и др., 1998; Балыкин, 2002; Балыкин и др., 2005; Hoang Huu Thanh et al., 2004; Balykin et al., 2006] (рис. 8, табл. 1). Такие же спектры распределения содержаний имеют в них РЗЭ с вариациями нормированных на хондрит их содержаний от 0,7 до 40. Отношения $(La/Sm)_N$ и

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ

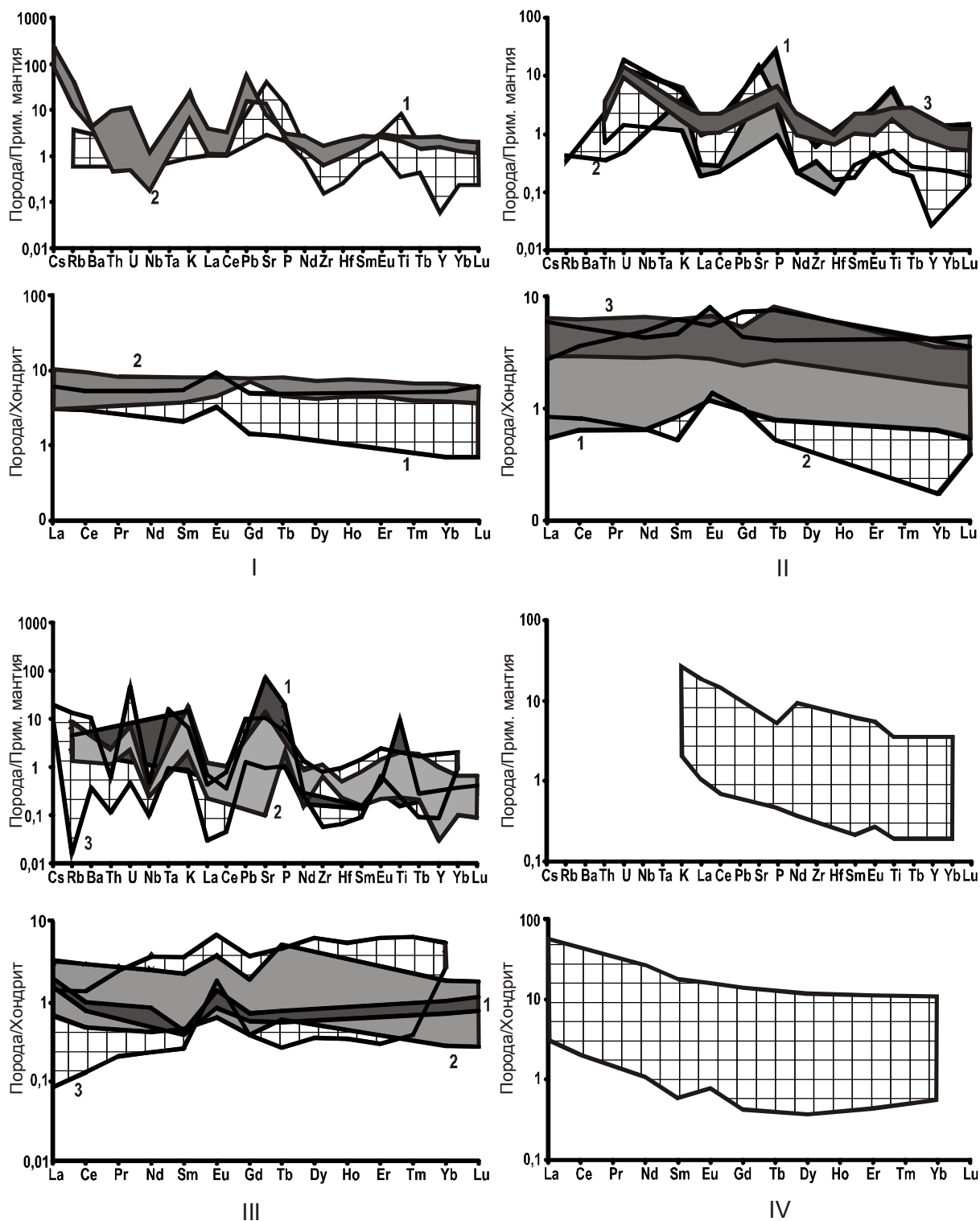


Рис. 7. Распределение содержаний редких и РЗЭ в породах верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровых (ВКТГ) и дунит-троктолит-габбровых (ДТГ) массивов.

I – ВКТГ массивы Забайкалья и Вьетнама: 1 – Шильдырхейский Юго-Восточного Забайкалья [Изох и др., 1998]; 2 – Кхаокуэ и Чинанг Северного Вьетнама [Poliakov et al., 1996; Hoang Huu Thanh et al., 2004].

II – ВКТГ массивы Монголии: 1 – Баянцаганский, 2 – Орцогоулинский, 3 – Центральный [Габброидные..., 1990; Изох и др., 1998].

III – ДТГ массивы: 1 – Лукиндинский Становой складчатой системы [Мехоношин и др., 1993]; 2 – Маринкинский Северного Забайкалья [Мехоношин и др., 1993]; 3 – Кокпектинский Южного Урала [Ферштатер и др., 1996; Ферштатер, 2004].

IV – ДТГ Йоко-Довыренский массив Северного Прибайкалья [Amelin et al., 1996; Кислов, 1998].

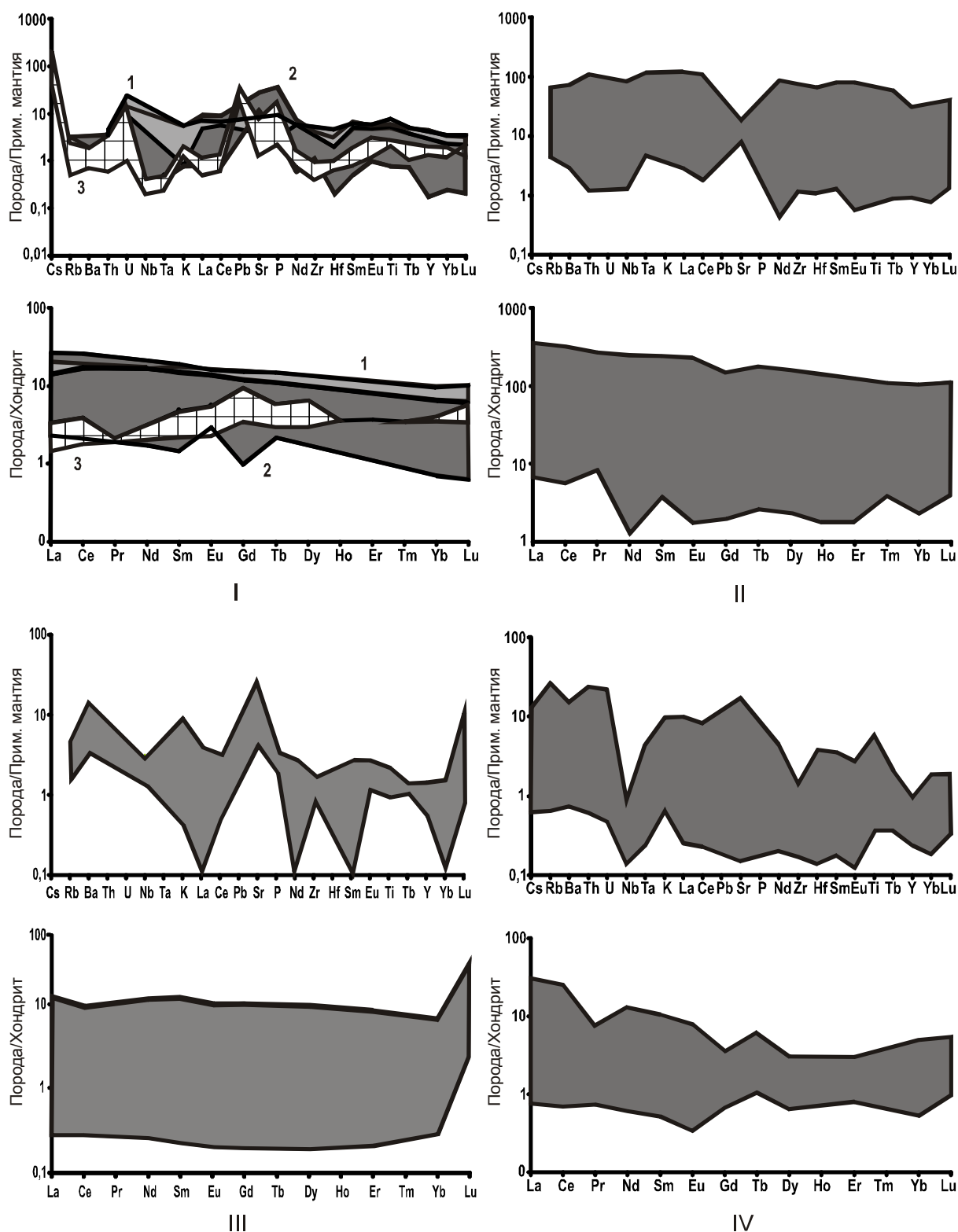


Рис. 8. Содержания редких и РЗЭ в породах оливинит-троктолит-габбровых (ОТГ), оливинит-лерцолит-габброноритовых (ОЛГН), дунит-лерцолит-вебстерит-габброноритовых (ДЛВГН) и дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовых (ДГБГН) массивов.

I – ОТГ (1) и ОЛГН (2, 3) массивы: 1 – Запевахиинский Восточного Саяна, 2 – Заоблачный Северного Забайкалья [Изох и др., 1998]; 3 – Нуйчуа Северного Вьетнама [Poliakov et al., 1996; Thanh et al., 2004].

II – Скергаардский ОТГ массив Гренландии [McBirney, 2002].

III – Чайский ДЛВГН массив Северного Прибайкалья [Amelin et al., 1997].

IV – Бушвельдский ДГБГН массив Южной Африки [Willmore et al., 2000; Barnes, Maier, 2002].

$(La/Yb)_N$ варьируют, соответственно, в следующих пределах: 0,6-3,6 и 0,4-7,2. Существенно обособляется в этом ряду массивов *Скергаардский* преимущественно по геохимическим характеристикам [McBirney, 2002]. Его породам свойственны пологие или слабо отрицательные наклоны спектров распределения редких и РЗЭ с вариациями нормированных на примитивную мантию их содержаний от 0,9 до 150 (рис. 8, табл. 1). РЗЭ имеют в них отрицательные наклоны спектров распределения с вариациями нормированных на хондрит их содержаний от 2 до 500. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0,7-3,9 и 1,9-20,0 [Балыкин, Петрова, 2006].

Дунит-лерцолит-вебстерит-габброноритовые (ДЛВГН) (Нижнемамоновский и Подколдовский Воронежского кристаллического выступа; Федоровы, Панские Тундры, Мончегорский и др. Кольско-Карельского региона; Чайский и другие Северного Прибайкалья и т.д.) и *дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовые (ДГБГН)* массивы (Бушвельдский, Великая Дайка и др. Южной Африки; Стиллуотерский, Маскокский и др. Северной Америки; Мончегорский, Кивакский и др. Кольско-Карельского региона и т.д. формируют большие по размерам интрузивные тела в архейско-протерозойских зеленокаменных и рифтогенных поясах и нередко пространственно сопряжены, например, в Имандра-Варзугской структуре на Кольском полуострове [Балыкин, 2002]. Петрохимической особенностью пород *ДЛВГН* массивов является умеренномагниево-низкоглиноземистый, весьма низкотитанистый и низкощелочной уклон. Всем породам Чайского ДЛВГН массива свойственны пологие спектры распределения редких и РЗЭ с вариациями нормированных на примитивную мантию их содержаний от 0,1 до 30 [Amelin et al., 1997] (рис. 8, табл. 1). Такие же спектры распределения имеют в них РЗЭ с вариациями нормированных на хондрит их содержаний от 0,3 до 50. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют, соответственно, в следующих пределах: 0,4-1,3 и 0,3-1,8 [Балыкин, Петрова, 2006]. Породы *ДГБГН* массивов характеризуются умеренно высокомагниево-низкоглиноземистым, крайне низкотитанистым и весьма низкощелочным уклоном. Всем породам Бушвельдского ДГБГН плутона свойственны отрицательные наклоны спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями нормированных на прими-

тивную мантию их содержаний от 0,2 до 30 [Willmare et al., 2000; Barnes, Maier, 2002] (рис. 8, табл. 1). Такие же спектры распределения содержаний имеют в них РЗЭ с вариациями нормированных на хондрит их содержаний от 0,6 до 50. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют, соответственно, в следующих пределах: 1,4-5,2 и 1,0-9,7 [Балыкин, Петрова, 2006].

Обсуждение результатов

В результате проведенных расчетов по петрохимическим данным составов исходных расплавов и их численного моделирования для низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций выявлена, как уже отмечалось, глобальная направленная смена во времени состава образующихся мантийных пикробазальтовых и базальтовых магм от ортопироксен-нормативных до клинопироксен-нормативных (рис. 1). Это, вероятнее всего, обусловлено разным составом мантийных субстратов: вебстеритовым – в архее и раннем протерозое и лерцолитовым – в рифее и фанерозое [Балыкин, 2005]. Аналогичный анализ по геохимическим данным планируется провести после расчета геохимического состава исходных расплавов для анализируемых ассоциаций и их численного моделирования, который в настоящее время проводится. На основе обобщения и анализа геохимических данных по исследованным ассоциациям на настоящий момент можно констатировать целесообразность подразделения их на две группы комплексов. Первую группу составляют перидотит-габбровые массивы, КБК и ПБК океанов, океанических островов и внутриконтинентальных рифтогенных структур. Породы этих комплексов характеризуются преимущественно пологими спектрами распределения содержаний редких и РЗЭ, нормированных на примитивную мантию и хондрит, и низкими $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ отношениями. Это, видимо, обусловлено высокой степенью плавления мантийных субстратов при образовании родоначальных расплавов для этих комплексов. Вторая группа представлена ПДК и ПБК платформ, плато, окраинных и внутренних морей и подвижных областей континентов. Породам этих комплексов свойственны преимущественно отрицательные наклоны спектров распределения содержаний редких и РЗЭ, нормированных на примитивную мантию и хондрит, и более высокими $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ отношения-

ми. Выявленное подразделение будет уточнено после расчета геохимических составов исходных расплавов для всех исследуемых ассоциаций с параллельным анализом их эволюционных трендов. В целом же, по сравнению с другими формационными типами магматических ассоциаций, за исключением тектонизированных перидотитов офиолитовых ассоциаций, низкощелочным ультрамафит-мафитовым ассоциациям свойственны относительно низкие содержания в породах редких и РЗЭ, что согласуется с их повышенной магнезиальностью и низкой щелочностью.

Выводы

Впервые в таких масштабах выполнен сбор, обобщение и анализ оригинальных и литературных петрохимических и геохимических данных по коматиит-базальтовым, пикрит-базальтовым и пикрит-долеритовым комплексам, а также по расслоенным перидотит-габбровым массивам из различных регионов мира. Это позволило выявить некоторые вещественные петрохимические и геохимические черты изученных ассоциаций и подразделить их по этим характеристикам на две группы. В целом породам низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций свойственны относительно низкие содержания редких и РЗЭ, что согласуется с повышенной их магнезиальностью и низкой щелочностью. Судя по этим характеристикам, данные ассоциации формировались при высокой степени плавления деплетированных мантийных субстратов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64504)

Список литературы

Балыкин П.А. Типизация габброидных массивов по вещественному составу // Геология и геофизика, 1990. № 12. С. 35-42.

Балыкин П.А. Формационные типы перидотит-габбровых массивов и составы их исходных расплавов. Автореф. докт. дисс. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002. 44 с.

Балыкин П.А. Формационные типы и составы исходных расплавов низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций и их эволюционный тренд // Мат-лы междун. конф. Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Улан-Удэ, 2005. С. 45-47.

Балыкин П.А., Петрова Т.Е. Петрологические типы и генезис коматиит-базальтовых, пикрит-базальтовых и пикрит-долеритовых ассоциаций // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 8. С. 1098-1111.

Балыкин П.А., Петрова Т.Е. Формационные типы и составы исходных расплавов коматиит-базальтовых, пикрит-базальтовых и пикрит-долеритовых комплексов // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Мат-лы Всерос. петрографической конф. Вып. 4. Томск, 2004. С. 177-181.

Балыкин П.А., Петрова Т.Е. Петро- и геохимические формационные типы низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций, составы исходных расплавов и их эволюционный тренд // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы совещ. Вып. 4. Т. 1. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. С. 29-33.

Балыкин П.А., Лавренчук А.В., Петрова Т.Е. Формационные типы перидотит-габбровых массивов внутриконтинентальных подвижных поясов, составы исходных расплавов и их эволюционный тренд // Литосфера. 2004. № 1. С. 3-20.

Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск, Наука, 1986. 206 с.

Балыкин П.А., Поляков Г.В., Чан Чонг Хоа и др. Раннемезозойские дифференцированные габброидные массивы Северного и Центрального Вьетнама // Мат-лы Всерос. петрографической конф. Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. Томск, 2005. С. 154-162.

Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.

Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1965. 464 с.

Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 587-617.

Габброидные формации Западной Монголии / А.Э. Изох, Г.В. Поляков, А.П. Кривенко и др. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1990. 269 с.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565-1577.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Шеленаев Р.А. Формационный анализ расслоенных ультрабазит-базитовых ассоциаций и реконструкция геодинамических условий их формирования // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 5-25.

Интерпретация геохимических данных. Учеб.

пособие / Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет инжиниринг, 2001. 288 с.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ, 1998. 266 с.

Кривенко А.П. Габброидные формации Центрально-Азиатского пояса. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1984. 33 с.

Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Систематика магматических формаций по составу // Геология и геофизика. 1976. № 5. С. 3-19.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.

Лавренчук А.В. Программа для расчета динамики внутрикамерной дифференциации основной магмы «Pluton» // Тез. докл. II Сибирской конф. молодых ученых. Новосибирск, 2004. С. 105-106.

Медь-никеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири / А.П. Кривенко, А.И. Глотов, П.А. Балыкин и др. Новосибирск: Наука, Сибирское отд., 1990. 237 с.

Мехоношин А.С., Богнибов В.И., Ломоносова Е.И. Редкоземельные элементы и петрогенезис ультрабазит-базитовых массивов юга Сибири // Геология и геофизика. 1993. № 2. С. 43-49.

Мехоношин А.С., Плюсин Г.С., Богнибов В.И. и др. Изотопы стронция и редкоземельные элементы в Дугдинском перидотит-пироксенит-габбровом массиве // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 3-10.

Поляков Г.В., Балыкин П.А., Глотов А.И. и др. Пермотриасовая ассоциация высокомагнезиальных вулканитов зоны Шонгда (Северо-Западный Вьетнам) // Геология и геофизика. 1991. № 2. С. 3-14.

Поляков Г.В., Балыкин П.А., Петрова Т.Е. и др. Латеральная зональность и эволюция пермотриасового вулканизма зоны Шонгда (Северо-Западный Вьетнам) // Докл. РАН. 1995. Т. 340. № 1. С. 180-184.

Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н. и др. Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 172 с.

Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В. и др. Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава Науру, Тихий океан // Петрология. 2004. Т. 12. № 2. С. 191-205.

Ферштатер Г.Б. О природе силурийско-раннедевонских мафит-ультрамафитовых интрузивов, ассоциированных с офиолитами Южного Урала // Литосфера. 2004. № 4. С. 3-29.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия, 1996. № 3. С. 195-218.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Монтеро П. Латеральная зональность, эволюция и геодинамическая интерпретация магматизма Урала в свете новых петрологических и геохимических данных // Петрология. 1998. Т. 6. № 5. С. 451-477.

Чистяков А.В., Суханов М.К., Богатилов О.А. и др. Особенности распределения редких и редкозе-

мельных элементов в Бураковском расслоенном интрузиве (Южная Карелия, Россия) // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 3. С. 376-381.

Aitken B.G., Echeverria L.M. Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona Island, Colombia // Contr. Miner. Petrol. 1984. V. 86. P. 94-105.

Amelin Yu.V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemelin A.A. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (Eastern Siberia, Russia): evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // Chemical Geology (including Isotope Geoscience Section). Offic. J. Europ. Ass. Geochem. 1996. V. 129. P. 39-69.

Amelin Yu.V., Ritsk E.Yu., Neymark L.A. Effects interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd-Pb-Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya Massif, Baikal Muya ofiolite belts // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 299-316.

Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L. COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processor // Computers & Geosciences. 1993. V. 19. № 8. P. 1155-1170.

Arndt N.T. Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at 1 atm and high pressure // Carnegie Inst. Washington Yearb. 1976. V. 75. P. 551-561.

Balykin P.A. Composition and PT-conditions of melting of parental magmas for komatiite-basalt, picrite-basalt, and picrite-dolerite complexes // 32nd IGC, Florence, Italy. Abstract Volume. 2004. P. 800.

Balykin P.A., Polyakov G.V., Thanh H.H. et al. Early mesozoic complexes of differentiated gabbroids in North and Central Viet Nam // J. Geology. 2006. Ser. B. № 28. P. 1-19.

Barnes S.J., Often M. Ti-rich komatiites from northern Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 105. P. 42-54.

Barnes S.J., Maier D.W. Platinum-group elements and microstructures of Normal Merensky Reef from Impala Platinum Mines, Bushveld Complex // J. Petrol. 2002. V. 43. № 1. P. 103-128.

Echeverria L.M. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: field relations and geochemistry // Contr. Miner. Petrol. 1980. V. 73. P. 253-266.

Fang N., Niu G. Late Paleozoic Ultramafic Lavas in Yunnan, SW China // J. Petrol. 2003. V. 44. № 1. P. 141-157.

Geology and deposits of the Noril'sk Region: Guidebook VII Intern. Platinum Sympos. / V.V. Distler, V.E. Kunilov (eds.). Moscow, Noril'sk, 1994. 67 p.

Hanski E.J. Petrology of the Pechenga ferro-picrites and cogenetic Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia // Geol. Surv. Finland, 1992. Bull. 367. 192 p.

Hanski E., Walker R.J., Huhma H. et al. Origin of the Permian-Triassic komatiites, Northwestern Vietnam // Contrib. Miner. Petrol. 2004. V. 147. P. 453-469.

Himmelberg G.R., Loney R.A. Characteristics and petrogenesis of Alaskan type ultramafic-mafic intrusion,

- Southeastern Alaska // U. S. Geolog. Survey Prof. Paper 1564, 1994. P. 1-47.
- Hoang Huu Thanh, Polyakov G. V., Balykin P.A. et al.* Island arc nature of the layered intrusion of Nui Chua complex in fold belts of North Viet Nam: evidences from their geochemistry // J. Geology. 2004. Ser. B. № 24. P. 16-28
- Jahn B., Gruau G., Glikson A.J.* Komatiites of the Onverwacht group, S. Africa: REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 80. P. 3-40.
- Jochum K.P., Arndt N.T., Hofmann A.W.* Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 272-289.
- Komatiites / Ed. N.T. Arndt, E.G. Nisbet. London: George Allen & Unwin, 1982. 526 p.
- Kerrick R., Xie Q.* Compositional recycling structure of an Archean super-plume: Nb-Th-U-LREE systematics of Archean komatiites and basalts revisited // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 142. P. 476-484.
- Krishnamurthy P., Gopalan K., Macdougall J.D.* Olivine compositions in picrite basalts and the Deccan volcanic Cycle // J. Petrology. 2000. № 7. P. 1057-1069.
- Leshner C.M., Arndt N.T.* REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia // Lithos. 1995. V. 34. P. 127-157.
- Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. et al.* Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 631-644.
- McBirney A.R.* The Skaergaard layered series. Part VI. Excluded trace elements // J. Petrol. 2002. V. 43. № 3. P. 535-556.
- Mahoney J.J.* Deccan Traps // Continental Flood Basalts / J.D. Macdougall (ed). Dordrecht: Kluwer Academic, 1988. P. 151-194.
- Norman M.D., Garcia M.O.* Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 168. P. 27-44.
- Pallister J.S., Knight R.J.* Rare-earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 2673-2698.
- Pietruszka A.J., Garcia M.O.* A rapid fluctuation in the mantle source and melting history of Kilauea volcano inferred from the geochemistry of its historical Summit lavas (1790-1982) // J. Petrol. 1999. V. 40. № 8. P. 1321-1342.
- Poliakov G.V., Balykin P.A., Hoa va nnk Tran Trong.* Cac thanh tao mafic-sieu mafic pecmi-triat mien bac Viet Nam. (chu bien G.V. Poliakov, Nguyen Trong Yem). Nha xuat ban khoa hoc va ky thuat, 70 – Tran Hung Dao, Ha Noi, 1996. 173 tr. (In Vietnamese).
- Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 6. P. 1205-1222.
- Rollinson H.R.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
- Revillon S., Arndt N.T., Chauvel C., Hallot E.* Geochemical study of ultramafic volcanic and plutonic rocks from Gorgona Island, Colombia: the plumbing system of an oceanic plateau // J. Petrol. 2000. V. 41. № 7. P. 1127-1153.
- Scarrow J.P., Cox K.G.* Basalts generated by decompressive adiabatic melting of a mantle plume: a case study from the Isle of Skye, NW Scotland // Dept. Earth Sci., Pakks Road, Oxford, UK. 1995. V. 36. № 1. P. 3-22.
- Sinigoi S., Quick J.E., Clemens-Knott D. et al.* Chemical evolution of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbrano Zone, northern Italy // J. Geoph. Res. 1994. V. 99. № B11. P. 21575-21590.
- Sun S.S., Nesbit R.W.* Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 65. P. 301-325.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / A.D. Saunders., M.J. Norry (eds.). Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.
- Sutcliffe R.H., Sweeny J.M., Edgar A.D.* The lac des iles complex, Ontario: petrology and platinum-group-elements mineralization in an Archean mafic intrusion // Can. J. Earth Sci. 1989. V. 26. P. 1408-1427.
- Willmore C.C., Boudreau A.E., Kruger F.J.* The halogen geochemistry of the Bushveld Complex, Republic of South Africa: implications for chalcophile element distribution in the Lower and Critical Zones // J. Petrol. 2000. V. 41. № 10. P. 1517-1539.
- Xu Y., Chung S.L., Jahn B.M., Wu G.* Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China // Lithos. 2001. V. 58. P. 145-168.

Рецензент кандидат геол.-мин. наук Е.В. Пушкарёв