

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 551.71

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВКЛЮЧЕНИЙ МЕТАБАЗИТОВ
В «СЕРЫХ» ГНЕЙСАХ БАЙДАРИКСКОГО БЛОКА (Центральная Монголия)**

В.А. Беляев, М.А. Горнова, А.Я. Медведев, Н.Н. Пахомова

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

В составе Байдарикского блока Дзавханского микроконтинента (Центрально-Азиатский складчатый пояс) выделяется верхнеархейский байдарагинский серогнейсовый комплекс. Среди тоналитовых «серых» плагиогнейсов присутствуют тела metabазитов, вероятно, представляющие собой реликты более ранних вулканитов. По составу metabазиты разделены на три петрохимические группы, протолитами которых были толеитовые базальты, коматииты Al-необедненного и Al-обедненного типов. Лишь единичные пробы близки по редкоземельному составу соответствующим вулканитам. Найдены metabазиты, имеющие признаки коровой контаминации. Необычные геохимические свойства части исследованных пород (обогащение LREE и обеднение Nb, Zr и Ti) рассматриваются как результат их метасоматического преобразования.

Архей, metabазиты, тоналит-трондjemит-гранодиорит, Байдарикский блок, Монголия.

**GEOCHEMICAL FEATURES OF METABASITE INCLUSIONS IN GRAY GNEISSES
OF THE BAIDARIK BLOCK (Central Mongolia)**

V.A. Belyaev, M.A. Gornova, A.Ya. Medvedev, and N.N. Pakhomova

The Baidarik block of the Dzavhan microcontinent (Central Asian Fold Belt) includes the Upper Archean Baidaragin gray-gneiss complex. Among gray plagiogneisses, there are metabasic bodies, which are probably relics of early volcanics. By composition, the metabasites are divided into three petrochemical groups, whose protoliths were tholeiitic basalts, Al-undepleted and Al-depleted basaltic komatiites. Only a few samples are similar in REE composition to these protoliths. We have found metabasites with crustal-contamination features. The unusual geochemical properties of the metabasites (LREE enrichment and Nb, Zr, and Ti depletion) are related to their metasomatism.

Archean, metabasites, tonalite-trondjemite-granodiorite, Baidarik block, Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

Представления о формировании раннедокембрийской коры важны для понимания эволюции Земли в целом. Наиболее ранняя известная кора представлена «серыми» гнейсами тоналит-трондjemит-гранодиоритового состава (ТТГ), магматические протолиты которых образовались за счет частичного плавления metabазитового источника [Martin, 1994]. Поэтому есть основания предполагать, что первая кора Земли имела основной—ультраосновной состав и послужила субстратом для формирования архейской континентальной коры.

Среди архейских комплексов «серых» гнейсов часто присутствуют линзы и субсогласные тела, представленные метаморфизованными базитами и ультрабазитами [Розен, 1988; Вовна, 2007]. Разными исследователями такие тела интерпретируются как остатки ранней коры Земли [Богатиков и др., 1991], фрагменты древнейших офиолитов [Gornova, Petrova, 1999] или зеленокаменных (супракрустальных) поясов [McGregor, Mason, 1977; Гликсон, 1987]. По сравнению с вмещающими «серыми» гнейсами включения основных и ультраосновных пород менее изучены.

В данной работе исследована геохимия будинообразных включений основных пород в тоналитовых гнейсах Байдарикского блока.

АРХЕЙ БАЙДАРИКСКОГО БЛОКА: ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ВОЗРАСТ

Байдарикский блок Дзабханского микроконтинента входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). Кристаллическое основание Байдарикского блока представлено тектонически совмещенными байдарагинским (AR₂) и бумбугерским (PR₁) комплексами, которые с несогласием перекрываются рифейским ульзитольским комплексом чехла (рис. 2) [Козаков и др., 2007].

Байдарагинский комплекс сложен тоналитовыми «серыми» плагиогнейсами, среди которых в подчиненном количестве (около 5—10 % объема) находятся будины кристаллических сланцев основного и реже среднего составов. «Серые» гнейсы сходны по составу с архейскими ТТГ-сериями. Возраст цирконов (классический U-Pb метод) тоналитовых гнейсов равен 2650 ± 30 млн лет [Митрофанов и др., 1985], а возраст цирконов из будинообразного включения двупироксеновых кристаллических сланцев составляет ~ 2760 млн лет для ранней магматической генерации и ~ 2400 млн лет для поздней метаморфогенной генерации [Ранний докембрий..., 1993]. Методом SHRIMP-II позднее были определены возрасты цирконов в этих же пробах. Согласно [Козаков и др., 2007], возраст ~ 2.8 млрд лет соответствует времени кристаллизации протолита как «серых» гнейсов, так и двупироксеновых сланцев. В интервале 2.65—2.5 млрд лет зафиксированы события высокотемпературного метаморфизма, возможно, проходившего в два этапа. Значение возраста ~ 1.8 млрд лет отражает проявление амфиболитового метаморфизма. В это же время (1825 ± 5 млн л.н.) произошло внедрение посткинematических калиевых гранитов, слагающих штоки и жилы [Ранний докембрий..., 1993].

Размер будин основных пород варьирует от первых десятков сантиметров до нескольких метров. Многие будины залегают согласно с гнейсовидностью вмещающих «серых» гнейсов, что свидетельствует о дометаморфической природе большинства будин. Несогласные с гнейсовидностью контакты метабазитов редки (2 наблюдения) и могли быть затушеваны метаморфическими деформациями. Вопрос о возрастных соотношениях «серых» плагиогнейсов и будин кристаллических сланцев пока не имеет однозначного решения. Как отмечено ранее И.К. Козаковым с соавторами [2007, с. 7], «часть будин является более ранними образованиями по отношению к плагиогнейсам, однако другие включения могут представлять собой дайковые тела, внедрение которых предшествовало метаморфизму гранулитовой

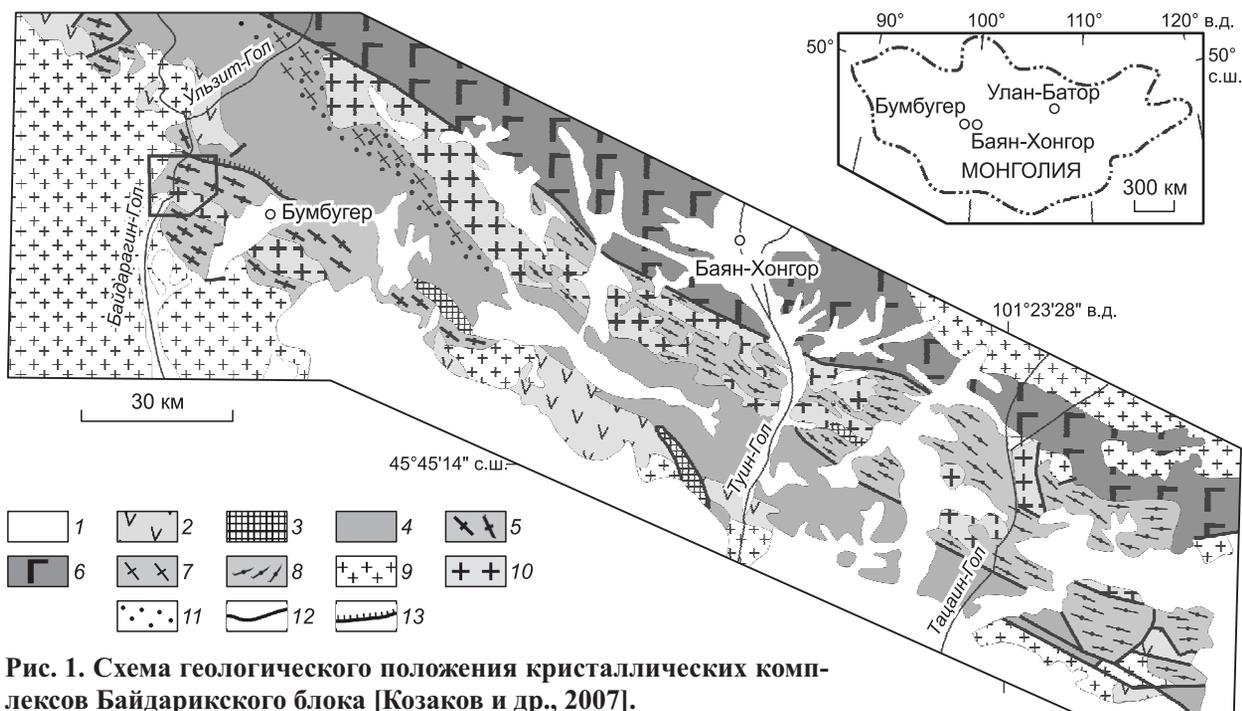


Рис. 1. Схема геологического положения кристаллических комплексов Байдарикского блока [Козаков и др., 2007].

1—3 — отложения: 1 — мезозойские и кайнозойские, 2 — верхнепалеозойские, 3 — нижне- и среднепалеозойские; 4, 5 — Байдарикские блок: 4 — ульзитольский комплекс чехла (средний—верхний рифей), 5 — нерасчлененные верхнеархейский (байдарагинский) и нижнепротерозойский (бумбугерский) комплексы основания; 6 — Баян-Хонгорская зона офиолитового меланжа; 7, 8 — породы вендского низкоградиентного метаморфического пояса, развивающиеся по породам ульзитольского комплекса (7) и кристаллическим породам неуставленного возраста (8); 9 — нерасчлененные гранитоиды позднего палеозоя—раннего мезозоя; 10 — позднепалеозойский-раннемезозойский (постпозднеколлизионный) диорит-гранодиорит-гранитный комплекс; 11 — зоны контактового высокоградиентного метаморфизма; 12 — зоны разломов; 13 — установленная зона стратиграфического несогласия в основании ульзитольского комплекса.

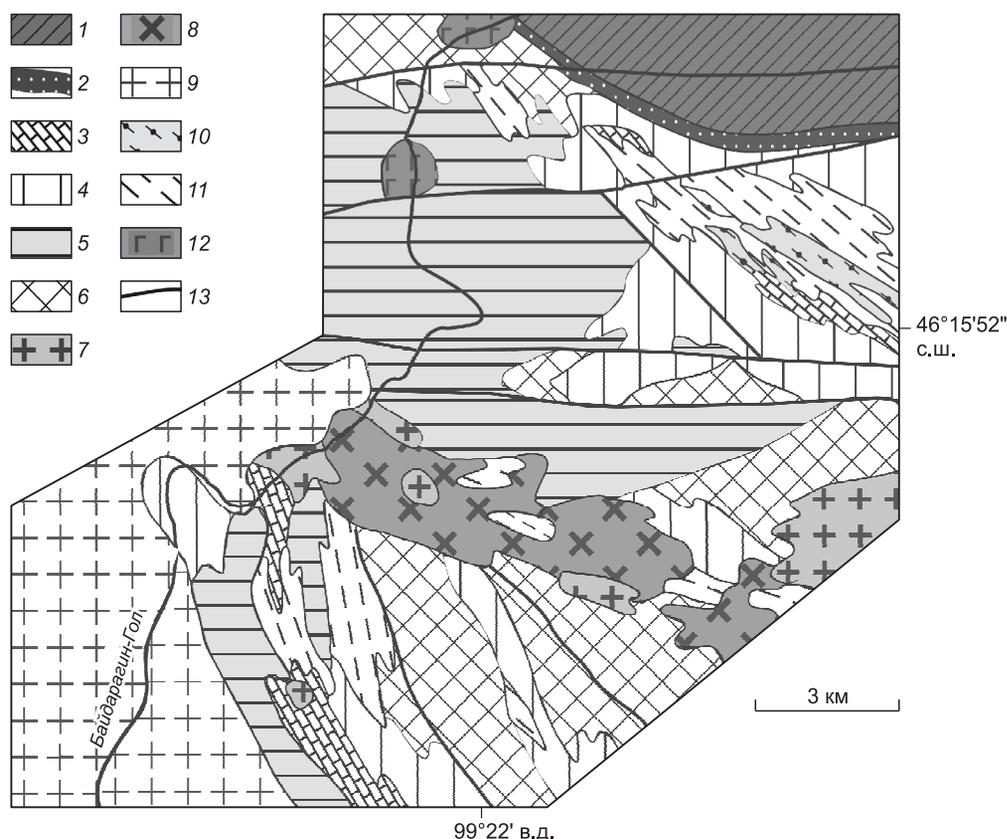


Рис. 2. Схема геологического строения северо-западной части Байдарикского блока (см. врезку на рис. 1) [Козаков и др., 2007] с использованием данных датирования гранитоидов [Ярмолюк и др., 2008].

1, 2 — ульзитгольский комплекс (средний—верхний рифей): 1 — черные сланцы и филлиты, 2 — базальный горизонт (кварциты и гравелиты); 3, 4 — бумбургский комплекс (нижний протерозой): 3 — толща переслаивания мраморов, кварцитов, известково-силикатных пород, кристаллических сланцев и гнейсов; 4 — «контрастная» толща (кристаллические сланцы и лейкократовые плагиогнейсы); 5 — байдарагинский комплекс (верхний архей), тоналитовые «серые» гнейсы; 6 — нерасчлененные нижнедокембрийские породы с реликтами гранулитов; 7 — граниты и гранодиориты (ранний мезозой); 8 — гранодиориты и диориты (ранний мезозой); 9 — порфиroidные граниты, граносиениты и гранодиориты (поздний палеозой—ранний мезозой); 10 — синметаморфические гранитоиды (1854 ± 5 млн лет); 11 — гнейсогранодиориты с реликтами эндербитов (нижний протерозой); 12 — габбро и порфириты; 13 — разломы.

фации». Большинство будин, опробованных в рамках настоящего исследования, имеют контакты, согласные с гнейсовидностью и, следовательно, дометаморфическое происхождение. Эти будины могут представлять собой реликты толщи, в которую внедрялись протолиты тоналитовых гнейсов. Конечно, без прецизионных датировок метабазитов невозможно точно сказать, являются ли они реликтами ранней основной коры, существовавшей до формирования тоналитовых гнейсов, или же образовались после становления первой континентальной коры данного региона.

ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАБАЗИТОВ БАЙДАРАГИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Среди изученных метабазитов выделены следующие разновидности.

Двупироксеновые кристаллические сланцы (основные гранулиты) обладают массивной текстурой и гранобластовой структурой. Они сложены клино-, ортопироксеном и плагиоклазом, которые присутствуют в равных соотношениях. Форма зерен изометричная, вытянутая, размер 0.3—0.5 мм. Рудный минерал — магнетит, слагает до 7 % объема пород. Температуры равновесия орто- и клинопироксена основных кристаллических сланцев, определенные по распределению Fe-Mg [Перчук, Рябчиков, 1976], равны 750—960 °С. Известно [Добрецов и др., 1972], что двупироксеновые кристаллические сланцы формируются в гранулитовой фации метаморфизма.

Пироксен-роговообманково-плагиоклазовые (Px-Hrb-Pl) сланцы характеризуются массивной или сланцеватой текстурой, grano- и гетеробластовой структурами. Размер зерен от 0.3 до 3 мм. По минеральному составу среди этих пород можно выделить парагенезисы: клинопироксен — ортопирок-

сен — роговая обманка — плагиоклаз и клинопироксен — роговая обманка — плагиоклаз. Роговая обманка и пироксены присутствуют обычно в равных пропорциях (по 30 %). В ряде проб наблюдаются обособления крупных изометричных кристаллов пироксенов (до 3 мм). В некоторых случаях и пироксены, и роговая обманка слагают изометричные зерна среднего размера (0.3—0.5 мм), равновесные друг с другом. Часто роговая обманка замещает кристаллы пироксенов и представлена удлинненными зернами размером до 5 мм. В породах присутствуют более поздние амфиболы тремолит-актинолитового ряда, которые развиваются по клинопироксену и роговой обманке. Плагиоклаз имеет средний—основной состав (Al_{40-65}), изометричную и неправильную форму, его содержание в породах — от 15 до 35 % объема; плагиоклаз в различной степени сосюритизирован. В количествах 5—15 % объема в Rх-Hrb-Pl сланцах может присутствовать биотит. Рудный минерал (магнетит) имеет изометричную или неправильную форму и занимает до 5 %. Равновесная ассоциация роговая обманка + ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз могла сформироваться в гранулитовой фации, так как роговая обманка устойчива в этих условиях [Добрецов и др., 1972].

Амфиболовые (Amf) сланцы со сланцеватой и полосчатой текстурами имеют гранобластовую, гранонематобластовую, фибробластовую структуры. Они сложены преимущественно амфиболами (роговой обманкой и/или тремолит-актинолитом), в них также встречаются флогопит и тальк. Размер зерен варьирует от 0.3 до 5 мм. Соотношения роговой обманки и тремолит-актинолитового амфибола различны (до 80—90 % Hrb или Trm-Act). В зернах роговой обманки иногда наблюдаются реликты пироксенов. Рудный минерал, представленный магнетитом и пиритом, присутствует в незначительном количестве.

Амфиболиты обладают массивной и сланцеватой текстурой, grano- и гетеробластовой структурой. Эти породы отличаются от остальных преобладанием роговой обманки и основного плагиоклаза с небольшим количеством биотита. Размер зерен 0.2—0.7 мм. Рудный минерал — магнетит. Ассоциация плагиоклаз + роговая обманка типична для амфиболитовой фации метаморфизма [Добрецов и др., 1972].

Двупироксеновые кристаллические сланцы и Rх-Hrb-Pl сланцы с равновесной роговой обманкой и пироксенами найдены в небольшом количестве. Они представляют собой реликты гранулитовой фации среди пород амфиболитовой фации. Среди изученных пород наиболее распространены Rх-Hrb-Pl сланцы, в которых роговая обманка замещает пироксены, что свидетельствует о регрессивном характере метаморфизма в амфиболитовой фации. Его действие привело к образованию амфиболовых сланцев и малочисленных амфиболитов.

Кроме того, наблюдаемые в метабазах особенности — большое количество водосодержащих минералов (флогопит, амфибол, тальк), развитие слюдяной оторочки по периферии будин, крупные зерна роговой обманки и присутствие среднего плагиоклаза в основных кристаллических сланцах — могут свидетельствовать о метасоматическом преобразовании этих пород.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МЕТАБАЗИТОВ

Аналитические методы

Определение концентраций главных и редких элементов проведено в Институте геохимии СО РАН. Главные элементы определялись рентгенофлуоресцентным методом (РФА). Концентрации редких элементов измерялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) — с тремя типами пробоподготовки — автоклавным разложением, сплавлением с метаборатом лития и открытым разложением, что дало сопоставимые результаты. В пробах, которые разлагались открытым способом, содержания Zr определены рентгенофлуоресцентным методом. Содержания Cr и Ni в некоторых пробах определены количественным атомно-эмиссионным методом. Результаты анализов представительных проб приведены в таблице.

Подвижность элементов и реставрация протолитов

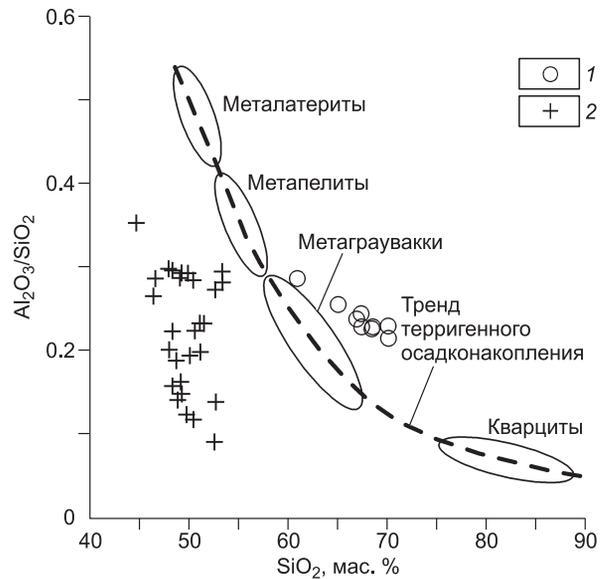
Известно, что на регрессивном этапе метаморфизма химический состав пород остается постоянным, за исключением уменьшения содержания воды и углекислоты [Петров, Макрыгина, 1975]. На регрессивном этапе в породу может привноситься большое количество флюида, обуславливающего подвижное поведение щелочных и щелочноземельных элементов — Rb, Ba, Sr, K, Na, Ca, а также элементов с переменной валентностью, таких как Eu и U. Основные петрогенные элементы — SiO_2 , $FeO_{общ}$ и MgO — могут быть и подвижными, и неподвижными. При петрогенетических интерпретациях лучше использовать Al_2O_3 , Cr, Ni, группу высокозарядных элементов (HFSE — Zr, Hf, Nb, Ti) и редкие земли (REE) за исключением Eu, содержания которых практически не изменяются при метаморфизме [Arndt, 1994].

Для реконструкции первичной природы метаморфических пород байдарагинского комплекса нами использованы диаграмма Al_2O_3/SiO_2-SiO_2 и диаграмма X. Де Ла Роша [1972]. На рис. 3 точки составов

Рис. 3. Диаграмма Al_2O_3/SiO_2 — SiO_2 для метаморфических пород байдарагинского комплекса.

Линия терригенного осадконакопления, поля метаосадочных пород, по [Антипин, Макрыгина, 2006]. 1 — тоналитовые «серые» плагинейсы, 2 — метабазиты.

исследованных метабазитов и вмещающих гнейсов лежат вне кривой составов терригенных осадочных пород (латериты — пелиты — граувакки — кварциты), что указывает на первично-магматическую природу метаморфитов байдарагинского комплекса. На диаграмме Х. Де Ла Роша в координатах SiO_2 — $(CaO + TiO_2 + Fe_2O_3^*)—Al_2O_3$ (рис. 4) составы метабазитов тяготеют к магматическому тренду в области основных—ультраосновных пород, а составы вмещающих «серых» гнейсов — к кислым и средним породам. Точки составов метаморфитов находятся вне полей граувакк и аркоз. Обе петрохимические диаграммы свидетельствуют о первично-магматической природе как метабазитов, так и «серых» гнейсов байдарагинского комплекса. Кроме того, соответствие составам вулканитов на рис. 5 говорит об отсутствии или незначительном изменении концентраций MgO , $FeO_{общ.}$, Al_2O_3 и TiO_2 в метабазитах байдарагинского комплекса.



ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАБАЗИТОВ

На классификационной диаграмме Al — $(Fe + Ti)$ — Mg [Jensen, 1976] (см. рис. 5) точки составов метабазитов обособляются в три группы. Первая группа представлена двупироксеновыми кристаллическими сланцами, Rx - Hrb - Pl сланцами и амфиболитами. Точки их составов локализованы в поле высоко- Fe толеитовых базальтов. Идентичный состав имеют базальты океанического плато Онтонг Джава [Tejada et al., 1996]. Вторая группа представлена Rx - Hrb - Pl и Amf сланцами, точки составов которых образуют тренд в поле базальтовых коматиитов, оканчивающийся на границе с полями высоко- Fe и высоко- Mg базальтов. Такой же тренд характеризует Al -необедненные базальтовые коматииты зеленокаменного пояса Ветреный, Балтийский щит [Пухтель и др., 1997]. Третья группа включает в себя Rx - Hrb - Pl и Amf сланцы. Точки их составов образуют обособленный короткий тренд в поле базальтовых коматиитов. Близкий состав имеют Al -обедненные базальтовые коматииты формации Мендон, зеленокаменный пояс Барбертон, Южная Африка [Lahaye et al., 1995].

На диаграммах вариаций главных оксидов, Ni и Cr к MgO (рис. 6) точки составов пород первой группы образуют обособленное поле с умеренным содержанием MgO (9—4 мас. %), Ni и Cr и повышенными концентрациями Al_2O_3 , TiO_2 , $FeO_{общ.}$. Они близки к составу толеитовых базальтов плато Онтонг Джава (см. рис. 6).

Точки составов пород второй группы образуют тренд с широким интервалом значений MgO (24—10 мас. %). На вариационных диаграммах точки составов метабазитов второй группы располагаются в поле Al -необедненных базальтовых коматиитов или параллельны ему (см. рис. 6). Отрицательная корреляция Al_2O_3 — MgO и TiO_2 — MgO и положительная Ni — MgO и Cr — MgO указывает на совместное фракционирование оливина и хромшпинелида — ассоциации, кристаллизующейся из высокомагнезиальных

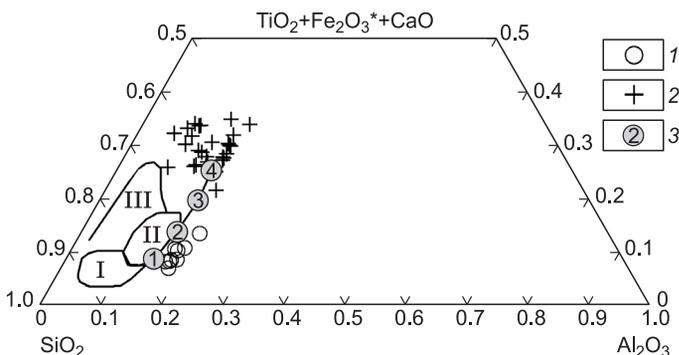


Рис. 4. Диаграмма для определения первичной природы метаморфических пород [Де Ла Рош, 1972].

Поля осадочных пород: I — аркозы, II — граувакки, III — калькаренины. 1 — тоналитовые плагинейсы; 2 — метабазиты; 3 — составы магматических пород (цифры в кружках: 1 — гранит, 2 — гранодиорит, 3 — диорит, 4 — габбро).

Химический состав представительных проб метабазитов и «серых» гнейсов

Компо- нент	M06- 4	M06- 26	M06- 19	M06- 9	M09- 4	M09- 22	M06- 15	M09- 11	M09- 9	M09- 15	M09- 16	M06- 29	M06- 34	M06- 35	M09- 34	M06- 18
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂ , мас. %	44.74	47.01	50.14	49.79	45.64	48.75	52.90	49.42	52.08	46.96	52.32	47.83	47.19	47.55	48.76	48.58
TiO ₂	1.34	1.51	0.46	0.78	1.13	1.15	1.24	0.92	0.95	1.32	0.98	0.35	0.34	0.38	0.34	0.24
Al ₂ O ₃	15.26	13.91	11.24	14.17	12.12	14.30	15.08	14.48	14.24	14.01	15.43	9.01	9.51	10.64	14.01	5.74
FeO _{общ.}	15.76	14.78	12.09	11.55	15.13	13.75	12.70	12.50	10.31	13.49	8.95	10.79	11.35	10.95	8.27	9.57
MnO	0.25	0.22	0.27	0.18	0.41	0.22	0.25	0.21	0.21	0.24	0.13	0.19	0.20	0.19	0.18	0.12
MgO	8.21	6.91	9.41	7.99	8.16	7.03	3.96	7.01	7.08	7.94	6.77	16.99	17.29	15.87	11.63	23.13
CaO	12.75	11.14	13.49	10.63	13.31	10.92	11.29	10.79	10.07	9.97	8.00	11.17	10.15	10.21	14.67	8.35
Na ₂ O	1.25	1.62	1.70	2.77	1.44	2.30	1.90	2.71	3.02	1.58	3.71	1.20	1.36	1.46	1.16	0.36
K ₂ O	0.11	0.48	0.33	0.86	0.94	0.49	0.25	0.98	0.92	2.41	1.73	0.64	0.97	1.20	0.29	0.24
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.02	0.05	0.09	0.11	0.11	0.09	0.10	0.09	0.10	0.04	0.02	0.03	0.05	0.03
П.п.п.	0.15	2.25	0.75	0.93	1.33	0.81	0.36	0.78	0.84	1.66	1.74	1.61	1.30	1.40	0.59	3.45
Сумма	99.93	99.94	99.89	99.70	99.70	99.84	100.04	99.89	99.81	99.66	99.85	99.80	99.67	99.86	99.95	99.80
La, г/т	6.27	5.43	3.75	10.53	6.58	3.91	8.93	5.75	11.82	13.17	18.30	1.23	1.45	2.41	2.50	4.12
Ce	15.96	15.02	9.50	21.18	14.47	9.15	19.04	13.18	27.60	34.80	43.42	3.03	3.20	6.41	6.95	6.94
Pr	2.29	2.09	1.36	2.44	1.88	1.42	2.32	1.85	2.93	4.24	4.39	0.44	0.43	0.74	0.83	0.70
Nd	12.58	11.15	6.64	10.18	8.43	7.06	10.82	9.33	13.68	20.28	19.11	2.14	2.33	3.60	4.19	2.79
Sm	3.98	3.46	2.02	2.35	2.40	2.23	3.10	2.71	3.24	5.13	4.13	0.75	0.76	1.01	1.14	0.75
Eu	1.24	1.19	0.52	0.71	0.79	0.85	1.03	0.90	0.91	1.38	1.14	0.28	0.30	0.37	0.37	0.29
Gd	5.01	4.85	2.56	2.86	2.93	2.84	4.16	3.31	3.19	4.94	4.05	1.04	1.05	1.40	1.22	0.99
Tb	0.89	0.88	0.45	0.48	0.54	0.47	0.74	0.58	0.58	0.84	0.66	0.19	0.20	0.26	0.25	0.15
Dy	5.96	6.16	3.02	3.25	3.76	3.99	5.02	3.81	3.43	5.27	3.93	1.40	1.36	1.71	1.56	1.11
Ho	1.24	1.33	0.62	0.68	0.86	0.87	1.06	0.83	0.79	1.12	0.83	0.32	0.31	0.39	0.34	0.26
Er	3.76	4.26	1.86	2.06	2.50	2.76	3.21	2.45	2.24	3.34	2.38	1.02	0.98	1.152	1.00	0.74
Tm	0.51	0.59	0.26	0.29	0.35	0.37	0.45	0.35	0.35	0.50	0.36	0.16	0.14	0.19	0.16	0.12
Yb	3.48	3.97	1.69	1.98	2.12	2.40	2.98	2.32	2.29	3.02	2.26	1.02	1.00	1.17	1.04	0.74
Lu	0.53	0.60	0.25	0.31	0.36	0.37	0.48	0.37	0.33	0.45	0.31	0.15	0.15	0.18	0.16	0.12
Th	0.43	0.45	0.54	1.99	1.95	0.68	2.57	0.45	1.02	2.18	0.62	0.14	1.02	1.28	0.81	1.35
Nb	4.5	4.0	2.4	3.1	3.9	3.1	4.6	3.3	4.5	7.1	6.0	6.6	0.9	1.3	0.9	0.7
Zr	68	74	45	78	65	58	105	54	72	60	64	17	25	29	18	17
Y	26.5	29.1	13.6	14.8	28	29.3	23	18.8	20.9	35.0	22.4	8	6.9	8.7	9.1	6
Cr	228	171	783	387	220	400	132	490	530	150	300	1673	2092	1600	330	1401
Ni	121	83	199	99	59	150	53	140	130	74	99	466	417	340	110	637

жидкостей. Отношение Al₂O₃/TiO₂ (20—28) близко к хондритовому значению (22), типичному для Al-обедненных коматиитов [Arndt, 1994].

Метабазиты третьей группы характеризуются узким интервалом MgO (16—13 мас. %) и низким содержанием Al₂O₃ (8—5 мас. %). Точки их составов на вариационных диаграммах в целом располагаются в пределах поля Al-обедненных базальтовых коматиитов (см. рис. 6). Для большинства элементов на вариационных диаграммах не наблюдается корреляции, за исключением положительной корреляции MgO—Ni. Отношение Al₂O₃/TiO₂ близко к 10, что свойственно коматиитам Al-обедненного типа [Arndt, 1994].

Распределение несовместимых элементов в первой группе метабазитов различно, несмотря на близкий петрогенный состав. Две пробы имеют ровный спектр REE на уровне, в 21—26 раз превышающем концентрации в хондрите (рис. 7, А). На мультиэлементной диаграмме они слабо обеднены Nb, Zr, Ti и Th (см. рис. 7, Б), а в целом ровное распределение несовместимых элементов соответствует таковому в толеитовых базальтах плато Онтонг Джава. Другие пробы умеренно обогащены LREE ((La/

байдрагинского комплекса Байдарикского блока

M06-2/1	M06-10	M06-11	M09-32	M06-1	M06-2	M06-22	M09-14	M09-24	M09-1	M09-8	M09-12	M09-16'	M09-17	M09-21	M09-25	M09-27	M09-35	M09-38
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
45.88	50.10	50.22	50.86	48.07	48.96	47.76	51.53	49.04	67.43	64.29	69.45	67.03	66.22	60.17	66.47	60.18	66.67	69.69
0.64	0.39	0.49	0.48	0.75	0.70	0.84	0.38	0.64	0.51	0.46	0.41	0.48	0.68	0.62	0.58	0.46	0.48	0.43
13.15	9.96	11.71	11.85	6.80	6.08	7.70	4.72	7.29	15.27	16.43	15.97	15.34	16.20	17.24	15.84	19.24	15.27	14.99
12.50	9.71	10.78	9.60	13.82	13.21	13.81	11.51	13.60	2.99	4.58	2.45	3.24	3.42	5.47	4.43	4.68	4.43	3.19
0.26	0.18	0.22	0.20	0.24	0.24	0.28	0.24	0.31	0.05	0.07	0.04	0.06	0.05	0.09	0.08	0.09	0.07	0.05
11.56	13.97	10.64	11.59	14.51	15.45	13.73	14.50	15.29	2.14	2.53	1.22	1.49	1.93	3.15	1.70	1.99	1.90	1.19
11.45	10.54	10.64	11.29	12.53	12.26	12.29	13.89	10.77	3.79	4.44	3.48	3.78	3.48	5.57	4.14	4.37	4.50	3.83
1.53	2.03	2.48	2.10	0.89	0.77	1.22	0.54	1.25	4.80	4.54	4.91	4.52	4.21	4.70	4.80	5.72	4.36	4.37
1.43	1.11	1.13	0.79	0.76	0.73	1.05	0.70	1.35	1.53	1.49	1.14	1.81	2.11	1.70	1.18	1.62	1.13	1.59
0.10	0.02	0.04	0.04	0.05	0.06	0.15	0.07	0.03	0.11	0.10	0.11	0.18	0.11	0.15	0.21	0.32	0.19	0.16
1.13	1.73	1.36	1.05	1.23	1.19	0.91	1.78	0.51	0.98	0.90	0.75	1.55	1.33	0.93	0.45	0.89	0.76	0.33
99.64	99.74	99.71	99.85	99.65	99.64	99.73	99.87	100.08	99.60	99.82	99.92	99.47	99.74	99.79	99.89	99.57	99.75	99.81
19.76	12.42	23.70	13.95	12.57	19.22	26.39	21.32	19.56	—	—	40.08	11.89	—	26.82	35.23	—	—	—
43.32	29.37	57.23	36.92	25.25	47.41	71.49	53.61	69.04	—	—	64.61	18.61	—	62.77	72.64	—	—	—
4.83	3.22	7.56	3.72	2.76	5.35	8.93	5.34	8.50	—	—	5.86	1.83	—	7.43	7.43	—	—	—
19.06	10.78	29.69	16.40	9.69	20.60	36.09	21.90	39.29	—	—	19.41	6.73	—	31.63	28.68	—	—	—
4.02	2.11	6.17	3.30	2.60	3.80	6.43	4.42	8.15	—	—	2.25	1.00	—	6.77	4.44	—	—	—
0.94	0.70	1.24	0.69	0.79	0.92	1.49	1.10	1.14	—	—	1.25	0.69	—	0.98	1.10	—	—	—
4.19	2.22	5.24	3.14	2.82	3.99	6.59	3.63	6.64	—	—	1.43	0.89	—	6.11	3.57	—	—	—
0.75	0.37	0.73	0.46	0.36	0.56	0.91	0.49	0.91	—	—	0.15	0.12	—	0.90	0.48	—	—	—
4.91	2.26	4.38	2.66	2.65	3.31	5.53	2.60	5.17	—	—	0.79	0.78	—	4.97	2.53	—	—	—
1.20	0.53	0.93	0.56	0.55	0.66	1.05	0.46	1.07	—	—	0.14	0.15	—	0.89	0.45	—	—	—
3.29	1.46	2.44	1.65	1.43	2.07	3.35	1.24	2.90	—	—	0.38	0.44	—	2.35	1.19	—	—	—
0.50	0.25	0.46	0.24	0.22	0.27	0.44	0.17	0.46	—	—	0.04	0.06	—	0.31	0.16	—	—	—
3.00	1.62	2.72	1.58	1.47	1.68	3.01	1.11	2.99	—	—	0.33	0.44	—	1.90	1.01	—	—	—
0.44	0.22	0.36	0.23	0.20	0.25	0.44	0.16	0.41	—	—	0.05	0.08	—	0.27	0.14	—	—	—
2.01	1.17	2.00	0.89	1.28	1.36	1.44	0.62	1.25	—	—	1.35	0.76	—	2.25	5.81	—	—	—
7.4	5.6	9.4	3.0	5.0	4.0	11.4	4.0	9.7	—	—	4.8	2.7	—	13.2	8.1	—	—	—
75	35	53	39	51	52	64	32	67	—	—	135	172	—	181	203	—	—	—
30.1	13.7	24.9	15.7	13.8	14.1	24.5	11.9	28.8	—	—	3.3	3.5	—	20.1	10.3	—	—	—
500	1327	898	1500	1640	1419	1192	1300	2800	22	290	370	38	48	260	240	170	62	280
131	273	158	320	682	539	343	480	470	12	66	73	33	55	80	41	43	16	48

Примечание. Анализ концентраций главных оксидов выполнен методом РФА, редких элементов — методом ICP-MS. Тип пробоподготовки для ICP-MS: 12—14, 16—18, 21 — проба подготовлена в автоклаве, 1—4, 7, 8, 19, 22, 23, 28, 29, 31, 32 — сплавлением с метаборатом лития, 5, 6, 9—11, 15, 20, 24, 25 — открытым разложением. Содержания Sr и Ni, выделенные курсивом, определены количественным атомно-эмиссионным методом. 1—25 — метабазиты: 1—11 — первой, 12—20 — второй, 21—25 — третьей групп; 26—35 — «серые» гнейсы. Прочерк — содержание элемента не определялось.

$(Sm)_{CN} = 1.1—1.9$ при равном распределении MREE-HREE на уровне 10—20 хондрита (см. рис. 7, B). На мультиэлементной диаграмме они обогащены Th относительно La (исключая одну пробу) и обеднены Nb и Ti (см. рис. 7, Г). Остальные пробы первой группы еще больше обогащены редкими землями от La до Sm с отношением $(La/Sm)_{CN} \approx 2—3$ и сохраняют равное распределение остальных редкоземельных элементов (см. рис. 7, Д). На мультиэлементной диаграмме они обеднены Th относительно La (за исключением одной пробы) и показывают минимумы по Nb, Zr, Ti (см. рис. 7, E). Концентрации тяжелых редких земель, Nb, Zr, Ti и Y находятся в пределах значений, свойственных толеитовым базальтам плато Онтонг Джава.

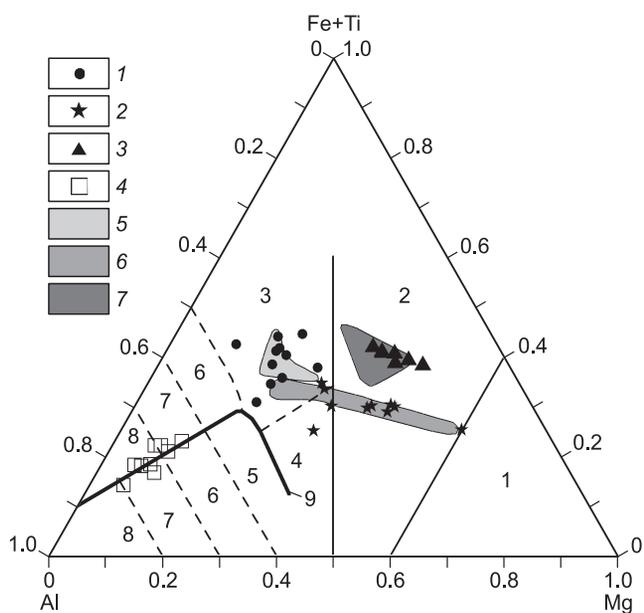


Рис. 5. Классификационная диаграмма [Jensen, 1976] для метабазитов и плагиогнейсов байдарагинского комплекса.

Цифрами обозначены поля: 1 — коматиитов, 2 — базальтовых коматиитов, 3 — высоко-Fe толеитовых базальтов, 4 — высоко-Mg толеитовых базальтов, 5 — базальтов, 6 — андезитов, 7 — дацитов, 8 — риолитов; 9 — граница толеитовой (вверху) и известково-щелочной (внизу) серий. 1—3 — метабазиты: 1 — первой, 2 — второй, 3 — третьей групп; 4 — тоналитовые гнейсы; 5—7 — поля вулканитов: 5 — толеитовых базальтов плато Онтонг Джава [Tejada et al., 1996], 6 — Al-необедненных базальтовых коматиитов зеленокаменного пояса Ветреный, Балтийский щит [Пухтель и др., 1997], 7 — Al-обедненных базальтовых коматиитов формации Мендон, зеленокаменный пояс Барбертон, Южная Африка [Lahaye et al., 1995].

Установлен неоднородный состав будины размером 3×1.5 м, которая сложена амфиболитами, по петрогенному составу принадлежащими к первой группе. От центра (пр. М09-11) к краю (пр. М09-9) будины концентрации большинства главных оксидов остаются постоянными, за исключением повышения SiO_2 и понижения $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (от 49.9 до 52.6 и от 12.6 до 10.4 мас. % соответственно). Распределение редких элементов меняется: по направлению к краю возрастают концентрации Th, LREE, незначительно — Zr, становится более глубокой отрицательная аномалия Nb (рис. 8, А). Нормированные концентрации Th меньше, чем La. Отношение $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{PM}}$ увеличивается от 1.5 до 2.6. Тоналитовый гнейс на контакте с будиной (пр. М09-12) по распределению главных элементов близок к среднему составу архейских ТТГ, по [Martin, 1994]. Распределение REE в гнейсе резко дифференцированное и также сходно с таковым для архейских ТТГ (обогащение LREE и обеднение HREE) (см. рис. 8, А). Тоналитовый гнейс характеризуется отношением $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}} < 1$, что отличает его от архейских ТТГ, обогащенных Th [Martin, 1994].

Среди метабазитов второй группы также наблюдается различное распределение несовместимых элементов. В первом случае (рис. 9, А) спектры редких земель имеют недифференцированный вид для средних—тяжелых REE $((\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 0.9\text{—}1.2)$ на уровне, в 4—7 раз превышающем концентрации в хондрите. В двух пробах спектр REE пологий (см. рис. 9, А), сходный с распределением в Al-необедненных коматиитах, незначительно обедненных LREE [Arndt, 1994]. Некоторые пробы умеренно обогащены LREE $((\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}} = 1.4\text{—}3.6)$, а также обогащены Th относительно La и показывают минимумы Nb и Ti (см. рис. 9, Б); концентрации Nb, Zr, Ti, Y и средних—тяжелых редких земель соответствуют содержаниям этих элементов в коматиитах Al-необедненного типа. В остальных пробах наблюдается еще большее содержание LREE, отношение $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}}$ составляет 2—3, а $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 1.1\text{—}1.6$. Уровень тяжелых—средних редких земель (9—25 хондрита) выше, чем в Al-необедненных коматиитах (см. рис. 9, В), что можно объяснить фракционной кристаллизацией: содержание MgO (14—10 мас. %) в данных метабазитах меньше, чем в коматиитах (около 30 мас. %). В этих пробах появляются минимумы по высокозарядным элементам (Nb, Zr, Ti), а нормированные концентрации Th меньше, чем La (см. рис. 9, Г).

Опробована будина амфиболовых сланцев (размер ~ 60 см в поперечнике), принадлежащих ко второй группе метабазитов по содержаниям главных элементов. Вокруг нее развивается флогопитовая оторочка. От центра будины (пр. М06-34) к краю (пр. М06-35) понижается содержание MgO , слегка растут концентрации Al_2O_3 и щелочей (см. таблицу). В центральной части будины спектр редких земель ровный, а на краю наблюдаются более высокие концентрации LREE. Обе пробы обладают высоким содержанием Th и минимумом по Nb (см. рис. 8, Б).

Третья группа обладает дифференцированным распределением редких земель: $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}} = 1.7\text{—}3$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 1.6\text{—}2.6$ (рис. 10, А). Уровень концентраций и форма кривых распределения REE сходны с таковыми для проб первой и второй групп (см. рис. 7, Д; 9, В). Все пробы третьей группы на мультиэлементной диаграмме показывают минимумы концентраций Nb, Zr, Ti и обеднение Th относительно La (см. рис. 10, Б). Такое же распределение редких элементов имеют соответствующие пробы первой (см. рис. 7, Е) и второй групп (см. рис. 9, Г). Концентрации средних—тяжелых редких земель, Zr, Ti, Y в

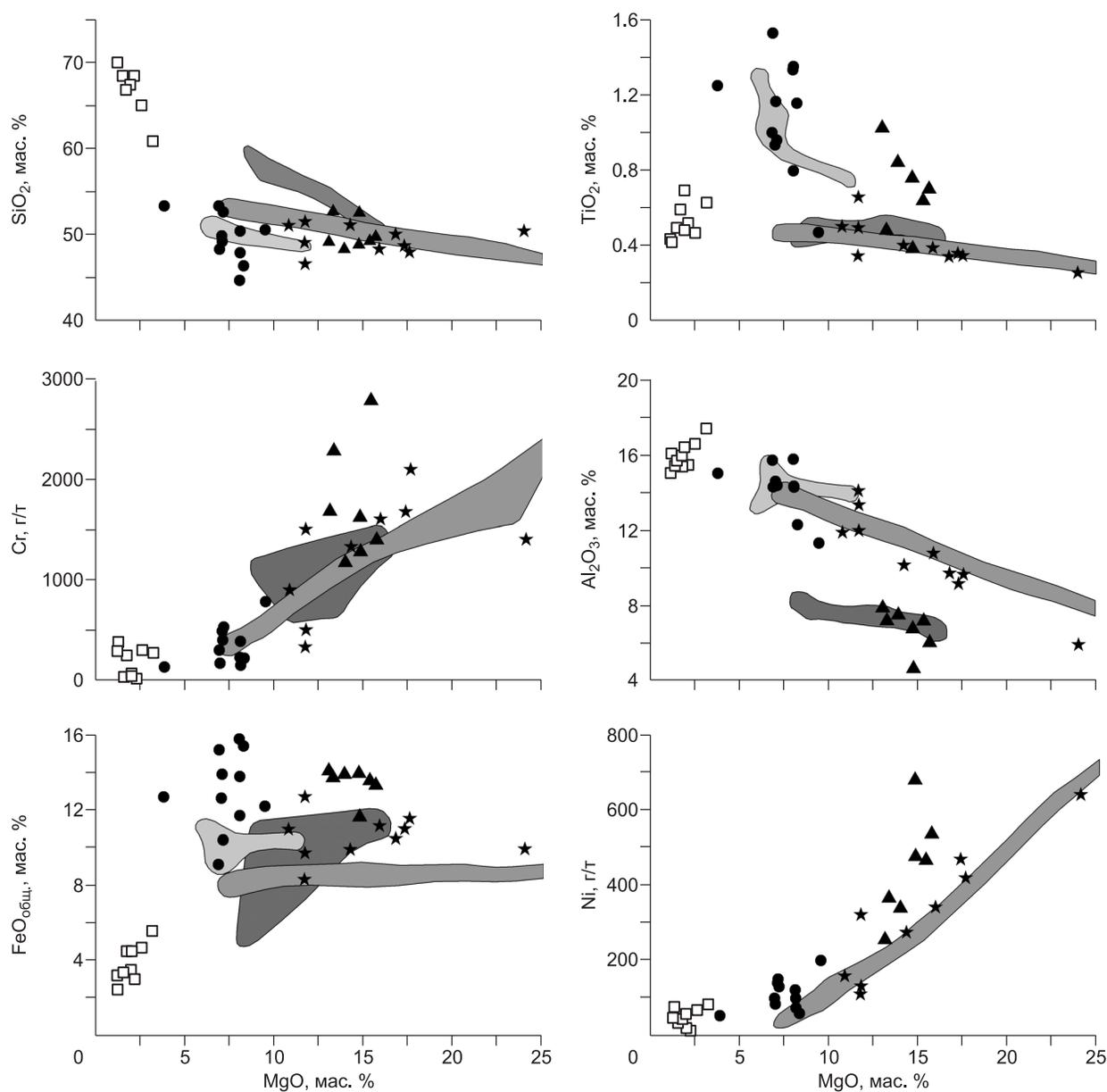


Рис. 6. Вариации концентраций SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{FeO}_{\text{общ.}}$, Cr и Ni по отношению к MgO в метабазитах и тоналитовых плаггиогнейсах байдарагинского комплекса.

Концентрации оксидов пересчитаны на безводный состав. Усл. обозн. см. на рис. 5.

пробах третьей группы находятся в пределах поля составов Al-обедненных базальтовых коматитов (за исключением двух проб, в которых концентрации REE выше).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По содержанию петрогенных элементов метабазиты байдарагинского комплекса подобны плато-базальтам, Al-необедненным и Al-обедненным базальтовым коматитам. Причем некоторые пробы (M06-4, M06-26, M06-29) имеют и соответствующее распределение редких элементов. Подобная ассоциация пород характерна для архейских зеленокаменных поясов. В последних часто присутствуют коматиты и базальты, контаминированные веществом континентальной коры [Arndt, Jenner, 1986; Пухтель и др., 1997; Puchtel et al., 1997; Hollings, Kerrich, 1999].

При коровой контаминации в мантийной магме одновременно возрастают концентрации SiO_2 , Th, LREE, Zr; на мультиэлементных диаграммах наблюдаются минимумы Nb и Ti, а нормированные содер-

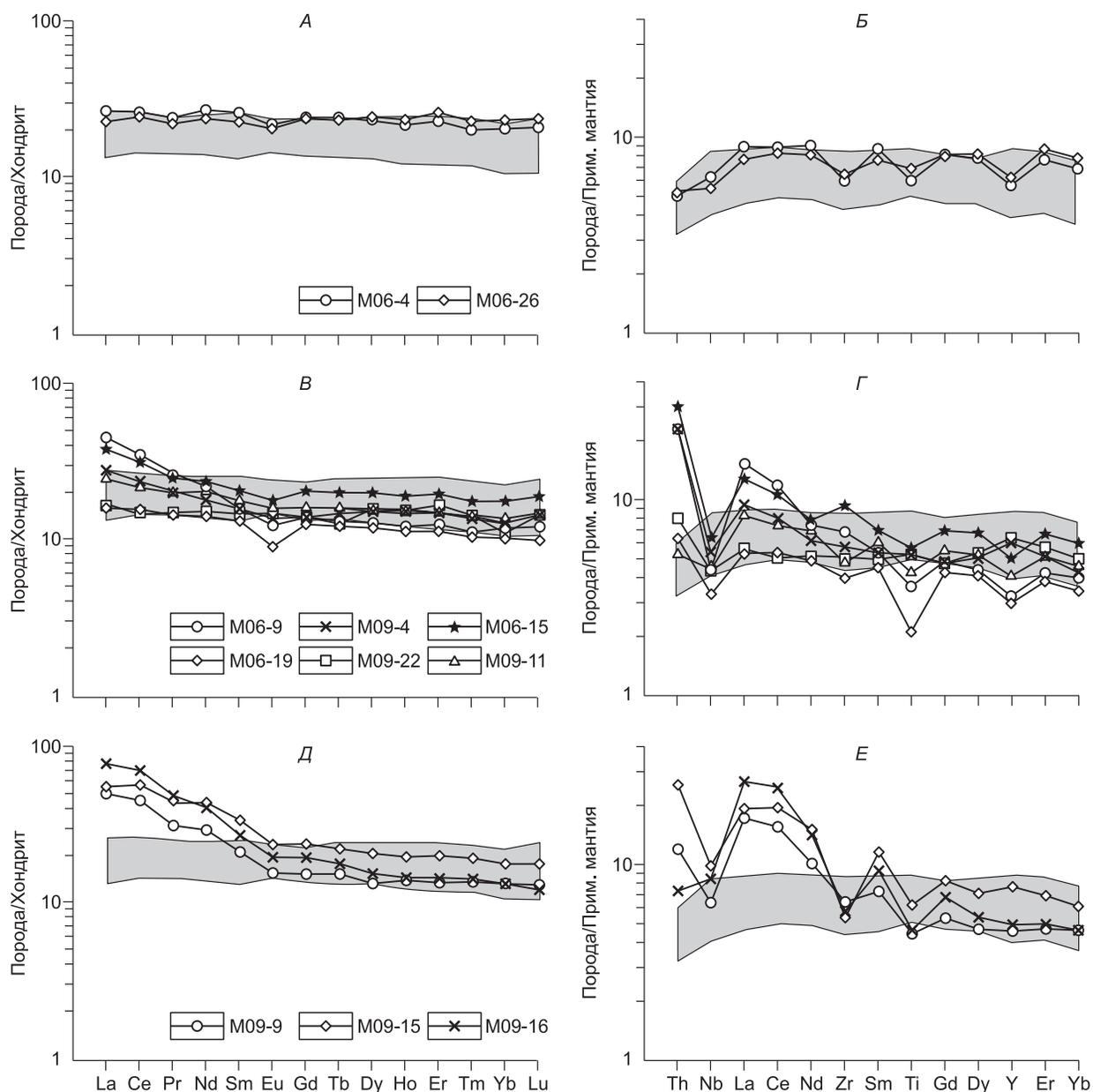


Рис. 7. Распределение редкоземельных (А, В, Д) и редких (Б, Г, Е) элементов в первой группе метабазитов байдарагинского комплекса.

Показано поле составов толеитовых базальтов плато Онтонг Джава [Tejada et al., 1996], нормировано к хондриту и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

жания Th больше, чем La. В единой серии контаминированных коматиитов составы вулканитов связаны между собой фракционной кристаллизацией, а спектры распределения редких элементов параллельны друг другу [Puchtel et al., 1997]. Захват корового вещества коматиитовой магмой происходит при ее подъеме по подводящему каналу к поверхности, либо во время излияния коматиитов на сиалическое ложе [Arndt, Jenner, 1986]. Степень этого процесса зависит от скорости подъема магмы и ее температуры (чем больше содержание MgO, тем выше температура). Большие степени контаминации наблюдаются для более примитивных магм (коматииты и пикритовые базальты), которые благодаря своей высокой температуре могут растворить больше контаминанта; скорость контаминации обратно пропорциональна скорости потока магмы [Huppert, Sparks, 1985]. В целом вовлечение твердого вещества в коматиитовую магму *во время подъема через кору* может достигать высоких значений — до 30 %, а *во время излияния* этот показатель не превышает 7—10 % [Huppert, Sparks, 1985; Arndt, Jenner, 1986]. Если все лавы в раз-

Рис. 8. Геохимическая зональность в будинах метабазитов.

A — будина амфиболов: 1 — пр. М09-11 — центр, 2 — пр. М09-9 — боковой край, 3 — пр. М09-12 — вмещающий тоналитовый гнейс; *B* — будина амфиболовых сланцев: 1 — пр. М06-34 — центр, 2 — пр. М06-35 — край.

резу контаминированы, то они унаследовали свой состав от источника; если степень вовлечения корового вещества существенно варьирует в пределах толщи, то рассматриваемый процесс происходил во время подъема магмы сквозь кору; и, наконец, если контаминация ограничена отдельными лавовыми потоками, то она происходила при излиянии [Sproule et al., 2002].

Поскольку в части метабазитов байдарагинского комплекса присутствуют перечисленные геохимические признаки контаминации, было проведено численное моделирование этого процесса. Рассматривалась модель AFC, при которой одновременно происходит ассимиляция и фракционная кристаллизация расплава. Отношение скорости ассимиляции к скорости фракционирования (параметр r) было выбрано произвольно; при $r = 0.2$ ассимиляция происходит медленнее, чем фракционирование, а при $r = 0.7$ ассимиляция проявляется в большей степени. В качестве первичной магмы использован толеитовый

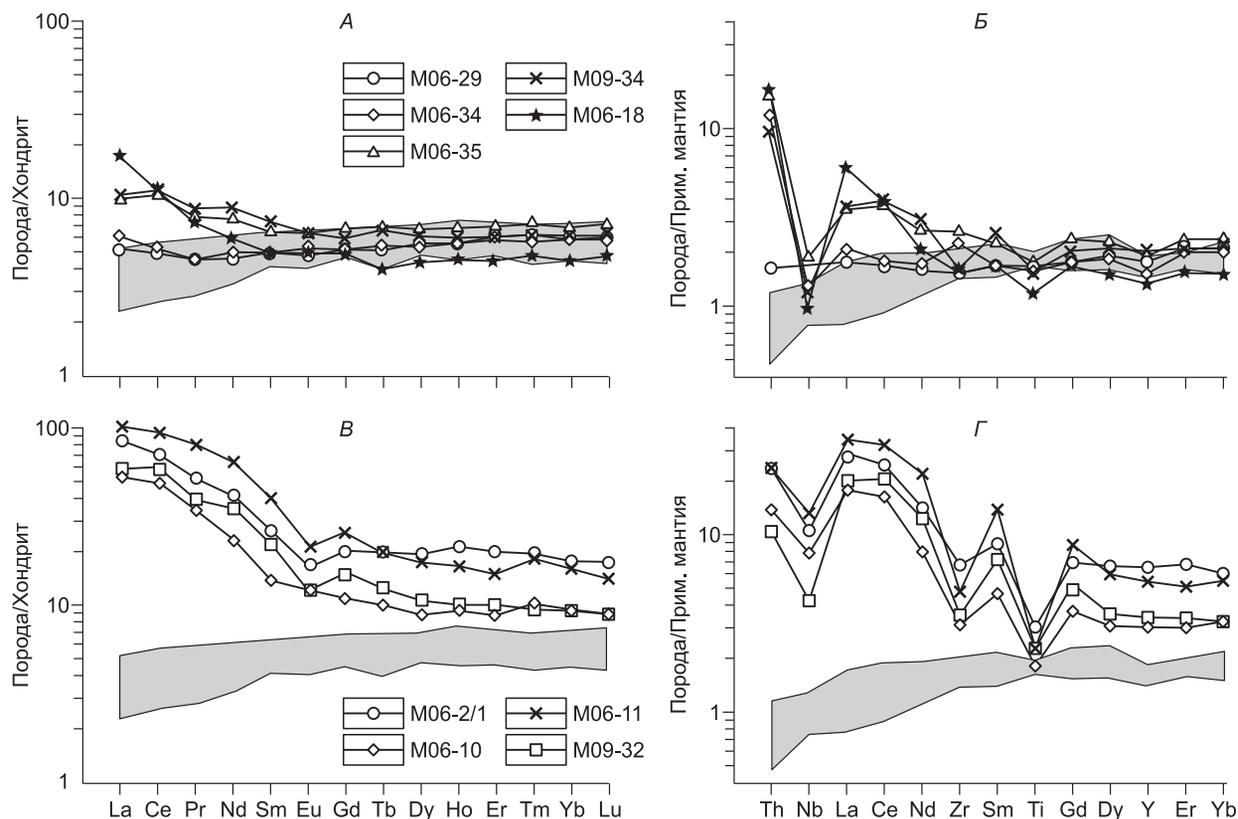
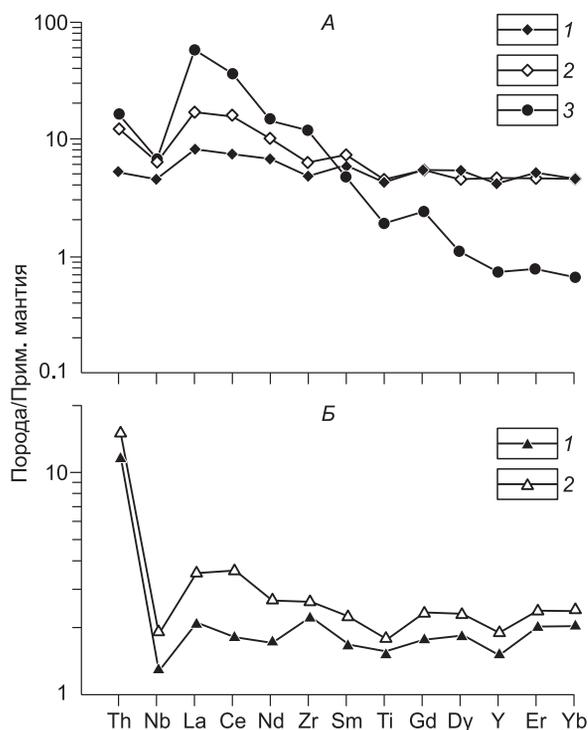


Рис. 9. Распределение редкоземельных (A, B) и редких (B, Г) элементов во второй группе метабазитов байдарагинского комплекса.

Показано поле составов Al-необходимых коматиитов Муэнро Тауншип, зеленокаменный пояс Абитиби, Северная Америка [Lahaye et al., 1995], нормировано к хондриту и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

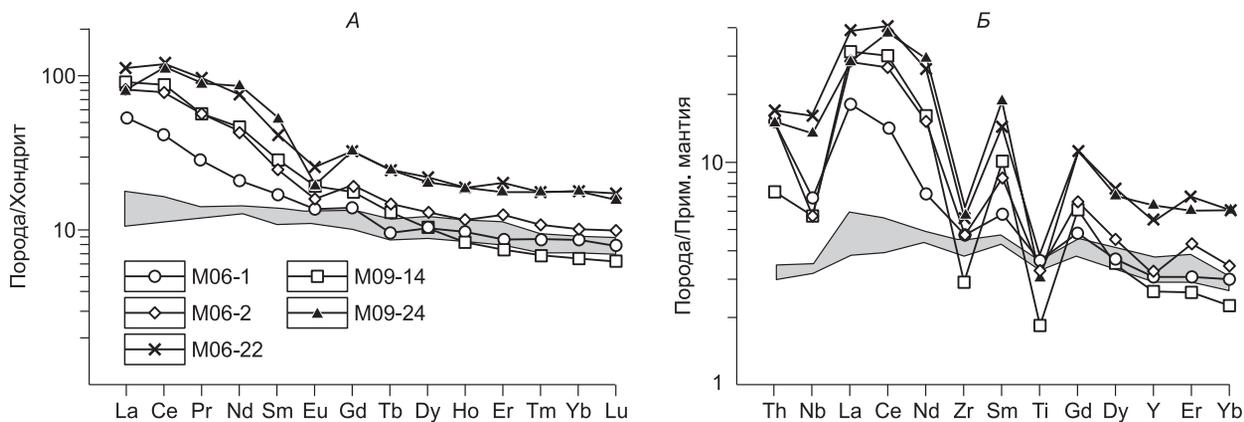


Рис. 10. Распределение редкоземельных (А) и редких элементов (Б) в третьей группе метабазитов байдарагинского комплекса.

Показано поле составов Al-обедненных базальтовых коматиитов формации Мендон, зеленокаменный пояс Барбертон, Южная Африка [Lahaye et al., 1995], нормировано к хондриту и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

базальт плато Онтонг Джвава [Tejada et al., 1996] для первой группы и Al-необедненный коматиит [Lahaye et al., 1995] для второй группы, за состав контаминанта принят средний состав архейских ТТГ [Martin, 1994]. Фракционирующая фаза — оливин, коэффициенты распределения оливин/расплав для несовместимых элементов взяты по данным сайта www.earthref.org. Рассчитанные кривые, представляющие собой состав магмы после разной степени действия процесса AFC, представлены на рис. 11, а формула для расчета AFC приведена в подписи к нему.

Среди первой группы к расчетным кривым наиболее близки составы проб M09-4 и M06-15. Согласно расчетам, они могли образоваться в результате 10—30 % AFC при небольшой скорости ассимиляции (отношение $r = 0.2$). Из второй группы метабазитов с трендами AFC согласуются пробы, взятые

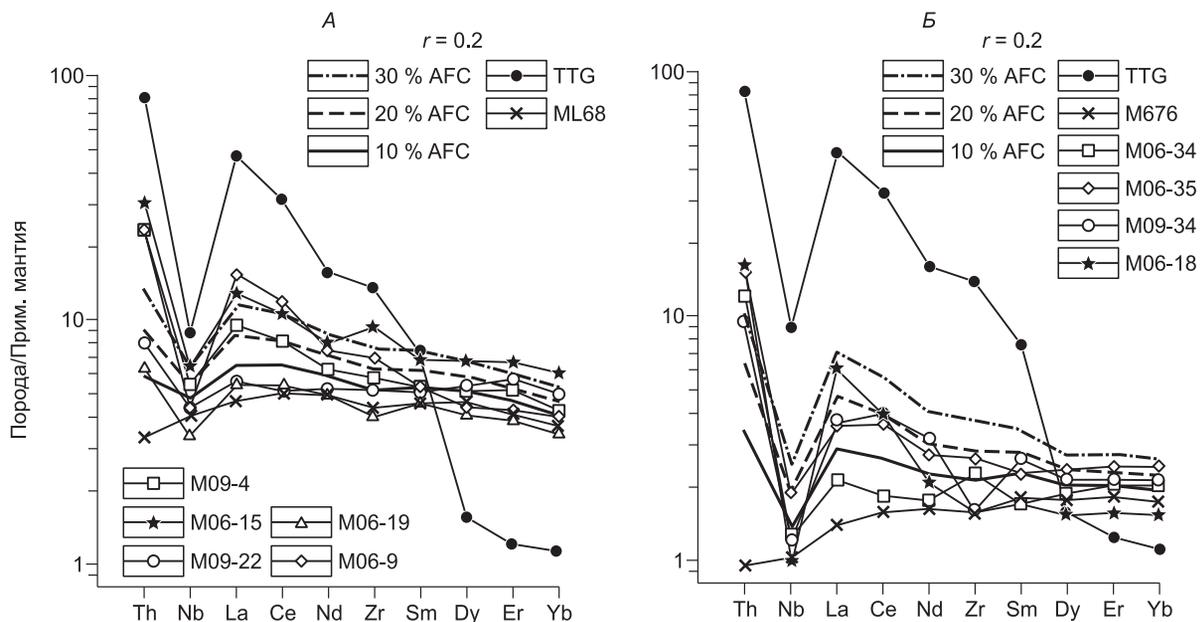
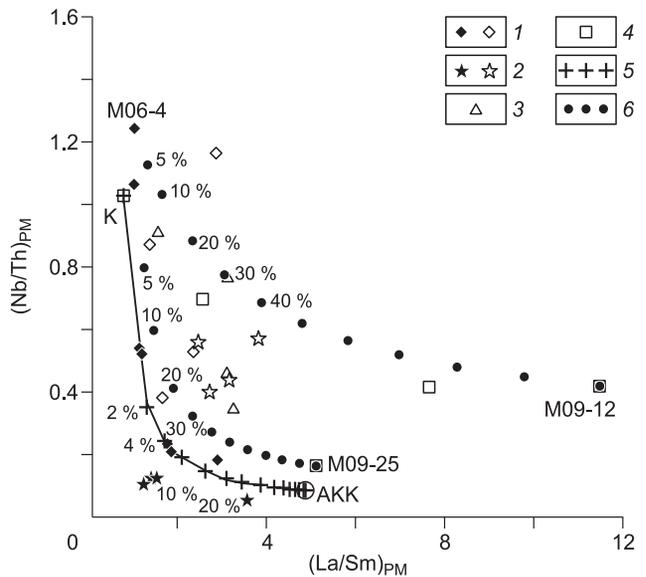


Рис. 11. Модель контаминации метабазитов первой (А) и второй (Б) групп — процесс AFC (ассимиляции и фракционной кристаллизации).

Формула расчета [Интерпретация..., 2001]: $C_L/C_0 = f + [r/(r-1+D)][(C_A/C_0)(1-f)]$, где r — отношение скорости ассимиляции к скорости фракционирования, C_L — содержание элемента в расплаве, C_0 — содержание элемента в исходном расплаве, C_A — содержание элемента в ассимилированной вмещающей породе, $f = F^{-(r-1+D)/(r-1)}$, F — доля оставшейся магмы (изменяется от 1 до 0), D — общий коэффициент распределения. 10 % AFC соответствуют $F = 0.9$, 20 % AFC — $F = 0.8$ и т.д. ТТГ — состав контаминанта [Martin, 1994], ML68 — состав исходной толеитовой магмы [Tejada et al., 1996], M676 — состав исходной коматиитовой магмы [Lahaye et al., 1995]. Нормировано к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Пояснения см. в тексте.

Рис. 12. Отношения $(La/Sm)_{PM}$ и $(Nb/Th)_{PM}$ в метабазах и тоналитовых гнейсах байдарлагинского комплекса.

1—3 — метабазиты: 1 — первой, 2 — второй, 3 — третьей групп; 4 — тоналитовые гнейсы; 5 — тренд контаминации [Puchtel et al., 1997] Al-необедненного коматиита зеленокаменного пояса Белингве (К) [Chauvel et al., 1993] со средним составом архейской континентальной коры (АКК) [Rudnick, Fountain, 1995]; 6 — рассчитанные тренды бинарного смешения метабазита первой группы (M06-4) с тоналитовыми гнейсами (M09-12, M09-25) байдарлагинского комплекса. Цифрами показан процент участия кислого материала (АКК или тоналитовых гнейсов) в тренде смешения. Метабазиты с первичным составом и контаминированные пробы показаны залитым знаком; метасоматизированные метабазиты — незалитым знаком. Нормировано к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].



из одной будины — центр пр. М06-34 и край пр. М06-35 (соответственно 10 и 20 % AFC при $r = 0.2$) (см. рис. 11). Близкие степени контаминации свойственны коматиитам из архейских зеленокаменных поясов — их состав согласуется с 20—30 % AFC (отношение $r = 0.5$), если в качестве контаминанта используется состав ТТГ [Hollings, Kerrich, 1999].

Кривые распределения редких элементов в остальных пробах по форме плохо согласуются с расчетными. Так, в метабазах часто наблюдаются более высокие концентрации LREE или HREE по отношению к уровню других элементов. Кроме того, содержания Th систематически выше расчетных.

На диаграмме $(La/Sm)_{PM}$ — $(Nb/Th)_{PM}$ (рис. 12) показан тренд бинарного смешения Al-необедненного коматиита с архейской континентальной корой [Puchtel et al., 1997]. Первичные магмы Al-необедненных коматиитов и толеитовых базальтов океанических плато близки по отношениям $(La/Sm)_{PM}$ и $(Nb/Th)_{PM}$, и данный тренд контаминации можно использовать для рассматриваемых метабазитов. Часть проб первой группы согласуется с 2—10 % контаминацией веществом континентальной коры. Одна проба второй группы (M06-18) лежит на тренде около 20 % отметки смешения с архейской континентальной корой. Другие метабазиты второй группы лежат ниже тренда контаминации — обладают низким отношением $(Nb/Th)_{PM}$, которое может быть обусловлено привнесом Th. Указанные метабазиты первой и второй групп могли испытать коровую контаминацию.

Точки составов остальных метабазитов лежат правее тренда контаминации (см. рис. 12). Эти пробы коренным образом отличаются друг от друга по петрогенному составу, соответствуя толеитовым базальтам, базальтовым коматиитам Al-необедненного и Al-обедненного типов. Тем не менее они имеют одинаковое распределение редких элементов — дифференцированный спектр REE и минимумы по HFSE. Следовательно, разные по составу протолиты подверглись процессу, изменившему только концентрации редких элементов. Наиболее вероятно, что эти метабазиты байдарлагинского комплекса испытали метасоматоз, связанный с внедрением тоналитов и/или более поздних калиевых гранитов. На метасоматическое преобразование указывает повышение концентраций Th и LREE на краю будин метабазитов и появление большого количества водосодержащих минералов.

Составы метасоматизированных метабазитов байдарлагинского комплекса можно смоделировать добавкой компонента, сходного по составу с тоналитовыми гнейсами байдарлагинского комплекса. Тоналитовые гнейсы характеризуются различным содержанием редких элементов: часть гнейсов сильно обеднена тяжелыми редкими землями и сходна с архейскими ТТГ, в других тоналитовых гнейсах концентрации тяжелых REE выше (см. таблицу). На рис. 12 показаны тренды бинарного смешения пробы метабазитов первой группы (платобазальт M06-4, не испытавший контаминации и метасоматоза) с тоналитовыми гнейсами M09-12 и M09-25, отличающиеся по $(La/Sm)_{PM}$ и $(Nb/Th)_{PM}$ отношениям. Большинство точек метасоматизированных метабазитов байдарлагинского комплекса находится между рассчитанными трендами бинарного смешения платобазальта с тоналитовыми гнейсами. Процессу взаимодействия могли подвергнуться как породы с составом, близким к первичному, так и незначительно (~ 2 %) контаминированные. Природа метасоматирующего компонента и механизм этого процесса требует дальнейшего уточнения.

Первоначально метабазиты байдарлагинского комплекса входили в состав вулканогенной толщи, которая затем была интродуцирована тоналитами. Эта толща была представлена толеитовыми базальтами, коматиитами Al-необедненного и Al-обедненного типов. В зеленокаменных поясах часто наблюдается

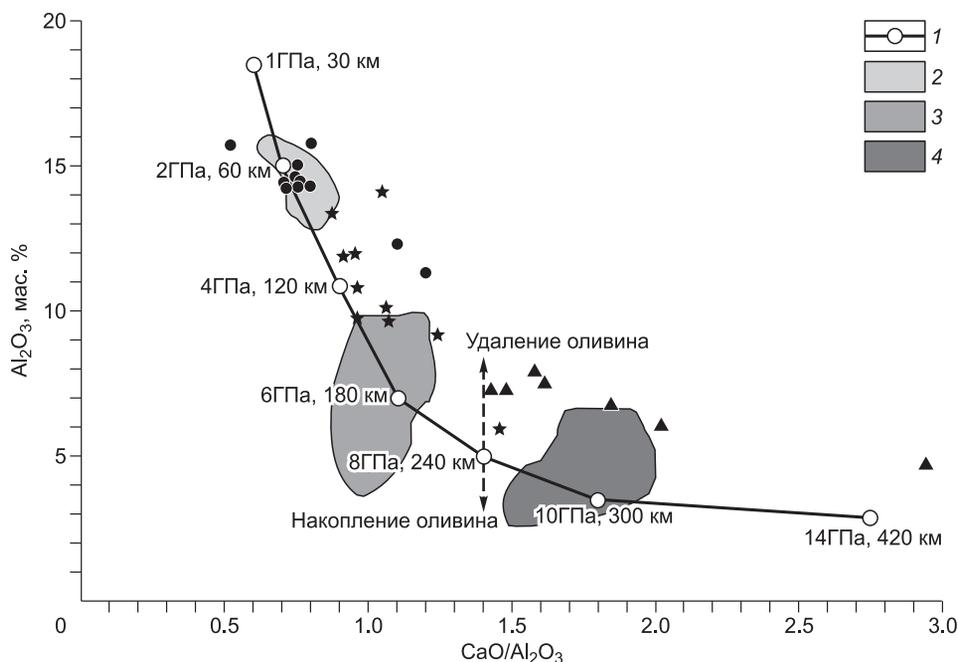


Рис. 13. Диаграмма $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ — Al_2O_3 [Herzberg, 1995] с линией сегрегации коматиитовых и базальтовых расплавов для метабазитов байдарагинского комплекса.

1 — тренд сегрегации мантийных магм [Herzberg, 1995]; 2—4 — поля вулканитов: 2 — базальтов плато Онтонг Джава [Tejada et al., 1996], 3 — Al-необедненных и 4 — Al-обедненных коматиитов [Herzberg, 1995]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 5. Стрелки показаны эффекты фракционирования и накопления оливина.

подобная ассоциация вулканитов, являющихся производными магматизма мантийных плюмов [Arndt, 1994; Puchtel et al., 1999]. Во многих работах показано, что коматииты Al-обедненного типа выплавились на глубинах ~ 300 км в равновесии с гранатом или мэйджоритом, а Al-необедненные коматииты — на меньших глубинах [Arndt, 1994]. Коматииты могут формироваться в горячем «хвосте» плюма, а толеитовые базальты — в мантии, которая непосредственно прилегает к головной части плюма и вовлекается в нее [Campbell et al., 1989]. На примере пояса Абитиби ассоциация коматиитов Al-обедненного и Al-необедненного типов и толеитовых базальтов была интерпретирована как результат зонального магматизма в едином плюме или магматизма в нескольких плюмах [Xie et al., 1993; Sproule et al., 2002]. Хотя большее предпочтение отдается модели нескольких плюмов, возникают разногласия о длительности магматизма в одном плюме. В работе [Sproule et al., 2002] указано, что магматизм оси одного плюма может продолжаться до 50 млн лет и дольше, в то время как магматизм на небольшом участке может быть коротким, около 2 млн лет, вследствие движения плиты над плюмом.

Можно считать, что изученные нами метабазиты байдарагинского комплекса по аналогии с вулканитами зеленокаменных поясов образовались в результате плюмового магматизма. Глубины формирования магм можно оценить с помощью диаграммы $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ — Al_2O_3 (рис. 13), на которой показан тренд сегрегации мантийных расплавов с нанесенными на него значениями глубины [Herzberg, 1995]. Фракционирование оливина не меняет отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, поэтому вулканиты, испытавшие удаление оливина, находятся на диаграмме выше тренда, а породы, содержащие кумулятивный оливин, — ниже его. Разброс точек в пределах каждой группы может быть связан с подвижностью CaO при метаморфизме. Большинство точек метабазитов первой группы группируется около тренда сегрегации расплавов при 60 км в пределах поля базальтов плато Онтонг Джава. Точки составов второй группы метабазитов образуют разброс от поля базальтов плато до поля Al-необедненных коматиитов и дают глубины сегрегации от 100 до 200 км. Точки метабазитов третьей группы близки полю Al-обедненных коматиитов и соответствуют глубинам выплавления около 250—300 км. Таким образом, можно представить последовательность выплавления протолитов метабазитов — сначала третьей, затем второй и первой групп. В отсутствие возрастных данных по метабазитам невозможно точно говорить о времени формирования каждой группы — они могли образоваться и одновременно, и в разное время. Также нельзя определенно утверждать о связи этих трех групп только с одним или же с несколькими плюмами, тем более что в случае с зеленокаменными поясами мнения исследователей по этому вопросу расходятся, как показано выше.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метабазиты байдарагинского комплекса разделяются на три группы, магматические протолиты которых представляли собой толеитовые базальты и базальтовые коматииты Al-необедненного и Al-обедненного типов. Обнаружены геохимические признаки коровой контаминации толеитовых базальтов и Al-необедненных коматиитов. Сходное распределение несовместимых элементов в остальных пробах с разным петрогенным составом обусловлено метасоматозом со стороны вмещающих тоналитовых гнейсов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 09-05-01079) и ГК № 02.740.11.0324.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипин В.С., Макрыгина В.А.** Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, Изд-во Ирк. ун-та, 2006, 354 с.
- Богатиков О.А., Симон А.К., Пухтель И.С.** Ранняя кора Земли: геология, петрология, геохимия // Ранняя кора: ее состав и возраст. М., Наука, 1991, с. 15—26.
- Вовна Г.М.** Геохимия архейских гранулитов юга Алданского щита. М., Наука, 2007, 108 с.
- Гликсон А.И.** Значение раннеархейских основных-ультраосновных ксенолитов // Геохимия архея / Под ред. А. Крёнера, Г.Н. Хенсона, А.М. Гудвина. М., Мир, 1987, с. 285—309.
- Де Ла Рош Х.** Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории // Материалы I Международного геохимического конгресса. Т. 3, кн. 1. М., ГЕОХИ АН СССР, 1972, с. 263—290.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.Е.** Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., Недра, 1972, 288 с.
- Интерпретация** геохимических данных / Ред. Е.В. Скляров. М., Интернет Инжиниринг, 2001, 288 с.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Т., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н.** Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 2, с. 3—24.
- Митрофанов Ф.П., Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Сумин Л.В., Шуленко И.К.** Архейский изотопный возраст тоналитовых («серых») гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии // Докл. АН СССР, 1985, т. 284, № 3, с. 670—674.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.** Фазовое соответствие в минеральных системах. М., Недра, 1976, 287 с.
- Петров Б.В., Макрыгина В.А.** Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, Наука, 1975, 342 с.
- Пухтель И.С., Богатиков О.А., Куликов В.С., Щипанский А.А.** Петрология палеопротерозойского лавового озера в районе горы Большая Левгора, центральная часть Ветреного пояса, Балтийский щит // Петрология, 1997, т. 5, № 4, с. 339—361.
- Ранний докембрий** Центрально-Азиатского складчатого пояса / Ред. И.К. Козаков. СПб., Наука, 1993, 266 с.
- Розен О.М.** Геология, геохимия и генезис породных ассоциаций Анабарского щита. Плаггиогнейсы и метабазиты // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / Ред. М.С. Марков. М., Наука, 1988, с. 8—30.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И., Энжин Г., Фугзан М.М.** Возраст Хангайского батолита и проблема батолитообразования в Центральной Азии // Докл. РАН, 2008, т. 423, № 1, с. 92—98.
- Arndt N.T.** Archean komatiites // Archean crustal evolution / Ed. K.C. Condie. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 11—44.
- Arndt N.T., Jenner G.A.** Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia // Chem. Geol., 1986, v. 56, p. 229—255.
- Campbell I.H., Griffiths R.W., Hill R.I.** Melting in an Archean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites // Nature, 1989, v. 339, p. 697—699.
- Chauvel C., Dupre B., Arndt N.T.** Pb and Nd isotope correlation in Belingwe komatiites and basalts // The geology of the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. A study of the evolution of Archean continental crust / Eds. M.J. Bickle, E.G. Nisbet. Rotterdam, A.A. Balkema, 1993, p. 167—174.
- Gornova M.A., Petrova Z.I.** Mantle peridotites of granulite-gneiss complex as fragment of Archean (?) ophiolites in the Baikal region (Russia) // Ofioliti, 1999, v. 24, p. 223—238.

- Herzberg C.** Generation of plume magmas through time: an experimental perspective // *Chem. Geol.*, 1995, v. 126, p. 1—16.
- Hollings P., Kerrich R.** Trace element systematics of ultramafic and mafic volcanic rocks from 3 Ga North Caribou greenstone belt, northwestern Superior Province // *Precam. Res.*, 1999, v. 93, p. 257—279.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J.** Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 74, p. 371—386.
- Jensen L.S.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper, 1976, v. 66, p. 1—22.
- Lahaye Y., Arndt N., Byerly G., Chauvel C., Fourcade S., Gruau G.** The influence of alteration on the trace-element and isotopic compositions of komatiites // *Chem. Geol.*, 1995, v. 126, p. 43—64.
- Martin H.** The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Archean crustal evolution* / Ed. K.C. Condie. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 205—259.
- McGregor V.R., Mason B.** Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amitsoq gneisses, West Greenland // *Amer. Miner.*, 1977, v. 62, p. 887—904.
- Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schönberg C.-D., Nemchin A.A.** Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, south-eastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archaean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, p. 1205—1222.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V., Garbe-Schönberg C.-D., Samsonov A.V., Shipansky A.A.** Combined mantle plume — island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, v. 63, p. 3579—3595.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.** Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.*, 1995, v. 33, p. 267—309.
- Sproule R.A., Leshner C.M., Ayer J.A., Turston P.C., Herzberg C.T.** Spatial and temporal variations in the geochemistry of komatiites and komatiitic basalts in the Abitibi greenstone belt // *Precam. Res.*, 2002, v. 115, p. 153—186.
- Sun S.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. London Special Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.
- Tejada M.L.G., Mahoney J.J., Duncan R.A., Hawkins M.P.** Age and geochemistry of basement and alkalic rocks of Malaita and Santa Isabel, Solomon Islands, southern margin of Ontong Java Plateau // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, p. 361—394.
- Xie Q., Kerrich R., Fan J.** HFSE/REE fractionations recorded in three komatiite-basalt sequences, Archaean Abitibi greenstone belt: implications for multiple plume sources and depth // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, v. 57, p. 4111—4118.

*Рекомендована к печати 5 апреля 2011 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 27 июля 2010 г.,
после доработки — 28 февраля 2011 г.*