



На правах рукописи

БЕЛЯЕВ ВАСИЛИЙ АНАТОЛЬЕВИЧ

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ
МЕТАБАЗИТОВ БАЙДАРИКСКОГО БЛОКА
(ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)

25.00.09 – геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание учёной степени
кандидата геолого-минералогических наук

Иркутск – 2014

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук.

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук
Горнова Марина Аркадьевна

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник
Туркина Ольга Михайловна,
ИГМ СО РАН, г. Новосибирск

кандидат геолого-минералогических наук
Донская Татьяна Владимировна,
ИЗК СО РАН, г. Иркутск

Ведущая организация: Федеральное государственное
бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской академии наук, г. Санкт-Петербург

Защита состоится 15 апреля 2014 года в 14⁰⁰ часов на заседании диссертационного совета Д 003.059.01 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук по адресу: 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а; факс: (3952) 42-70-50, e-mail: korol@igc.irk.ru, <http://igc.irk.ru/>.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГХ СО РАН

Автореферат разослан 13 марта 2014 г.

Учёный секретарь диссертационного
совета, к.г.-м.н.



Г.П. Королева

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Формирование континентальной коры – главный геологический процесс, происходящий на всем протяжении истории Земли. Раннедокембрийская кора фундаментов кратонов представлена гранит-зеленокаменными и гранулитогнейсовыми областями [Конди, 1983]. Ее важный компонент – породы основного и ультраосновного состава. Традиционно, большее внимание исследователей уделялось геохимии и петрологии вулканитов зеленокаменных поясов [Arndt, 1994; Condie, 1994; Arndt et al., 2008]. Основные-ультраосновные породы раннедокембрийских высокометаморфизованных областей изучены меньше. Они могут представлять собой деформированные расслоенные интрузии [Windley et al., 1981; Sills et al., 1982], фрагменты даек, предшествовавших гранулитовому метаморфизму [Rollinson, Lowry, 1992], метаморфизованные толщи вулканитов основного (ультраосновного) и средне-кислого состава [Jahn, Zhang, 1984; Вовна, 2007; Turkina et al., 2012], и фрагменты зеленокаменных поясов в гранито-гнейсах [McGregor, Mason, 1977]. Геохимические исследования показывают, что эти породы формировались во внутриплитных и субдукционных геодинамических обстановках [Jahn, Zhang, 1984; Вовна, 2007; Turkina et al., 2012]. Изучение основных и ультраосновных пород высокометаморфизованных областей раннего докембрия дает информацию о начальных стадиях формирования континентальной коры и возможность проведения геодинамических реконструкций, что определяет актуальность работы.

Цель исследования – реконструкция ранних стадий формирования континентальной коры байдарагинского комплекса Байдарикского блока.

Задачи:

исследование петрографических особенностей метабазитов;

изучение распределения главных и редких элементов в породах и минералах метабазитов;

реконструкция магматических протолитов метабазитов;

построение модели образования и эволюции состава метабазитов.

Фактический материал и методы исследования. В основу диссертации положен фактический материал, отобранный автором во время полевых сезонов 2006, 2009, 2013 гг. Изученная коллекция включает 80 образцов. Петрографические особенности пород изучались на поляризационном микроскопе Olympus BX51. Определение содержаний петрогенных элементов (80 анализов) проводилось методом РФА на многоканальном спектрометре СРМ-25, Cr и Ni – методом атомной абсорбции на спектрометре 503 AAnalyst 800 (Perkin-Elmer). Содержания редких элементов (40 анализов) определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре

Element 2 (Thermo Finnigan). Перечисленные анализы выполнены по аттестованным методикам в ИГХ СО РАН.

Состав минералов (~ 1000 анализов) исследовался на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8200 (ИГХ СО РАН) и сканирующем электронном микроскопе LEO 1430VP с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 300 (ГИН СО РАН, Улан-Удэ). Определение содержаний редких элементов в минералах (80 анализов) проведено методом SIMS на вторично-ионном микрозонде Cameca IMS-4F Центра коллективного пользования «Диагностика микро- и наноструктур» (ЯФ ФТИАН РАН, Ярославль). Содержания элементов платиновой группы в метабазитах (10 анализов) определены методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием в ИГМ СО РАН (Новосибирск). Определение изотопного состава Nd в породах (22 анализа) выполнено методом TIMS на масс-спектрометре Triton (Thermo Finnigan) в Institute of Earth Sciences, Academia Sinica (Тайвань, Тайбэй).

Использованы методы численного моделирования по редким элементам процессов коровой контаминации и частичного плавления.

Личный вклад автора заключается в полевых исследованиях, пробоподготовке, выделении Nd для изотопного анализа, обработке и интерпретации полученных аналитических данных.

Работа выполнена в лаборатории геохимии основного и ультраосновного магматизма ИГХ СО РАН и поддержана грантом РФФИ № 12-05-31242 мол_а.

Научная новизна. Впервые детально изучен минералого-геохимический состав метабазитов байдарагинского комплекса, в том числе изотопный состав Nd, распределение элементов платиновой группы, несовместимых элементов в породах и минералах. Реконструированы магматические протолиты основных пород. По геохимическим критериям выявлена коровая контаминация магматических протолитов части метабазитов. В большинстве исследованных пород установлены признаки метасоматического изменения химического состава пород и минералов.

Практическая значимость. Изложенный в работе методический подход может быть использован при реконструкции магматических протолитов и геодинамических обстановок формирования основных пород высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы и содержит 156 страниц, 58 рисунков, 18 таблиц. Список литературы включает 120 наименований.

Во введении обсуждается актуальность работы, ее цели и задачи, описаны методы исследования и сформулированы защищаемые положения. Глава 1 содержит

сведения о геологическом строении, геохронологии фундамента Байдарикского блока и геологическом положении metabазитов байдарагинского комплекса. В главе 2 рассмотрена петрография metabазитов. Глава 3 посвящена геохимическим особенностям metabазитов и реконструкции их магматических протолитов. В главе 4 приведен состав минералов, в том числе распределение редкоземельных и редких элементов в них. Глава 5 суммирует полученные данные для построения модели формирования metabазитов. Заключение содержит полученные выводы.

Апробация. По теме диссертации опубликованы две статьи в журналах, включенных в систему цитирования Web of Science, а также 11 тезисов докладов.

Основные результаты исследований докладывались на конференции молодых ученых «Современные проблемы геохимии» (Иркутск, 2007, 2009, 2011, 2013), XV Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» (Москва, 2008), совещании «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2008, 2013), «Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле» (Новосибирск, 2006, 2008, 2010, 2012).

Благодарности. Автор глубоко признателен своему научному руководителю, д.г.-м.н. М.А. Горновой. Автор благодарен за обсуждение результатов и помощь в исследованиях коллегам: академику РАН М.И. Кузьмину, д.г.-м.н. А.Я. Медведеву, д.г.-м.н. И.К. Козакову, Dr. K.-L. Wang, д.г.-м.н. В.А. Макрыгиной, к.г.-м.н. А.С. Мехоношину, к.г.-м.н. А.Г. Полозову, к.г.-м.н. С.Ю. Скузоватову, к.г.-м.н. Н.Е. Литасову, М.А. Митичкину, к.г.-м.н. Ю.П. Бенедюку, А.А. Каримову, Д. Энхбату, И.В. Трубицину, аналитикам: к.ф.-м.н. О.Ю. Белозеровой, Н.Н. Пахомовой, к.х.н. Е.В. Смирновой, В.Н. Власовой, к.ф.-м.н. В.И. Меньшикову, д.т.н. А.Л. Финкельштейну, О.А. Козьменко, к.х.н. С.В. Палесскому, к.ф.-м.н. С.Г. Симакину, Е.В. Потапову, к.г.-м.н. С.В. Канакину, Е.В. Ходыревой.

ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

Байдарикский блок представляет собой микроконтинент (фрагмент кратона) в Центрально-Азиатском складчатом поясе. Геологическое строение и геохронология фундамента Байдарикского блока рассмотрены в ряде работ [Митрофанов и др., 1981, 1985; Козаков, 1986; Ранний докембрий ..., 1993; Котов и др., 1995; Макарычев, 1997; Козаков и др., 1997, 2007]. В кристаллическом фундаменте Байдарикского блока выделены верхнеархейский байдарагинский и нижнепротерозойский бумбугерский метаморфические комплексы, которые с несогласием перекрываются рифейским осадочным чехлом (рис. 1).

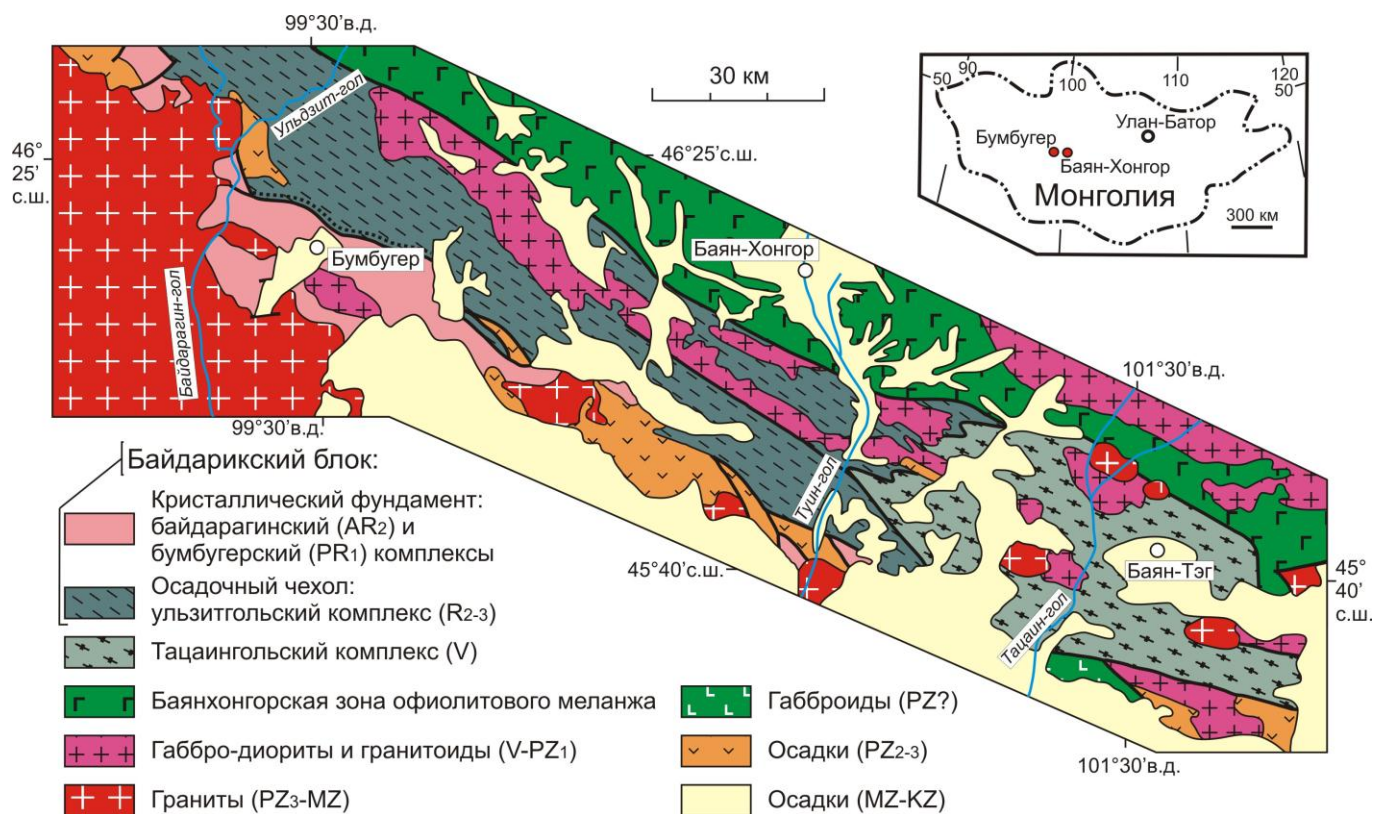


Рис. 1. Геологическое положение кристаллических комплексов Байдарикского блока [Козаков и др., 2007, 2012, с упрощениями].

Байдарагинский комплекс сложен мигматизированными биотитовыми и биотит-амфиболовыми тоналитовыми плагиогнейсами с возрастом магматического протолита ~ 2.65 млрд. лет [Козаков и др., 2007]. Тоналитовые плагиогнейсы содержат линзовидные и будинообразные включения амфиболитов и гранулитов среднего и основного состава. Ядра цирконов из включения гранулитов среднего состава имеют более древний возраст (до 2.76 млрд. лет) [Козаков и др., 2007]. Размер будин метабазитов варьирует от 20-30 см до первых десятков метров по удлинению. Тела метабазитов залегают согласно с полосчатостью плагиогнейсов. Их контакты часто расланцованы и трассируются лейкократовыми кварц-плагиоклазовыми прожилками, образование которых связано с мигматизацией, широко проявленной в байдарагинском комплексе.

В кристаллическом фундаменте Байдарикского блока датировано два этапа высокотемпературного метаморфизма (гранулитовой и амфиболитовой фации). Эти этапы отмечены внедрением син- и посткинematических гранитоидов: 2364 ± 6 – 2308 ± 4 млн. лет и 1854 ± 5 – 1825 ± 5 млн. лет [Котов и др., 1995]. Современная структура фундамента Байдарикского блока сформировалась во время последнего этапа высокотемпературного метаморфизма (~ 1.85-1.82 млрд. лет), с которым связано образование изоклинальных складок, расланцевание и мигматизация [Козаков и др., 2007].

По петрографическим особенностям среди метабазитов выделены основные гранулиты и амфиболиты, по классификации [Metamorphic rocks ..., 2007]. Основные гранулиты имеют массивную текстуру и гранобластовую структуру и сложены ассоциацией Орх-Срх-Pl±Amp±Vt (сокращенные названия минералов по [Whitney, Evans, 2010]). Двупироксеновые породы без амфибола (рис. 2А) представлены единичными образцами. Более распространены основные гранулиты, в которых содержание амфибола варьирует от 10 до 50 об.%. Амфибол замещает зерна пироксенов (рис. 2Б), редко – равновесен с ними. В ряде образцов присутствует биотит в межзерновых пространствах.

Амфиболиты (рис. 2В) сложены ассоциацией Amp-Pl±Vt±Срх±Ер±Kfs±Qz. Их текстура массивная, реже сланцеватая, структура гранобластовая, лепидогранобластовая. Содержание амфибола > 30 об.%, в меланократовых разновидностях > 70 об.% (рис. 2Г). Во многих образцах есть биотит. Клинопироксен присутствует редко в виде реликтов. Судя по присутствию реликтов клинопироксена и гранобластовой структуре, некоторые амфиболиты могли сформироваться за счет регрессивного метаморфизма основных гранулитов.

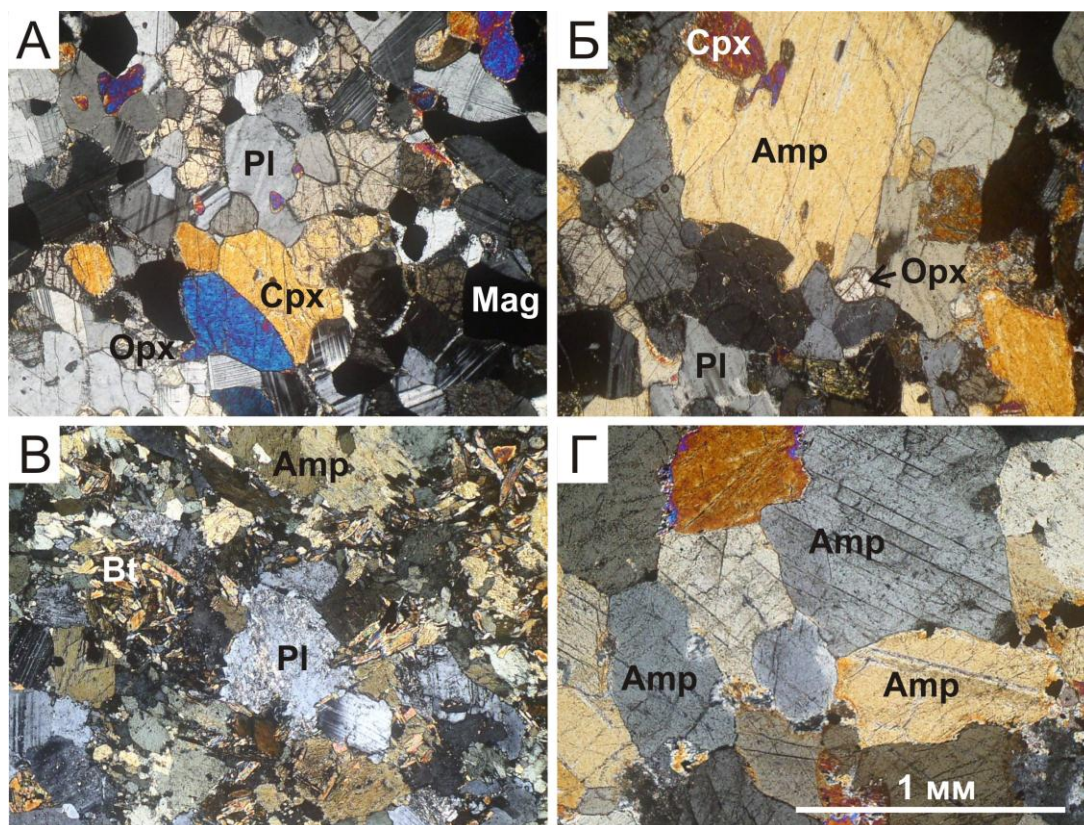


Рис. 2. Петрографические разновидности метабазитов байдарагинского комплекса Байдарикского блока.

А – основные гранулиты без амфибола; Б – основные гранулиты с большим количеством амфибола; В – амфиболиты; Г – меланократовые амфиболиты. Поляризаторы скрещены.

Первое защищаемое положение: Геохимические особенности метабазитов байдарагинского комплекса Байдарикского блока позволяют реконструировать их исходные магмы как толеитовые базальты континентов или океанических плато, Al-необедненные и Al-обедненные базальтовые коматииты.

На петрохимических диаграммах в координатах $Al_2O_3/SiO_2 - SiO_2$ [Антипин, Макрыгина, 2006] и $SiO_2 - CaO+TiO_2+\Sigma Fe_2O_3 - Al_2O_3$ [Де Рош, 1972] метаморфиты байдарагинского комплекса реконструируются как магматические породы: основные гранулиты и амфиболиты – как породы основного состава, плагиогнейсы – как средние-кислые породы.

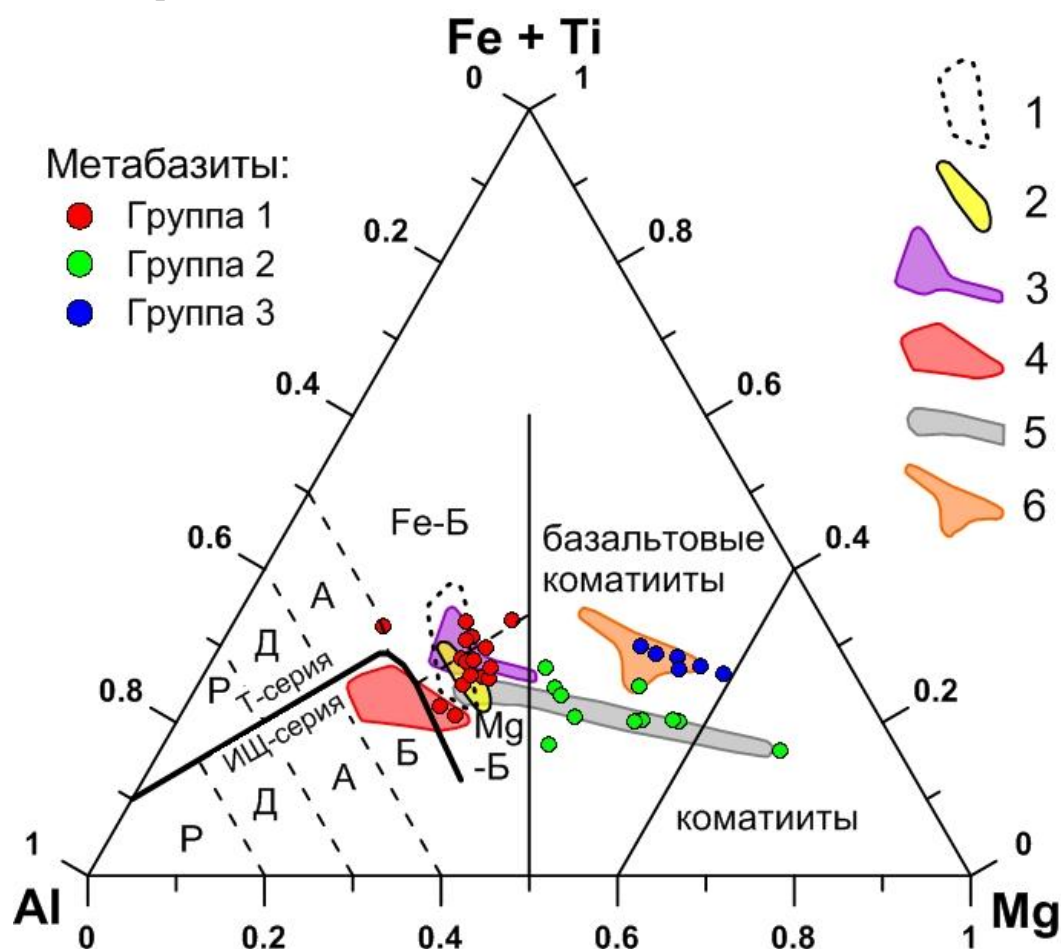


Рис. 3. Классификационная диаграмма [Jensen, 1976] для метабазитов байдарагинского комплекса.

Поля составов вулканитов: 1-3 – толеитовые базальты: 1 – палеоокеанических плато зеленокаменных поясов провинции Сьюперior [Hollings et al., 1999], 2 – внутриконтинентального зеленокаменного пояса Белингве [Shimizu et al., 2005], 3 – океанического плато Онтонг Джава [Tejada et al., 1996]; 4 – островодужные низко-К базальты Восточного вулканического фронта Камчатки [Churikova et al., 2001]; 5 – Al-необедненные базальтовые коматииты пояса Ветреный [Пухтель и др., 1997], 6 – Al-обедненные базальтовые коматииты формации Мендон, пояс Барбертон [Lahaye et al., 1995]. Fe-Б – толеитовые Fe-базальты, Mg-Б – толеитовые Mg-базальты, Б – базальты, А – андезиты, Д – дациты, Р – риолиты. Линия разделяет толеитовую (Т) и известково-щелочную (ИЩ) серии.

По петрогенному составу выделено три группы метабазитов. На классификационной диаграмме Al – Fe+Ti – Mg (рис. 3) и вариационных диаграммах MgO – компонент (рис. 4, а также для ΣFeO , Cr, Ni – не показано), использующих немобильные при метаморфизме элементы, точки метабазитов образуют самостоятельные поля. Метабазиты группы 1 близки к составу толеитовых базальтов континентов и океанических плато архея и фанерозоя, метабазиты группы 2 – Al-необедненных, группы 3 – Al-обедненных базальтовых коматиитов. По мере уменьшения Mg# ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$), в породах уменьшаются содержания Cr, Ni и возрастают – ΣFeO , TiO_2 , Al_2O_3 , что согласуется с фракционной кристаллизацией исходных магм.

Отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ в метабазитах группы 2 (18-28) и группы 3 (7-12) близко к значениям в Al-необедненных ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 22$) и Al-обедненных коматиитах ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 10$) [Arndt, 1994]. Высокое содержание Cr (300-2800 ppm) и Ni (100-700 ppm) сближает эти метабазиты с базальтовыми коматиитами.

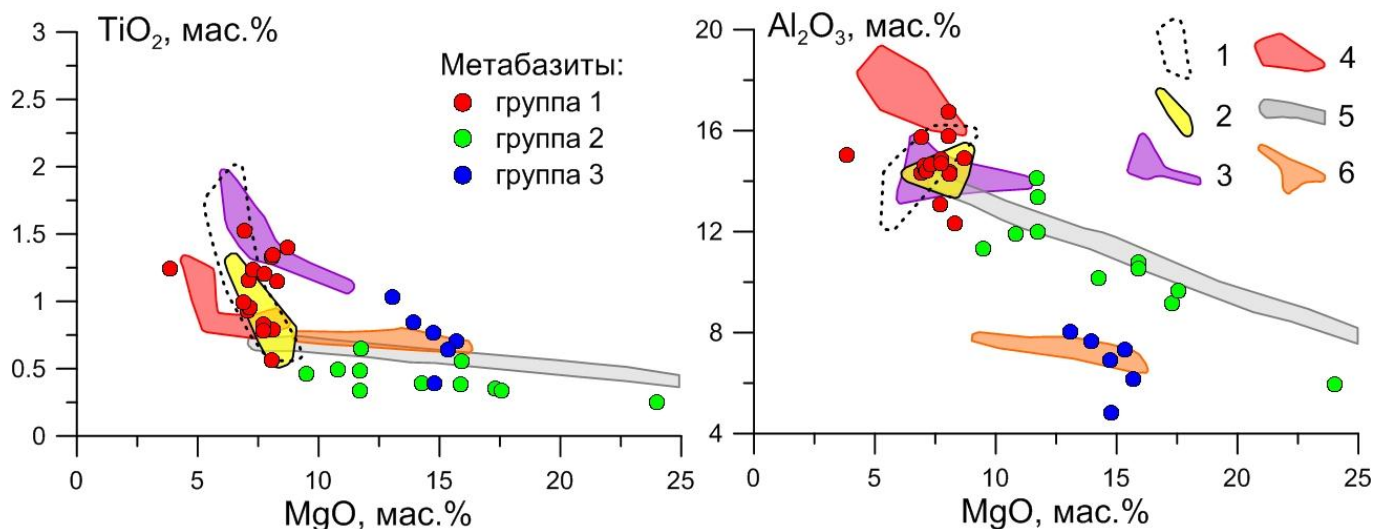


Рис. 4. Вариационные диаграммы MgO – TiO_2 и MgO – Al_2O_3 для метабазитов байдарагинского комплекса. Поля составов вулканитов – см. рис. 3.

В группе 1 часть проб имеет распределение несовместимых элементов, характерное для толеитовых базальтов океанических плато, за исключением мобильных элементов – Rb, Ba, Th и Sr (рис. 5А), остальные образцы демонстрируют сходные содержания только наиболее консервативных элементов – Zr, Hf, Ti, HREE (рис. 5Б). В группах 2 и 3 единичные образцы близки составу Al-необедненных и Al-обедненных базальтовых коматиитов, соответственно, в том числе контаминированным континентальной корой (рис. 5В, Д), а некоторые сопоставимы с этими вулканитами по содержаниям немобильных элементов (рис. 5Г, Е).

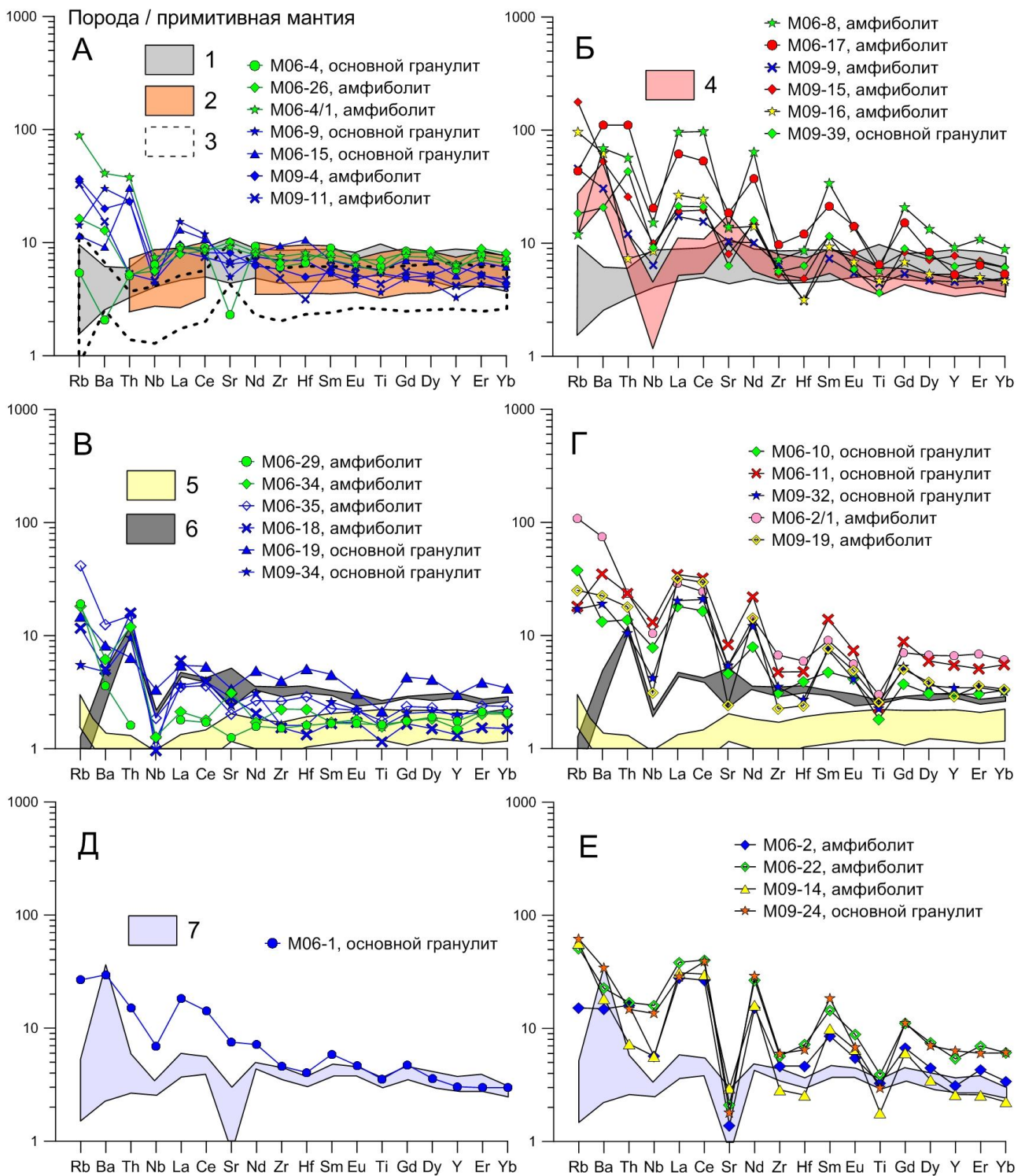


Рис. 5. Распределение несовместимых элементов в метабазах группы 1 (А, Б), 2 (В, Г), 3 (Д, Е).

Показаны поля составов: 1-3 – толеитовых базальтов: 1 – океанического плато Онтонг Джава [Tejada et al., 1996], 2 – палеоокеанического плато зеленокаменного пояса Ламби Лэйк [Hollings et al., 1999], 3 – внутриконтинентального зеленокаменного пояса Белингве [Shimizu et al., 2005], 4 – низко-К островодужных базальтов Восточного вулканического фронта Камчатки [Churikova et al., 2001], 5-6 – вулканитов зеленокаменного пояса Белингве [Shimizu et al., 2005]: 5 – неконтаминированных Al-необедненных коматиитов, 6 – контаминированных базальтовых коматиитов, 7 – Al-обедненных базальтовых коматиитов формации Мендон, зеленокаменный пояс Барбертон [Lahaye et al., 1995]. Нормировано к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

Правомерность выделения петрохимических групп metabазитов подтверждается распределением в них элементов платиновой группы (PGE). Три группы metabазитов образуют разные поля составов на вариационных диаграммах содержаний MgO – PGE и имеют разные спектры нормированных содержаний PGE, сходных с составом толеитовых базальтов океанических плато (рис. 6А), Al-необедненных коматиитов (рис. 6Б) и Al-обедненных коматиитов (рис. 6В).

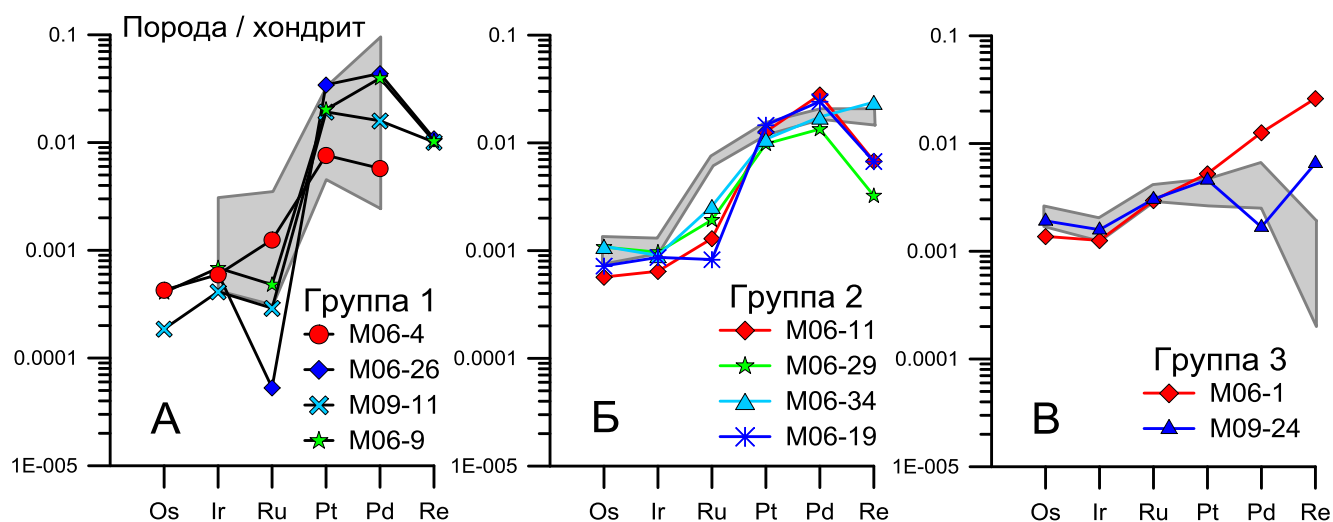


Рис. 6. Нормированное к хондриту [Hogan et al., 2003] распределение элементов платиновой группы в metabазитах байдарагинского комплекса: группа 1 (А), группа 2 (Б), группа 3 (В).

Показаны поля составов вулканитов: А – толеитовых базальтов океанического плато Онтонг Джава [Ely, Neal, 2002], Б – Al-необедненных коматиитов зеленокаменного пояса Белингве (зона спинифекс) [Puchtel et al., 2009a], В – Al-обедненных коматиитов зеленокаменного пояса Шапенбург [Puchtel et al., 2009b].

Второе защищаемое положение: В большей части metabазитов байдарагинского комплекса Байдарикского блока содержание несовместимых редких элементов не соответствует составу их протолитов. Породы с разным петрогенным составом характеризуются близким специфическим распределением несовместимых элементов (обогащение LILE, LREE, отрицательные аномалии Nb, Zr, Hf, Ti и Sr) и вариациями изотопного состава Nd.

В каждой группе metabазитов наблюдается различное распределение несовместимых элементов. Пробы с недифференцированным мультиэлементным спектром наиболее близки к составу магматических протолитов (рис. 5А, 6А, зеленый знак).

Некоторые metabазиты по редкоэлементному составу слабо изменены относительно магматических протолитов (рис. 5А, В, Д, синий знак). Они обогащены Th, LILE, LREE, имеют отрицательные аномалии Nb и Ti, отношения $La/Sm_{PM} > 1$, $Th/La_{PM} > 1$, что характерно для контаминированных коматиитов и

базальтов зеленокаменных поясов (рис. 5B). По мере увеличения степени контаминации, в основных-ультраосновных вулканитах возрастают отношения La/Sm_{PM} , Th/La_{PM} , La/Nb_{PM} , Th/Nb_{PM} , и углубляется отрицательная аномалия Nb [Puchtel et al., 1997; Hollings, Kerrich, 1999]. По опубликованным данным, максимальные содержания La в контаминированных коматиитах и базальтах составляют около 10 ppm. Такие же содержания La наблюдаются и в слабо измененных метабазитах байдарагинского комплекса.

Добавление даже небольшого количества (от 1-2 мас. %) контаминанта вызовет появление отрицательной аномалии Nb и рост содержаний Th-LREE в магме, при этом содержания петрогенных элементов не изменятся существенно. Проведено моделирование по редким элементам процесса коровой контаминации толеитовых базальтов архейскими тоналит-трондьемит-гранодиоритами по модели AFC (ассимиляции и фракционной кристаллизации). Результаты моделирования показывают соответствие рассчитанных составов с содержанием редких элементов в части исследованных пород (рис. 7). Таким образом, магматические протолиты некоторых метабазитов байдарагинского комплекса могли быть контаминированы веществом континентальной коры.

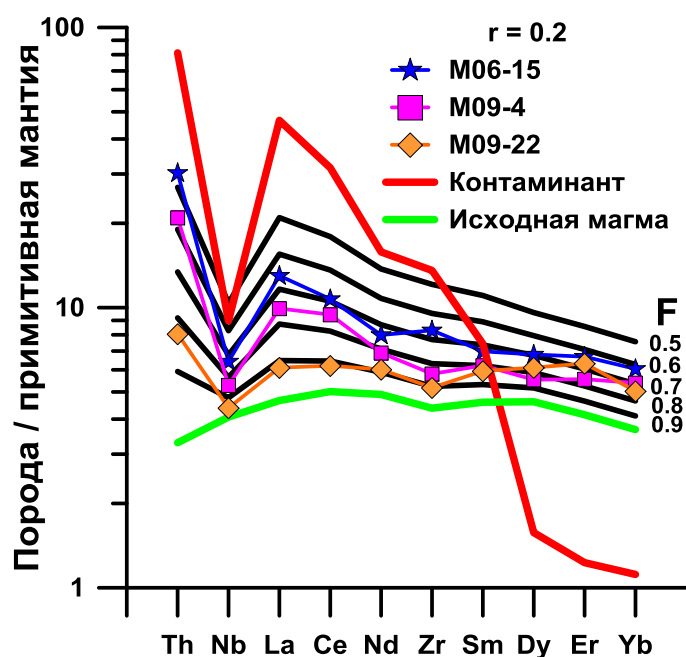


Рис. 7. Модель контаминации метабазитов группы 1 – процесс AFC (ассимиляции и фракционной кристаллизации).

Формула расчета, по [Интерпретация геохимических данных, 2001, с. 74]. r – отношение скорости ассимиляции к скорости фракционирования, F – доля оставшейся магмы. Контаминант – средний состав архейских ТТГ [Martin, 1994], состав исходной магмы – толеитовый базальт ML68 океанического плато Онтонг Джава [Tejada et al., 1996].

Значительная часть метабазитов с разным петрогенным составом имеет похожие по форме мультиэлементные спектры, характеризующиеся обогащением LILE, LREE, минимумами HFSE и Sr (рис. 5Б, Г, Е). Редкоэлементный состав этих метабазитов сильно изменен относительно магматических протолитов. Высокие содержания La (> 10 ppm) и форма мультиэлементных спектров не могут быть объяснены процессом коровой контаминации.

В двух будинах амфиболитов (размером 0.6 и 2 м) обнаружена геохимическая зональность: от центра к краю возрастают содержания LILE и LREE (рис. 8), при этом содержания петрогенных оксидов практически не меняются. В самых маленьких (30-40 см) будинах и телах, интенсивно пронизанных лейкократовыми прожилками, наблюдаются наибольшие содержания LILE и LREE.

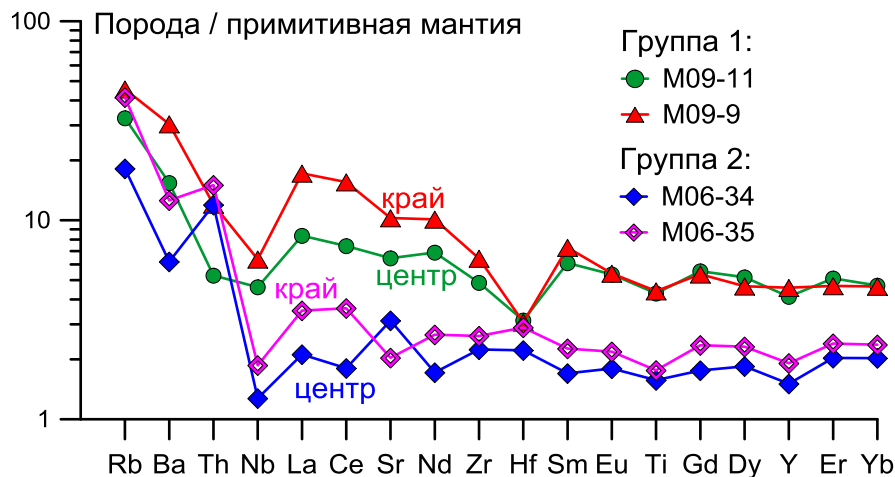


Рис. 8. Геохимическая зональность центр-край в будинах амфиболитов байдарагинского комплекса.

В метабазах байдарагинского комплекса наблюдаются вариации изотопного состава Nd. Породы, близкие к составу магматических протолитов по распределению несовместимых элементов, имеют наибольшие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 9). В слабо измененных метабазах происходит уменьшение значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и увеличение содержания La, подобные особенности свойственны контаминированным коматиитам [Puchtel et al., 1997]. В зональной будине амфиболитов группы 1 изотопное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ уменьшается от центра к краю. В сильно измененных метабазах наблюдаются наименьшие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, которые приближаются к значениям во вмещающих тоналитовых плаггиогнейсах байдарагинского комплекса (рис. 9).

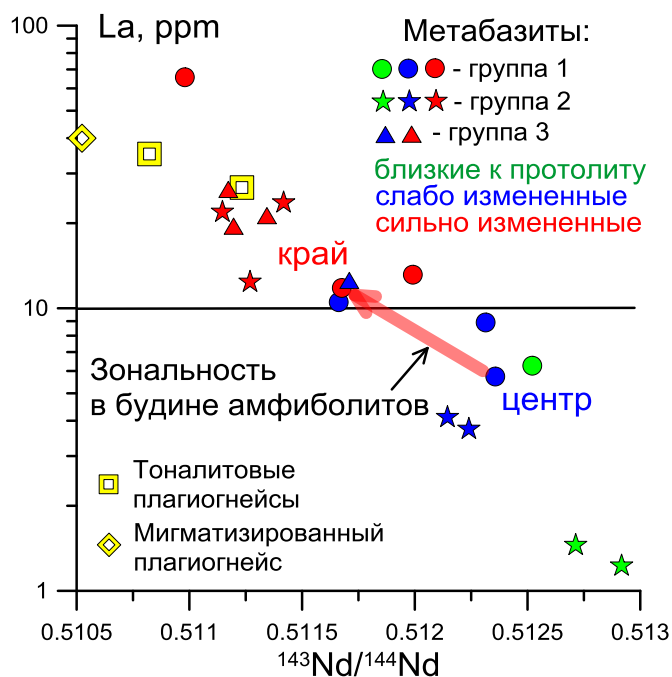


Рис. 9. Вариации изотопного состава Nd и содержаний La в метабазах и тоналитовых гнейсах байдарагинского комплекса. Стрелкой показано изменение состава в будине амфиболитов группы 1 от центра к краю.

На первый взгляд, мультиэлементные спектры сильно измененных метабазитов похожи на таковые базальтов островных дуг, для которых свойственно обогащение LILE, LREE и минимумы Nb, Ti, Zr, Hf. Хотя по содержаниям MgO (4-9 мас.%) метабазиты группы 1 байдарагинского комплекса близки островодужным базальтам, они отличаются соотношением других элементов и содержаниями TiO₂ и Al₂O₃ (рис. 3, 4). Кроме того, метабазиты группы 1 с сильно измененным редкоэлементным составом имеют иные мультиэлементные спектры по сравнению с островодужными базальтами (рис. 5Б). Следовательно, рассматриваемые необычные мультиэлементные спектры метабазитов разного петрогенного состава обусловлены процессом постмагматического изменения.

Третье защищаемое положение: Изменение редкоэлементного состава метабазитов байдарагинского комплекса Байдарикского блока обусловлено преобразованием их минералов под воздействием кислых расплавов и связанных с ними фторсодержащих флюидов.

Состав породообразующих минералов показывает закономерное изменение в ряду метабазитов: близкие к магматическому протолиту – слабо измененные – сильно измененные. В пределах групп метабазитов в этом направлении в клинопироксенах и ортопироксенах наблюдается уменьшение содержания Ti и Al (IV) и падение магнезиальности, в плагиоклазах – уменьшение содержания анортита и появление альбитизированных участков. В основных гранулитах происходит изменение состава Са-амфибола, представленного паргаситом в слабо измененных и эденитом – в сильно измененных метабазитах.

В основных гранулитах группы 1, близких к магматическому протолиту, клинопироксены имеют нормальный спектр REE с обеднением LREE (рис. 10А). Во всех группах пород в клинопироксене слабо измененных метабазитов наблюдается недифференцированный спектр REE или слабое обогащение LREE. В сильно измененных породах клинопироксен показывает увеличение содержания LREE и преобладание LREE над HREE (рис. 10Б). Подобная картина отмечена в клинопироксенах из метапироксенитов комплекса Льюис, где это было объяснено метасоматозом пород [Rollinson, Gravestock, 2012]. Дифференцированное распределение REE наблюдается в клинопироксенах метаморфических пород [Скублов, 2005; Nehring et al., 2010].

В метабазитах байдарагинского комплекса, близких магматическому протолиту и слабо измененных, спектр REE ортопироксена подобен составу ортопироксенов основных гранулитов [Скублов, 2005; Nehring et al., 2010] (рис. 10В). В сильно измененных метабазитах, ортопироксен значительно обогащен REE и имеет специфическую форму распределения (рис. 10Г).

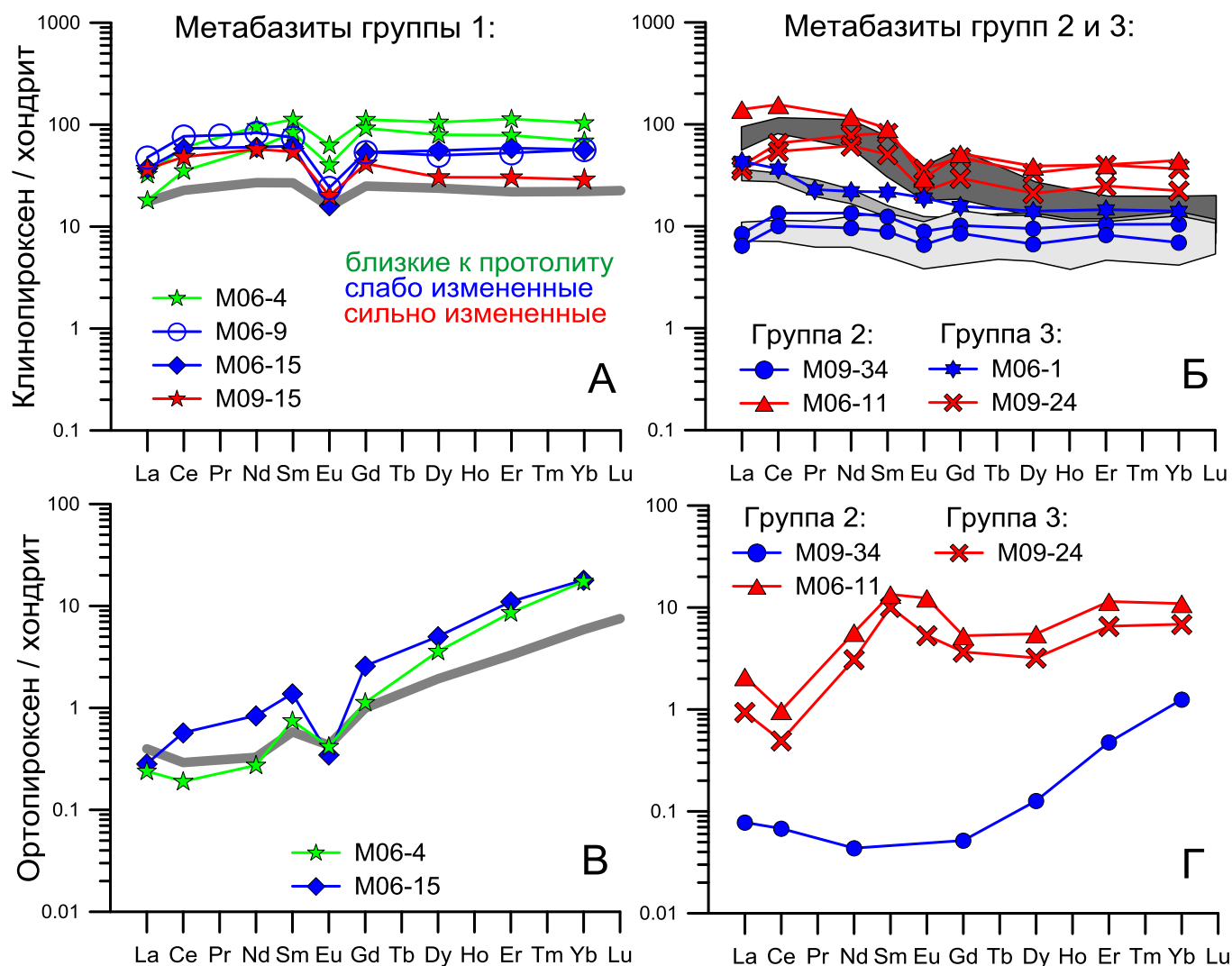


Рис. 10. Распределение REE в клино- и ортопироксенах метабазитов байдарагинского комплекса.

Серая линия (А, В) – состав пироксенов из основных гранулитов Центральной Финляндии [Nehring et al., 2010]. Поля составов (Б) – клинопироксен из основных гранулитов (метапироксенитов) комплекса Льюис [Rollinson, Gravestock, 2012]. Нормировано к хондриту [Sun, McDonough, 1989].

В Са-амфиболе наблюдается увеличение содержаний REE и изменение формы спектра (LREE преобладают над HREE) от близких к протолиту и слабо измененных к сильно измененным метабазитам (рис. 11Б). В основных гранулитах групп 2 и 3 Са-амфибол содержит в 2-3 раза больше REE и повторяет спектр REE клинопироксена (рис. 10Б, 11Б). Подобные соотношения свидетельствуют о равновесии этих минералов по редкоземельным элементам [Nehring et al., 2010].

Плагиоклаз из близких к протолиту и слабо измененных метабазитов обеднен HREE и близок к составу плагиоклазов основных гранулитов [Nehring et al., 2010]. В сильно измененных метабазитах в плагиоклазе отмечается увеличение содержания HREE (рис. 11В, Г).

В минералах всех изученных образцов с увеличением REE возрастают содержания LILE и HFSE.

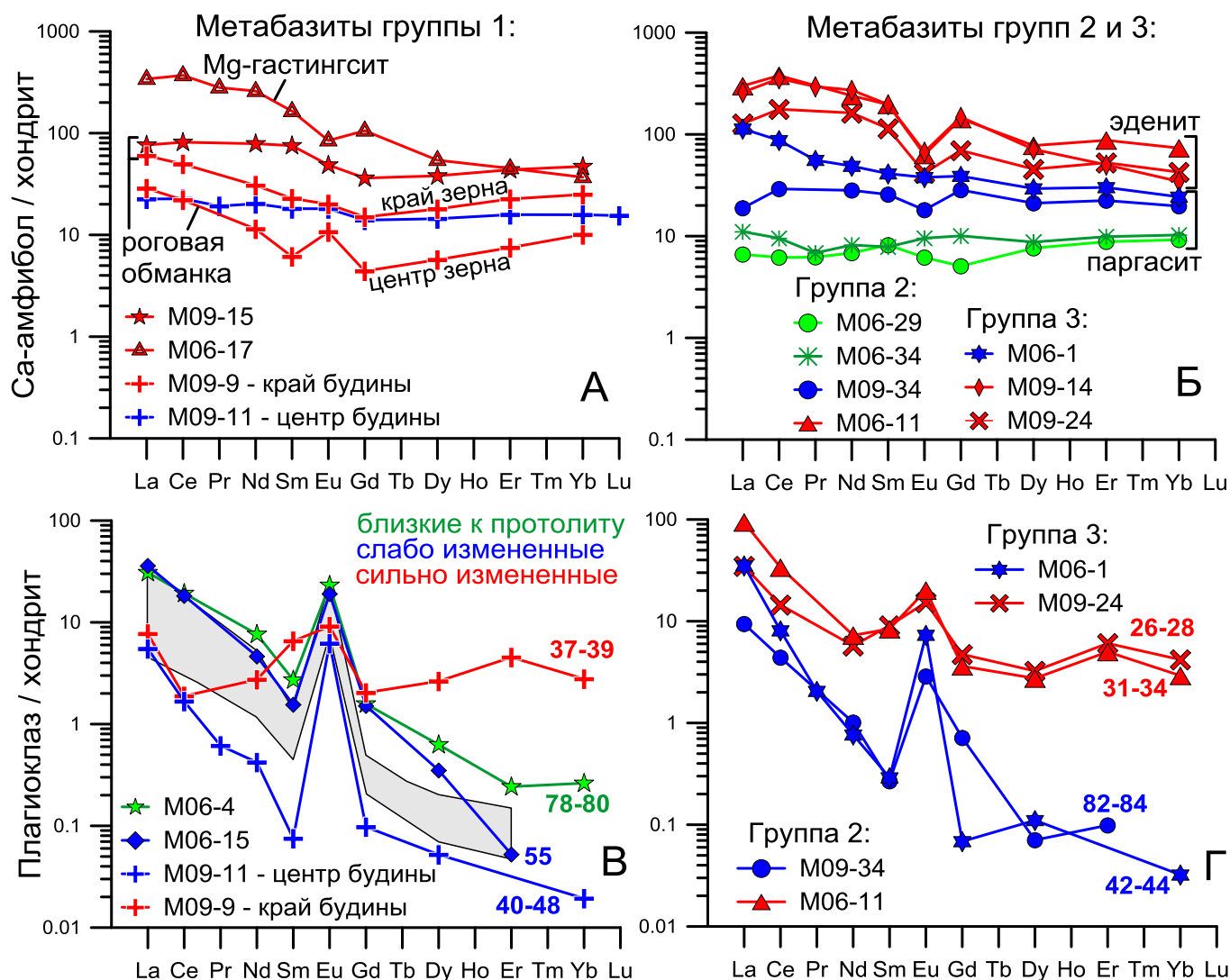


Рис. 11. Распределение REE в Са-амфиболах и плагиоклазах метабазитов байдарагинского комплекса.

Серое поле (В) – состав плагиоклаза из основных гранулитов Центральной Финляндии [Nehring et al., 2010]. Цифрами (В, Г) показано процентное содержание анортита в плагиоклазе.

Описанные выше закономерности изменения редкоземельного состава минералов с ростом степени метасоматоза подтверждаются наблюдениями для будины амфиболитов группы 1 с геохимической зональностью. От центра к краю будины, увеличиваются содержания REE в плагиоклазе (рис. 11В) и титаните (не показано), в амфиболе меняется спектр REE от ровного до обогащенного LREE (рис. 11А). На краю будины в амфиболе наблюдается рост содержаний REE от центра к краю зерен (рис. 11А).

Таким образом, установлено, что изменение состава минералов обусловлено привнесом в породы несовместимых элементов (REE, HFSE, LILE). Кроме того, минералы метабазитов содержат значительное количество F (до 1.7 мас.% в Са-амфиболе, до 3 мас.% в биотите, до 2.2 мас.% в титаните, до 5 мас.% в апатите) при отсутствии Cl. Экспериментальными работами показано, что присутствие F, Cl или

их соединений в высокотемпературном флюиде повышает растворимость химических элементов, обычно неподвижных в водном флюиде, таких как REE и HFSE [Newton, Manning, 2010; Rapp et al., 2010; Tropper et al., 2011, 2013]. Причем, при сходных P-T условиях F-содержащий флюид обладает большей способностью к растворимости REE, чем Cl-содержащий [Tropper et al., 2011, 2013]. В риолитах Центральной Монголии и провинции Гавлер (Австралия) установлены флюидные F-содержащие включения и сегрегации с высокими содержаниями несовместимых элементов [Перетяжко, Савина, 2013; Agangi et al., 2010]. Этот краткий обзор показывает, что F-содержащий флюид может транспортировать несовместимые элементы, немобильные в водном флюиде.

Известны примеры метасоматоза основных гранулитов провинции Сьюпериор с привнесом REE и HFSE посредством F-флюидов, источником которых предполагаются лейкосомы мигматитов [Pan, Fleet, 1996]. Мультиэлементные спектры этих пород (обогащение LILE, LREE, минимумы HFSE) по форме и уровню содержаний элементов похожи на состав сильно измененных metabазитов байдарагинского комплекса. Похожий редкоэлементный состав наблюдается в metabазитах пояса Лимпопо [Rollinson, Lowry, 1992] и Иркутского блока Шарыжалгайского выступа (неопубликованные данные автора). Таким образом, в ряде случаев в гранулит-амфиболитовых комплексах раннего докембрия присутствуют основные породы с признаками редкоэлементного метасоматоза.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАБАЗИТОВ БАЙДАРАГИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Магматические протолиты metabазитов байдарагинского комплекса были представлены толеитовыми базальтами и базальтовыми коматиитами. Подобные ассоциации пород характерны для раннедокембрийских зеленокаменных поясов, которые формировались в обстановках океанических плато [Puchtel et al., 1999] и на континентах [Shimizu et al., 2005]. Внутриконтинентальные толеитовые базальты и базальты океанических плато имеют близкие геохимические характеристики [Золотухин и др., 2003; Симонов и др., 2005].

Метабазиты группы 1 байдарагинского комплекса по составу близки амфиболитам из тоналитовых плагиогнейсов Онотского блока [Туркина, 2004] и некоторым основным гранулитам Иркутского блока [Turkina et al., 2012] юго-запада Сибирского кратона. Эти породы объединяет сходство с толеитовыми базальтами океанических плато и в ряде случаев наличие геохимических признаков коровой контаминации. Подобные metabазиты отмечены в тоналитовых гнейсах Центральной Финляндии [Nehring et al., 2009], гранулитовых комплексах

Алданского щита Сибирского кратона [Вовна, 2007] и пояса Лимпопо, Зимбабве [Rollinson, Lowry, 1992]. По-видимому, метаморфизованные толеитовые базальты океанических плато широко распространены в ТТГ-гнейсах и гранулитовых комплексах раннего докембрия. Другим преобладающим типом пород являются metabазальты субдукционного происхождения, присутствующие в тоналитовых плагиогнейсах провинции Сьюпериор [Whalen et al., 2002], и в гранулитовых комплексах Сибирского кратона – на Алданском щите [Вовна, 2007] и в Иркутском блоке Шарыжалгайского выступа [Turkina et al., 2012]. Наличие зон субдукции косвенно подтверждается петрологическими исследованиями раннедокембрийских мантийных перидотитов Шарыжалгайского выступа, испытавших взаимодействие с кислыми островодужными расплавами в надсубдукционной зоне [Gornova et al., 2013].

Следует отметить, что породы с высоким содержанием MgO, аналогичные metabазитам групп 2 и 3 байдарагинского комплекса, встречаются реже в гранулитовых комплексах раннего докембрия по сравнению с метаморфизованными толеитовыми базальтами. Высоко-магнезиальные основные породы присутствуют в гранулитовых комплексах Алданского щита Сибирского кратона [Вовна, 2007] и провинции Хэбэй Северо-Китайского кратона [Jahn, Zhang, 1984], и рассматриваются как метаморфизованные аналоги коматиитов.

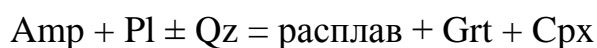
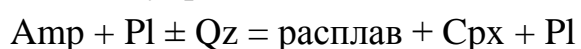
Исходные вулканические протолиты metabазитов байдарагинского комплекса, по-видимому, формировались во внутриконтинентальной обстановке. Во время излияния на поверхность, вулканы основного состава были контаминированы веществом уже существовавшей континентальной коры, на что указывают геохимические характеристики части исследованных образцов metabазитов. В дальнейшем эта вулканическая толща была метаморфизована в гранулитовой-амфиболитовой фации.

Происхождение протолитов тоналитовых плагиогнейсов байдарагинского комплекса можно рассматривать в рамках модели частичного плавления metabазитового субстрата, которая протестирована экспериментальными и геохимическими работами [Rapp, Watson, 1995; Martin, 1994; Moyen, 2011]. Формирование архейских ТТГ могло происходить в различных геодинамических обстановках посредством плавления субдуцирующей океанической коры и плавления нижней коры при процессах аккреции и коллизии террейнов [Moyen, 2011]. Образующиеся тоналиты отличаются химическим составом, P-T условиями частичного плавления и модальным составом рестита.

Древний (по сравнению с возрастом кристаллизации) модельный возраст Nd архейских ТТГ-комплексов свидетельствует об их формировании за счет уже

существовавшей континентальной коры [Whalen et al., 2002]. Высокие значения модельного возраста Nd ($T_{Nd}(DM) = 3.1-3.3$ млрд. лет при возрасте кристаллизации 2.65 млрд. лет [Козаков и др., 1997, 2007]) в тоналитовых гнейсах байдарагинского комплекса указывают на частичное плавление субстрата с длительной коровой предысторией. Это не согласуется с моделью плавления океанической коры в зоне субдукции и служит доводом в пользу выплавления тоналитовых магм в низах континентальной коры, при давлениях ~10-15 кбар.

В экспериментах по частичному плавлению основных пород, проведенных при 8-15 кбар и 750-1100°C [Rushmer, 1991; Wolf, Wyllie, 1994; Springer, Seck, 1997; Qian, Hermann, 2013] выявлены две реакции частичного плавления, которые можно представить в упрощенном виде:



Гранат появляется в реститах при давлении ≥ 10 кбар и температуре 850°C [Wolf, Wyllie, 1994].

Можно предположить, что породы, аналогичные метабазитам байдарагинского комплекса, являлись субстратом для выплавления тоналитов. Для проверки этой гипотезы выполнено численное моделирование по REE равновесного немодального частичного плавления по уравнению из работы [Shaw, 1970]. За состав плавящегося субстрата взят амфиболит группы 1 с недифференцированным спектром несовместимых элементов, близкий по составу толеитовым базальтам океанических плато или неконтamинированным континентальным базальтам и не испытавший метасоматического преобразования. Используются коэффициенты распределения минерал/расплав, определенные по составу минералов архейских гранулитов, испытавших частичное плавление с образованием тоналитов [Nehring et al., 2010]. Рассматривался различный модальный состав реститов, в соответствии с экспериментами [Qian, Hermann, 2013].

Результаты моделирования показывают, что 5-15 % плавление амфиболитов группы 1 байдарагинского комплекса по реакции с образованием гранатовых гранулитов ($\text{Grt} + \text{Pl} + \text{Срх} + \text{Орх}$) могло привести к образованию тоналитов – протолитов тоналитовых плагиогнейсов байдарагинского комплекса (рассмотрен только состав немигматизированных плагиогнейсов). Присутствие небольшого количества граната в рестите обеспечивает обеднение HREE, наблюдаемое в тоналитовых гнейсах байдарагинского комплекса (рис. 13А), следовательно, частичное плавление происходило при давлении > 10 кбар. Моделирование плавления по реакции с образованием безгранатового двупироксенового рестита (Pl

+ Сrx + Орх) не дает необходимого обеднения HREE образующихся тоналитов (рис. 13Б).

Отсутствие граната и не свойственный реститам ровный мультиэлементный спектр основных гранулитов байдарагинского комплекса противоречит их реститовому происхождению.

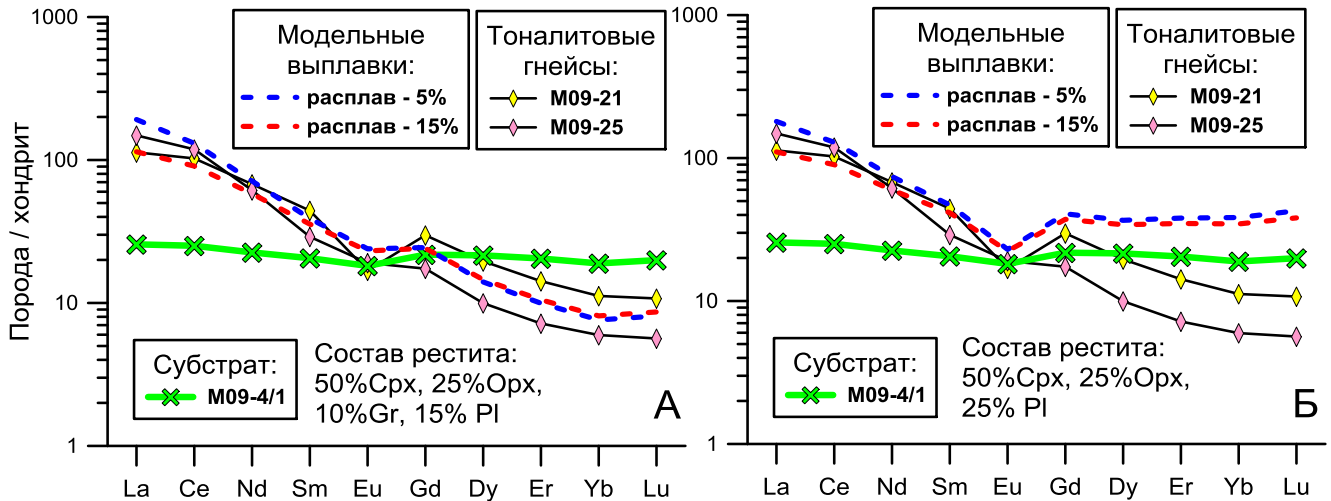


Рис. 13. Моделирование равновесного немодального частичного плавления метабазитовых гранатсодержащих (А) и безгранатовых (Б) источников при формировании тоналитовых магм.

Таким образом, более глубокие аналоги изученных метабазитов, обладающие недифференцированным распределением REE, могли быть *субстратом* для выплавки протолитов тоналитовых гнейсов байдарагинского комплекса. Образующиеся тоналитовые магмы при подъеме к поверхности интродировали вышележащую метаморфическую толщу и захватывали фрагменты основных гранулитов и амфиболитов, ныне присутствующих в байдарагинском комплексе. Это косвенно подтверждается отсутствием минеральных парагенезисов гранулитовой фации в тоналитовых плагиогнейсах и их наличием в будинах метабазитов.

Метасоматоз метабазитов мог происходить на нескольких этапах при: (1) внедрении тоналитов (протолитов плагиогнейсов байдарагинского комплекса), (2) мигматизации тоналитовых плагиогнейсов, (3) внедрении гранитоидов во время высокотемпературного метаморфизма.

Тоналитовые плагиогнейсы, магматические протолиты которых «опробовали» метабазиты, обладают повышенными содержаниями LILE и LREE и умеренными – HREE (рис. 14А); вряд ли они могли повысить уровень HREE в сильно измененных метабазитах.

В результате мигматизации тоналитовых плагиогнейсов образовывались обедненные несовместимыми элементами Qz-Pl лейкосомы (рис. 14А). Судя по наличию Eu-максимума и низкому уровню REE, они представляют собой Qz-Pl

кумуляты более обогащенных расплавов; известно, что часто состав лейкосом мигматитов не отражает состава формирующихся кислых расплавов [Sawyer, 1987]. В работах, показывающих метасоматический привнос REE и HFSE в основные гранулиты, в качестве источника флюида рассматриваются лейкосомы, обедненные REE [Pan, Fleet, 1996].

Сильно измененные metabазиты байдарагинского комплекса по форме мультиэлементного спектра сходны с составом синкинематических гранат-гиперстеновых гранодиоритов, внедрившихся в фундамент Байдарикского блока на пике раннепротерозойского (1.85 млрд. лет) метаморфизма, а также с посткинематическими гранитоидами Сибирского кратона с возрастом 1.86-1.87 млрд. лет [Донская и др., 2005] (рис. 14Б). В ряде случаев, в байдарагинском комплексе синкинематические калиевые гранитоиды пространственно ассоциируют с телами сильно измененных metabазитов или пронизывают их тонкими инъекциями. Кроме того, падение Na/K отношения от слабо к сильно измененным metabазитам и повышенное содержание F в калиевых гранитоидах делает их наиболее вероятным источником флюидов, вызвавших сильные метасоматические изменения редкоэлементного состава metabазитов. Однако, нельзя исключать более ранних метасоматических преобразований, происходивших во время внедрения тоналитов и мигматизации тоналитовых плагиогнейсов.

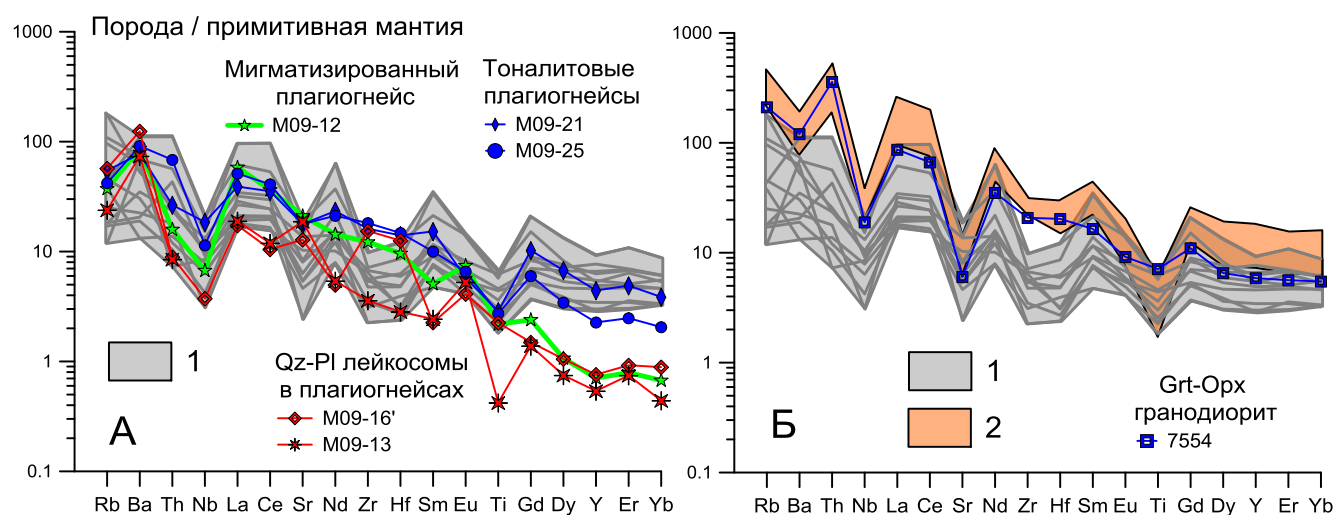


Рис. 14. Распределение несовместимых элементов в гранитоидах в сравнении с сильно измененными metabазитами байдарагинского комплекса.

А – тоналитовые плагиогнейсы байдарагинского комплекса и лейкосомы в них. Б – синкинематические гранат-гиперстеновые гранодиориты (1.85 млрд. лет) в фундаменте Байдарикского блока (анализ предоставлен И.К. Козаковым). Поля составов: 1 – сильно измененные metabазиты байдарагинского комплекса, 2 – постколлизийные гранитоиды (1.86 млрд. лет) юга Сибирского кратона, шумихинский комплекс [Донская и др., 2005].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные детальные геохимические исследования метабазитов байдарагинского комплекса Байдарикского блока показали, что их протолитами были толеитовые базальты и базальтовые коматииты, которые формировались во внутриконтинентальной обстановке.

В дальнейшем толща основных пород испытала гранулитовый метаморфизм и частичное плавление с образованием тоналитовых магм. Формировавшиеся тоналиты «захватывали» вышележащие основные породы, которые сейчас слагают будины в тоналитовых плагигнейсах байдарагинского комплекса.

Затем байдарагинский комплекс испытал два этапа высокотемпературного метаморфизма, во время которого происходила мигматизация тоналитовых гнейсов и внедрение син- и посткинематических гранитоидов. Эти процессы привели к метасоматическому изменению части исследованных метабазитов байдарагинского комплекса и формированию в них специфического распределения редких элементов.

Подобные метасоматические процессы могли быть широко проявлены в раннедокембрийских высокометаморфизованных комплексах, что говорит о необходимости осторожной интерпретации состава магматических протолитов и геодинамических обстановок их формирования на основе геохимических данных.

Основные публикации по теме диссертации

1. Беляев В.А., Горнова М.А., Медведев А.Я., Пахомова Н.Н. Геохимические особенности включений метабазитов в «серых» гнейсах Байдарикского блока (Центральная Монголия) // Геология и геофизика. – 2012 – Т. 53. – № 4. – С. 419-434.

2. Gornova M.A., Belyaev V.A., Belozerova O.Yu. Textures and geochemistry of the Saramta peridotites (Siberian craton): melting and refertilization during early evolution of the continental lithospheric mantle // Journal of Asian Earth Sciences. – 2013. – V. 62. – P. 4-17.

3. Беляев В.А. Геохимия архейских тоналитовых гнейсов Байдарикского блока (Центральная Монголия) // Современные проблемы геохимии: Материалы конференции молодых ученых. – Иркутск: Издательство Института географии СО РАН. – 2011. – С. 26-30.

4. Belyaev V.A. Geochemical diversity of metabasite pods from the Neoproterozoic Baidaragin grey gneiss complex, Central Mongolia // The 6th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference. – Novosibirsk: IGM, IPPG SB RAS & NSU. – 2012. – P. 95-96.

5. Беляев В.А., Горнова М.А. Распределение несовместимых элементов в минералах метабазитов из архейских тоналитовых гнейсов Байдарикского блока (Центральная Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 11. – Иркутск, Институт земной коры СО РАН. – 2013. – С. 32-34.