

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ЛАМПРОИТЫ И МОНЦОНИТОИДЫ ЮГО-ВОСТОКА ГОРНОГО АЛТАЯ: ГЕОХИМИЯ, Sr-Nd ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ**В.И. Крупчатников¹, В.В. Врублевский², Н.Н. Крук^{3,4}**¹ Горно-Алтайская экспедиция, 659370, с. Малоенисейское, Алтайский край, Россия² Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия³ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия⁴ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

В юго-восточной части Горного Алтая распространены малые интрузии лампрофиров и лампроитов (чуйский комплекс) и калиевых монцонитоидов (тархатинский и теранджикский комплексы). Геохронологические (U-Pb, Ar-Ar) изотопные исследования свидетельствуют об их внедрении в раннем—среднем триасе (~234—250 млн лет). Лампроиты установлены в составе двух магматических ареалов и по геохимическим параметрам соответствуют классическим орогенным лампроитам Средиземноморья и Тибета. По изотопным данным ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70850\text{—}0.70891$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T = 0.512157\text{—}0.512196$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.95\text{—}18.05$) и отношениям Th/La, Sm/La генерация расплавов лампроитов и лампрофиров чуйского комплекса происходила в обогащенной литосферной мантии при участии компонентов DM, EM1, EM2 и SALATHO. Монцонитоидные серии тархатинского и теранджикского комплексов сходны между собой в петрографическом и геохимическом отношении, но заметно отличаются по Sr-Nd изотопному составу: первые сопоставимы с лампроитами, для вторых характерна большая доля материала деплетированной мантии ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70434\text{—}0.70497$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T = 0.512463\text{—}0.512487$) в источнике, что может свидетельствовать о его менее глубинной природе и повышенной степени частичного плавления по сравнению с производными чуйского и тархатинского комплексов. Предположительно изученные породные ассоциации сформировались в постколлизивной обстановке под влиянием Сибирского суперплюма.

Лампроиты, лампрофиров, монцонитоиды, магматические источники, мантийный плюм, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Горный Алтай.

EARLY MESOZOIC LAMPROITES AND MONZONITOIDS OF SOUTHEASTERN GORNY ALTAI: GEOCHEMISTRY, Sr-Nd ISOTOPE COMPOSITION, AND SOURCES OF MELTS**V.I. Krupchatnikov, V.V. Vrublevskii, and N.N. Kruk**

Small intrusions of lamprophyres and lamproites (Chuya complex) and K-monzonitoids (Tarkhata and Terandzhik complexes) are widespread in southeastern Gorny Altai. Geochronological (U-Pb and Ar-Ar) isotope studies show their formation in the Early–Middle Triassic (~234–250 Ma). Lamproites have been revealed within two magmatic areas and correspond in geochemical parameters to the classical Mediterranean and Tibet orogenic lamproites. According to isotope data ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70850\text{—}0.70891$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T = 0.512157\text{—}0.512196$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.95\text{—}18.05$) and Th/La and Sm/La values, the Chuya lamproites and lamprophyres melted out from the enriched lithospheric mantle with the participation of DM, EM1, EM2, and SALATHO. The monzonitoid series of the Tarkhata and Terandzhik complexes are similar in petrographic and geochemical compositions but differ significantly in Sr–Nd isotope composition: The Tarkhata monzonitoids are close to the Chuya lamproites, whereas the Terandzhik ones show a higher portion of DM ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70434\text{—}0.70497$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T = 0.512463\text{—}0.512487$) in their source, which suggests its shallower depth of occurrence and the higher degree of its partial melting as compared with the derivatives of the Chuya and Tarkhata complexes. The studied rock associations tentatively formed in the postcollisional setting under the impact of the Siberian superplume.

Lamproites, lamprophyres, monzonitoids, magmatic sources, mantle plume, Altai–Sayan folded area, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Проявления лампроитов в горно-складчатых областях пространственно и нередко хронологически связаны с различными магматическими сериями калиевой специфики (лампрофитами, шошонитами, монцонитами, гранитоидами и др.). К типичным петрографическим провинциям такого рода обычно

© В.И. Крупчатников, В.В. Врублевский, Н.Н. Крук, 2015

DOI: 10.15372/GiG20150602

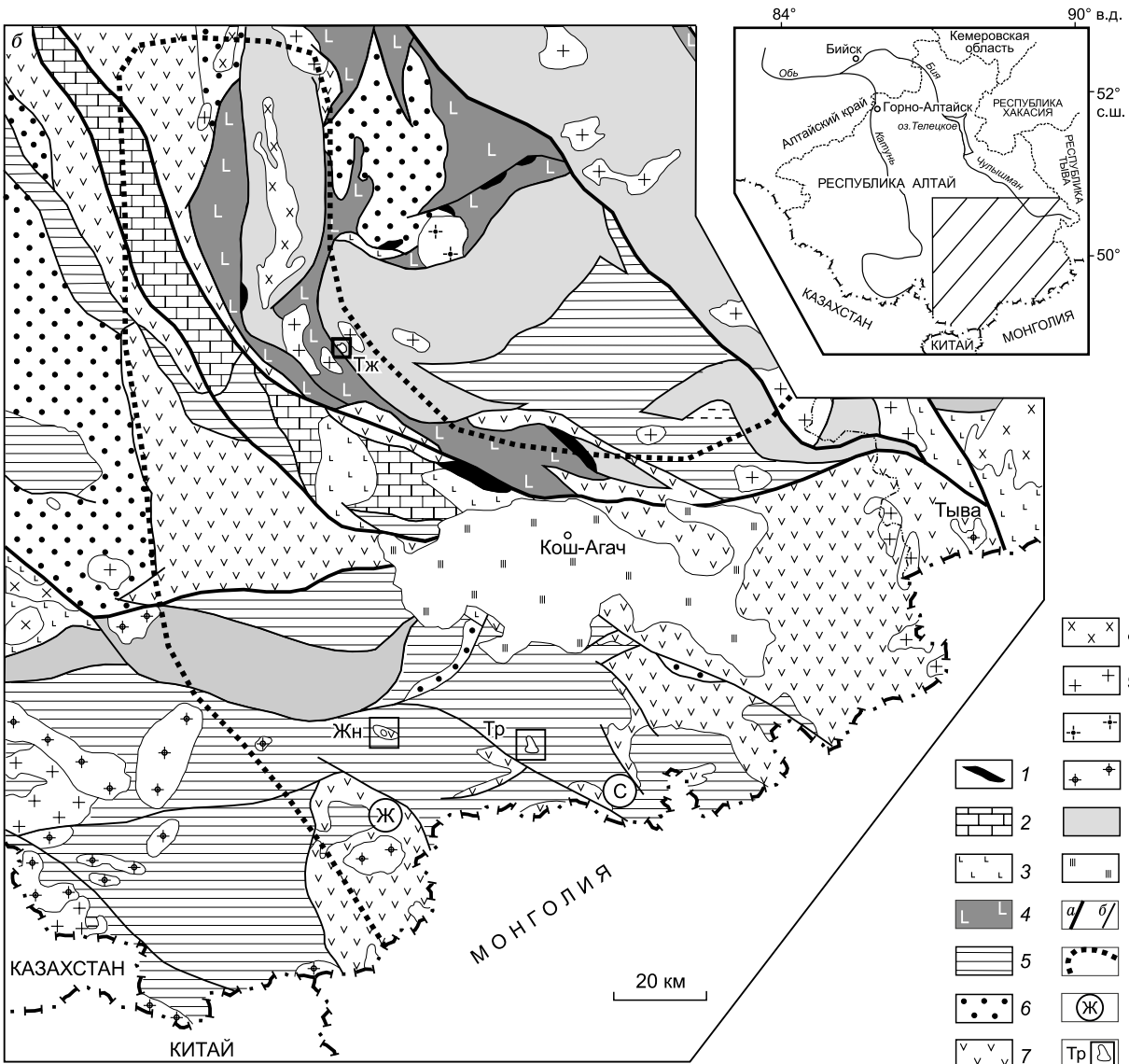
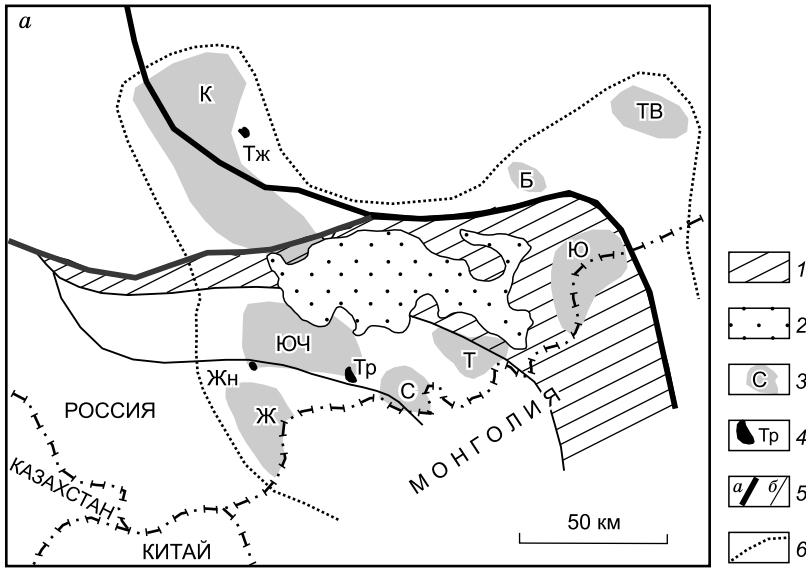


Рис. 1. Схема размещения дайковых ареалов чуйского и интрузивных массивов теранджикского и тархатинского комплексов в юго-восточной части Горного Алтая (а), геологическое строение юго-восточной части Горного Алтая, по [Туркин, Федак, 2008] с упрощениями (б).

а: 1 — Делюно-Юстыдский прогиб; 2 — кайнозойские отложения Чуйской котловины; 3 — дайковые ареалы чуйского комплекса: К — Курайский, ЮЧ — Южно-Чуйский, Ж — Жумалинский, С — Саржематинский, Т — Ташантинский, Ю — Юстыдский, Б — Бугузунский, ТВ — Тувинский; 4 — интрузивные массивы тархатинского и теранджикского комплексов: Тр — Тархатинский, Жн — Жанедынгульский, Тж — Теранджикский; 5 — разломные зоны: а — главные (границы террейнов), б — второстепенные (внутриблоковые); б — граница области развития пород чуйского комплекса; б: 1—12 — структурно-вещественные комплексы этапов развития: 1—3 — океанического (R_3-C_1): гипербазиты и офиолиты (1), кремнисто-карбонатные отложения (2), базальты (3); 4, 5 — островодужного (C_1-O_1): базальты и плагиориолиты (4), турбидиты (5); б — пассивной континентальной окраины (O_1-D_1): карбонатно-терригенные и терригенные отложения; 7—9 — активной континентальной окраины (D_1-C_1): вулканогенные молассы, базальты, андезиты, риолиты (7), габбро-диоритовые (8) и гранитоидные (9) ассоциации; 10 — коллизионного ($P-T$): гранитоиды; 11 — внутриплитного (J): гранитоиды; 12 — метаморфические образования нерасчлененные (PZ): гнейсы, кристаллосланцы, эклогиты, зеленые сланцы андалузит-силлиманитовой и кианитовой фациальных серий; 13 — кайнозойские рыхлые отложения (Чуйская котловина); 14 — разломы главные (а) и второстепенные (б); 15 — контур площади развития лампрофиоров и лампроитов чуйского комплекса (T_{1-2}); 16 — местоположение ареалов лампроитов; 17 — массивы монцонитоидов (T_{1-2}); 16, 17 — усл. обозн. см. на рис. 1, а.

относят районы Средиземноморья и Тибета [Богатилов и др., 1991; Benito et al., 1999; Miller et al., 1999; Turner et al., 1999; Duggen et al., 2005; Guo et al., 2006; Gao et al., 2007; Conticelli et al., 2007; Prelevic et al., 2008]. Выяснение природы подобных породных ассоциаций позволяет более достоверно судить о масштабах и характере мантийно-корового взаимодействия при генерации и эволюции К-обогащенных ювенильных магм, а также о закономерностях изменчивости вещественного состава глубинных частей Земли.

В Горном Алтае, который представляет собой один из фрагментов западной периферии Центрально-Азиатского складчатого пояса, выделяется чуйский комплекс малых интрузий слюдяных лампрофиоров (минетт и керсантитов) [Оболенская, 1971]. По существующим представлениям, его формирование могло происходить во временном диапазоне триас—юра в результате мезозойской тектономагматической активизации региона. Более поздние исследования лампрофировой ассоциации позволили наряду с характерными минеттовыми разновидностями выявить в составе чуйского комплекса диопсид-псевдолейцит-флогопитовые лампроиты [Крупчатников и др., 1998; Врублевский и др., 2000, 2004; Гертнер и др., 2000], сходные по составу с производными магматических комплексов Тибета и Средиземноморья. К району развития изученных малых интрузий пространственно приурочены массивы монцонитоидов, рассматриваемые либо в качестве их комагматов [Геологическая карта..., 1965], либо как автономные образования в составе теранджикского и тархатинского интрузивных комплексов [Родыгин, 1968; Долгушина, Мариич, 1975; Шокальский и др., 2000].

В настоящей статье приведены новые геохимические, изотопные и геохронологические данные, на основании которых уточняются возраст и геотектонические условия формирования ассоциации магматических пород повышенной калиевоности чуйского (главным образом на примере лампроитов), тархатинского и теранджикского комплексов в юго-восточной части Горного Алтая. В связи с этим обсуждаются природа источников их вещества и некоторые закономерности генерации родоначальных расплавов, определяющих вероятное родство с подобными петрографическими сериями других районов мира.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

На основании палеогеодинамических реконструкций Горный Алтай интерпретируется как сложнопостроенный коллаж террейнов в составе Алтае-Саянской складчатой области (АССО), сформированной в результате закрытия Палеоазиатского океана и коллизии Казахстанской литосферной плиты с Сибирским палеоконтинентом [Добрецов и др., 1995; Берзин, Кунгурцев, 1996; Владимиров и др., 2005]. Длительность (поздний протерозой—кайнозой) и стадийность эволюции Алтайской складчато-надвиговой системы запечатлена в многочисленных структурно-вещественных комплексах, отражающих несколько геодинамических режимов ее развития (океанический, островодужный, пассивно-окраинно-континентальный, активно-окраинно-континентальный, внутриплитный) и наиболее широко представленных на юго-востоке региона в районе сочленения разнородных блоков-террейнов (рис. 1).

Чуйский комплекс. Проявления лампрофиоров, преобладающих в составе комплекса, сосредоточены преимущественно в юго-восточной части Горного Алтая и менее распространены в пограничных районах Западного Саяна и Северо-Западной Монголии. Они слагают главным образом дайки мощностью до 5—7 м и протяженностью первые десятки метров, иногда образуют небольшие трубо- или штокообразные тела [Оболенская, 1971]. Скопления малых интрузий в виде нескольких ареалов формируют

своеобразный пояс, пространственно тяготеющий к Делюно-Юстыдскому прогибу (см. рис. 1, а). Производные чуйского комплекса прорывают стратифицированные отложения и массивы интрузивных пород, имеющие возраст в диапазоне от венда (метакарбонатная баратальская серия) до раннего карбона (юстыдский гранитоидный комплекс). Минетты и керсантиты как главные петрографические разновидности в различных соотношениях присутствуют во всех ареалах. При этом минетты доминируют, составляя до 70 % всех интрузивных тел, с увеличением их доли в Южно-Чуйском и Саржемагинском ареалах и минимумом в Курайском ареале, что может свидетельствовать о возрастании калиевой щелочности магматических дифференциатов в южной части дайкового пояса.

Лампроиты установлены в Жумалинском (4 дайки) и Саржемагинском (12 даек) ареалах, пространственно тяготеющих к девонским вулканотектоническим депрессиям (см. рис. 1, б; 2). В первом случае дайки прорывают раннедевонские риолиты, во втором — кембро-ордовикские турбидиты. По форме и размерам тел лампроиты сходны с лампрофирами. Петрографически лампроиты характеризуются порфировой структурой с вкрапленниками флогопита (до 30—35 %), псевдолейцита и диопсида, погруженными в тонкозернистый матрикс калиевого полевого шпата, псевдолейцита, биотита, клинопироксена, магнетита, ильменита, апатита, циркона, сфена, хромшпинелидов. Встречаются карбонатные псевдоморфозы, предположительно развитые по оливину [Врублевский и др., 2004]. По данным микронзондового анализа, калиевому полевоому шпату свойственна повышенная железистость ($FeO_{\text{общ}}$ до 1.8 мас. %), что обычно отмечается для пород лампроитовой серии [Богатиков и др., 1991]. Хромшпинелид соответствует высокомагнезиальному Ti-Al-содержащему хромиту ($Cr_2O_3 \approx 57$, $MgO = 10—13$, $TiO_2 = 1.2$, $Al_2O_3 = 3—5$ мас. %), в ассоциации с которым встречается ильменит, обогащенный железом ($FeO_{\text{общ}}$ до 44.5 мас. %). Флогопит порфировых выделений относится к низкоглиноземистой разновидности и обладает отчетливой зональностью с увеличением содержаний (мас. %) TiO_2 (до ~2—4), $FeO_{\text{общ}}$ (до ~6—8), Al_2O_3 (до ~13), снижением магнезиальности ($MgO \sim 23$) в периферических частях фенокристаллов [Войтенко, 2004]. При этом слюда в основной массе лампроитов соответствует биотиту ($MgO \approx 11$, $FeO_{\text{общ}} \approx 18$, $TiO_2 \approx 5$ мас. %). По своему составу изученный флогопит сходен с аналогами в породах Средиземноморского пояса и Тибета, но имеет более высокую магнезиальность, как, например, слюды оливиновых лампроитов Лейцит-Хиллса, Западного и Восточного Кимберли [Богатиков и др., 1991].

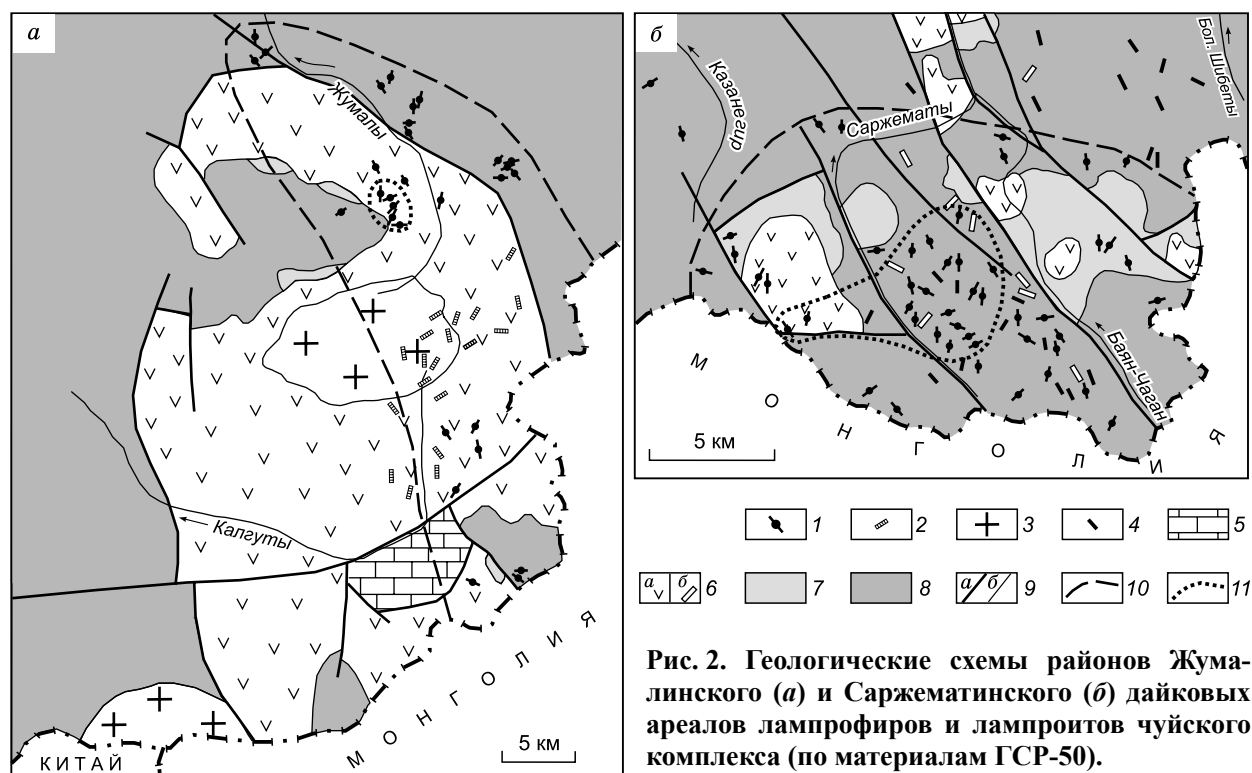


Рис. 2. Геологические схемы районов Жумалинского (а) и Саржемагинского (б) дайковых ареалов лампрофиров и лампроитов чуйского комплекса (по материалам ГСР-50).

1 — дайки лампрофиров и лампроитов чуйского комплекса; 2, 3 — раннеюрские: дайки онгонитов и эльванов (2), массивы гранитов и лейкогранитов (3); 4 — среднедевонские дайки долеритов; 5 — раннесреднедевонские карбонатно-терригенные отложения; 6 — раннедевонские вулканиды нерасчлененные (а), дайки риолитов (б); 7 — силурийско-раннедевонские карбонатные и терригенные отложения; 8 — среднекембрийско-раннеордовикские турбидиты; 9 — разломы (а) и геологические границы (б); 10 — условные границы ареалов; 11 — поля развития лампроитов.

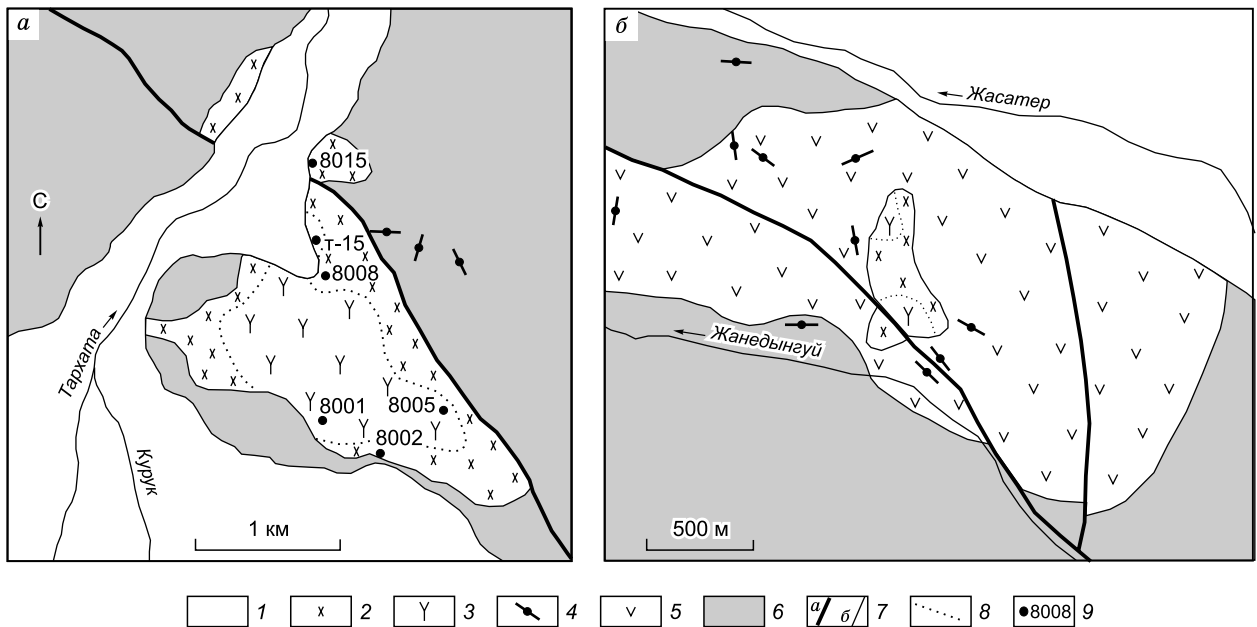


Рис. 3. Геологические схемы Тархатинского (а) и Жанедынгуйского (б) массивов тархатинского комплекса (по материалам ГСР).

1 — четвертичные отложения; 2, 3 — тархатинский комплекс: 2 — монцодиориты и сиениты, 3 — граносиениты и монцограниты; 4 — дайки лампрофиров чуйского комплекса; 5 — раннедевонские вулканиты; 6 — среднекембрийско-раннеордовикские турбидиты; 7 — разломы (а) и геологические границы (б); 8 — фациальные границы; 9 — точки отбора и номера образцов.

Лампрофиры чуйского комплекса прорывают позднедевонско-раннекаменноугольные гранитоиды [Говердовский, Третьякова, 2001] и, таким образом, не должны иметь возраст древнее карбона. Многочисленные К-Аг датировки, выполненные в 60—70-х годах XX столетия, демонстрируют широкий спектр возрастов, соответствующих среднему триасу—ранней юре (~ 230—169 млн лет) [Оболенская, 1971]. Более поздние результаты Ar-Ar, Rb-Sr и U-Pb датирования позволили существенно «сузить» возрастные рамки становления комплекса (~ 250—234 млн лет, ранний—средний триас) [Борисенко и др., 2003, 2010; Врублевский и др., 2004; Jargalan et al., 2007; Павлова и др., 2008; Васюкова и др., 2011]. Предполагается, что наблюдаемый возрастной интервал может указывать на двухэтапное (250—242 и 237—234 млн л.н.) внедрение интрузий [Васюкова и др., 2011].

Тархатинский комплекс включает в себя Тархатинский и Жанедынгуйский интрузивные массивы. Они приурочены к району наиболее интенсивного проявления лампроит-лампрофирового магматизма Южно-Чуйского и Саржематинского ареалов (см. рис. 1).

Более крупный (~ 1 × 3 км) Тархатинский интрузив, расположенный в бассейне р. Тархата, прорывает кембро-ордовикские турбидиты, метаморфизованные в приконтактовой зоне до кварц-биотит-кордиеритовых роговиков. Массив имеет асимметрично-зональное строение, обусловленное фациальной изменчивостью петрографического состава. Его периферия сложена мелкозернистыми порфировидными биотитовыми (± амфибол, клинопироксен) монцодиоритами и сиенитами, а в центральной части преобладают мелко-, среднезернистые порфировидные биотитовые граносиениты и монцограниты (рис. 3, а). Переходы между породными разновидностями постепенные, что предполагает одноактный характер интрузии. Сходный по петрографическому составу Жанедынгуйский массив локализован в пределах небольшой мульды на водоразделе рек Жасатер—Жанедынгуй, выполненной раннедевонскими кислыми вулканитами (см. рис. 3, б). Лампрофировые дайки в его обрамлении встречаются значительно чаще, чем вокруг Тархатинского массива.

Для минералогического состава пород комплекса типично постоянное присутствие калиевого полевого шпата (35—50 %), андезин-олигоклаза (10—30 %), кварца (10—25 %) и биотита, а также акцессорных апатита, сфена, циркона и оксидов железа. В более меланократовых разновидностях (монцодиоритах и сиенитах) встречаются актинолит и диопсид. Доля темноцветных минералов в монцогранитах снижается до 10 %, появляется мусковит.

Первоначально возраст пород тархатинского комплекса, обоснованный геологическими и К-Аг изотопными данными, считался пермским ~ 250—280 млн лет [Оболенская, 1971; Долгушина, Мариич,

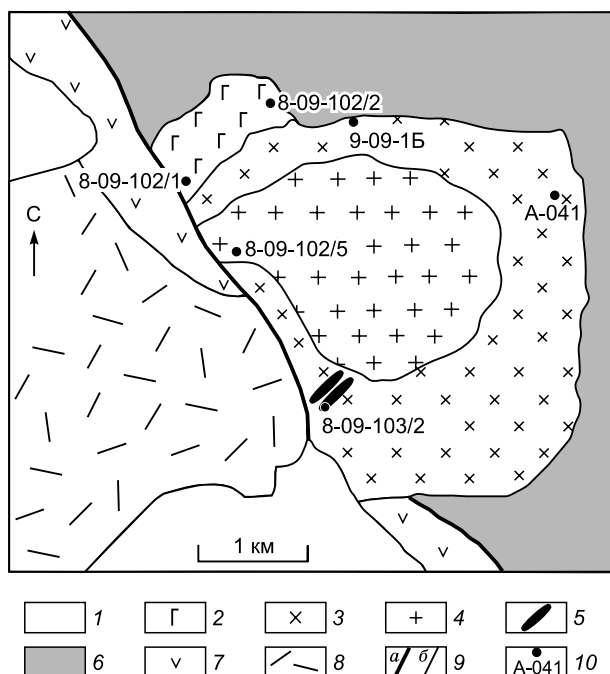


Рис. 4. Геологическая схема Теранджикского массива.

1 — четвертичные отложения; 2—5 — теранджикский комплекс: 2 — монцогаббро первой фазы и монзониты второй фазы нерасчлененные, 3 — монцодиориты третьей фазы, 4 — граносиениты четвертой фазы, 5 — жильные граниты; 6 — курайский метаморфический комплекс (кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы); 7 — вендские вулканиты основного и среднего составов; 8 — венд-раннекембрийские кремнистые сланцы, туфы кислого состава, туфопесчаники, известняки, гравелиты; 9 — разломы (а) и геологические границы (б); 10 — точки отбора и номера образцов.

1975]. U-Pb датирование (SHRIMP-II) по акцессорным цирконам из граносиенита (247 ± 5.2 млн лет) и монцодиорита (243 ± 3 млн лет) Тархатинского массива позволяет предполагать его формирование на границе раннего и среднего триаса [Борисенко и др., 2010; Васюкова и др., 2011].

Теранджикский комплекс представлен одноименным небольшим плутоном, расположенным в верховьях р. Правая Кубадру в осевой части Тонгулакского хребта

вблизи границы Курайского лампрофирового ареала. Массив имеет изометричную форму, занимает площадь около 4 км^2 (рис. 4) и прорывает метаморфические породы раннего—среднего палеозоя, а также раннекембрийские вулканогенно-кремнистые отложения, ороговикованные в экзоконтакте шириной $\sim 400 \text{ м}$ [Родыгин, 1968].

В составе Теранджикского массива выделяются пять интрузивных фаз. Наиболее ранние монцогаббро слагают небольшие ксеноблоки среди монзонитов второй фазы в северо-западной части массива и содержат (%) в своем составе оливин (< 5), гиперстен (1—2), авгит (20—25), плагиоклаз (An_{25-56} до ~ 50), амфибол (< 5), санидин (5—7), биотит (~ 5), акцессорные апатит, магнетит, ильменит. Монзониты отличаются от габброидов отсутствием оливина и появлением кварца (5—7 %). Монцодиориты третьей фазы занимают основной объем массива, образуя грубокольцевую структуру. Они сложены (%) плагиоклазом ($\text{An}_{20-41} \sim 35-45$), гиперстеном (1—2), авгитом (10—20), амфиболом (5—7), биотитом (5—10), санидином (10—15), кварцем (5—10), магнетитом, ильменитом и апатитом. В последующих граносиенитах увеличивается доля калиевого полевого шпата (20—25 %) и кварца (15—20 %). Самые поздние жильные граниты являются существенно кварц (25—30 %)-полевошпатовыми ($\sim 60-70 \text{ \% } \text{An}_{25-32} + \text{KFsp}$) породами с подчиненным количеством биотита (5—10 %). Его железистость ($\text{Fe}\# = 35-55$), как и состав амфибола (магнезиальная роговая обманка—актинолит—эденит), в породах массива заметно варьирует.

Тектонические деформации метаморфических толщ курайского (тонгулакского) комплекса, вмещающих Теранджикский массив, имеют многоэтапный характер и широкий возрастной диапазон проявления (426—348 млн лет [Куйбида, 2009]). K-Ar изотопный возраст самого плутона определялся в интервале 265—215 млн лет [Шокальский и др., 2000]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированием по амфиболу и биотиту из монзонитов Теранджикского массива установлен возраст $\sim 248-246$ млн лет [Семенов и др., 2010].

Таким образом, изотопно-геохронологические свидетельства позволяют рассматривать чуйский, тархатинский и теранджикский комплексы как продукты одновозрастного магматизма. В Горном Алтае синхронным (~ 245 млн лет), вещественным и, возможно, генетическим аналогом монзонитоидов тархатинского и теранджикского комплексов является айская габбро-сиенит-граносиенит-гранитная серия [Крук и др., 1998; Шокальский и др., 2000; Гусев, Гусев, 2011], развитая на удалении к северо-западу от рассматриваемого района, но не сопровождающаяся какими-либо проявлениями лампроит-лампрофирового магматизма.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Содержания оксидов и редких элементов в лампроитах определены методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА на базе VRA-20R, ED2000 спектрометров) и ICP-MS (на базе Finnigan MAT-262 и Agilent 7500cx масс-спектрометров) в аналитических центрах ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), ИГХ СО РАН (г. Иркутск) и Томского государственного университета. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г при точности анализа 2—7 отн. %.

Изотопный анализ Sr и Nd в образцах лампроитов проводили в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме измерений по стандартной методике.

Определение петрогенных и редких элементов в породах тархатинского комплекса производилось в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) методами РФА (на базе установки Classe Fluxer-Bis), ICP-AES и ICP-MS (на базе ELAN-DRC-6100 и ELAN-DRCe масс-спектрометров). Пределы обнаружения редких элементов составляют от 0.0001 до 0.02 мкг/дм³. Изотопный анализ Nd и Sr граносиенита осуществлен в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме по стандартной методике.

Концентрации петрогенных и редких элементов в породах теранджикского комплекса рассчитывали методами РФА (на базе спектрометра Pioneer C4) и ICP-MS (на приборе Finnigan Element) в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Методика химической подготовки проб не отличалась от стандартной. Содержания редких элементов находили по принятой методике [Николаева и др., 2008]. Rb-Sr изотопные исследования выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Изотопные измерения проводили на масс-спектрометре МИ 1201Т в двухленточном режиме с регистрацией на одном коллекторе. Sm-Nd изотопный состав определяли в ИГГД РАН. Изотопные отношения измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме.

При расчете соответствующих возрасту первичных изотопных отношений, значений ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} применяли современные параметры модельных резервуаров CHUR ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$), UR ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7045$, $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.0827$) [Фоп, 1989].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛАМПРОИТОВ И МОНЦОНИТОИДОВ

Для химизма лампроитов чуйского комплекса характерной особенностью является высокая общая щелочность ($(Na_2O + K_2O) \approx 5.1\text{—}9.4$ мас. %) при отчетливо мафическом составе ($SiO_2 \approx 44.6\text{—}53.7$ мас. %) (табл. 1), что определяет положение их составов на TAS-диаграмме преимущественно в области щелочных базальтоидов (рис. 5, а). Вместе с тем по величине коэффициента агапитности (0.73—1.06) породы, в соответствии с известной классификацией [Богатиков и др., 1991], принадлежат к миаскитовому ряду. В координатах $K_2O\text{—}SiO_2$ они могут быть отнесены к производным высококальциевой шшонитовой серии с отношением K_2O/Na_2O , варьирующим в пределах 3—31 (см. рис. 5, б; 6), что, как и наблюдаемая высокая магнезиальность ($MgO \approx 7.6\text{—}15.1$ мас. %, $Mg\# = 69\text{—}77$), пониженные концентрации CaO и Al_2O_3 (4.4—7.1 и 9.2—11.1 мас. % соответственно; см. рис. 5, в) и обогащенность фосфором ($P_2O_5 \approx 1.0\text{—}2.1$ мас. %), свойственно классическим основным лампроитам. В петрохимическом отношении изученные породы сопоставимы с лампроитами Юго-Восточной Испании и по сравнению с аналогичными комплексами кратонов (Алдан, Австралия, Индия) отличаются заметно более высокой глиноземистостью и пониженной титанистостью ($TiO_2 \approx 1.1\text{—}1.7$ мас. %). Исключение составляют лампроиты Алдана, в которых содержания титана близки или еще ниже. Соотношение K_2O/Al_2O_3 в большинстве образцов изменяется в пределах $\sim 0.7\text{—}1.0$, практически не опускаясь ниже значения 0.6, ограничивающего составы лампроитов в данном диапазоне кремнекислотности [Foley et al., 1987].

По уровню накопления редких элементов лампроиты Горного Алтая также сопоставимы с их известными эталонами во многих провинциях мира. Обычно в качестве одной из главных геохимических особенностей отмечается одновременная обогащенность лампроитов фема- и литофильными элементами [Богатиков и др., 1991; Prelevic et al., 2004; Conticelli et al., 2007]. В породах чуйского комплекса эта закономерность выражается в виде высоких содержаний Cr, Ni и V (502—1000, 280—640 и 190—315 г/т соответственно) и величины магнезиальности, которые контрастируют с аномально повышенными концентрациями калия ($K_2O \approx 4.8\text{—}9.1$ мас. %), LILE и LREE ($Ba \approx 1100\text{—}6200$, $Sr \approx 430\text{—}1520$, $Rb \approx 220\text{—}470$, $Cs \approx 10\text{—}55$, $Th \approx 40\text{—}100$, $La \approx 70\text{—}150$, $Ce \approx 107\text{—}360$, $\Sigma REE \approx 380\text{—}760$ г/т). При общем обогащении LILE и HFSE относительно состава примитивной мантии на спайдерграмме в разной степени проявлены минимумы Ba, Sr, Nb, Zr и Ti и максимумы Th и Pb, что также является типичным признаком лампроитов (рис. 7). Спектры распределения лантаноидов отличаются сильной дифференциацией ($(La/Yb)_N \approx 27\text{—}49$, $(La/Sm)_N \approx 2\text{—}4$, $(Tb/Yb)_N \approx 3\text{—}5$) при явной деплетированности HREE ($Yb \approx 1.6\text{—}2.3$ г/т) и отсутствии выраженной Eu аномалии ($Eu/Eu^* \approx 0.9\text{—}1.4$). В целом как по уровню накопления редких элементов, так и по соотношению петрогенных оксидов изученные породы имеют наибольшее сходство с основными лампроитами подвижных поясов, особенно Юго-Восточной Испании и Центральной Италии.

При общем геохимическом подобии дайки Саржематинского и Жумалинского ареалов существенно отличаются между собой по содержанию ниобия (см. табл. 1). В лампроитах первого из них зафиксированы не только низкие концентрации металла (1.4—8.3 г/т), но и аномальное соотношение Nb/

Таблица 1. Представительные химические составы лампронтов чуйского и монцонитов тархатинского и теранджикского комплексов

Компонент	Лампронты										Тархатинский комплекс					Теранджикский комплекс							
	Саржемагинский ареал					Жумалинский ареал					8015	8008	8005	8002	т-15	8001	8-09-102/2	Монцонит	8-09-102/1	А-041	8-09-102/5	Граносиенит	8-09-103/2
	кр-1*	кр-6	кр-7	кр-8	кр-13	кр-21	к-6	к-8	к-х	к 1/2													
SiO ₂ , мас. %	46.54	46.87	48.28	44.56	53.68	50.61	45.85	45.79	48.23	49.41	49.75	57.55	61.39	64.33	64.63	68.07	68.15	51.66	55.02	60.79	67.41	70.77	
TiO ₂	1.32	1.33	1.74	1.12	1.36	1.37	1.26	1.05	1.17	1.31	1.32	1.27	1.06	1.05	0.91	0.613	0.52	0.89	1.45	0.88	0.54	0.27	
Al ₂ O ₃	9.34	9.32	9.41	9.24	10.50	11.07	9.48	9.43	9.82	9.52	9.85	12.22	13.1	13.9	14.05	14.67	14.23	14.65	15.15	15.47	15.20	14.54	
Fe ₂ O ₃	3.01	2.06	3.34	2.00	2.75	2.80	2.06	2.03	8.93**	8.91**	9.03**	5.58**	5.54**	4.04**	4.18**	3.01**	3.1	3.07	2.76	2.10	1.50	1.03	
FeO	3.92	4.46	2.35	4.99	3.31	4.67	4.45	5.05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5.10	6.73	3.45	2.38	1.36	
MnO	0.13	0.12	0.10	0.15	0.08	0.16	0.12	0.14	0.16	0.16	0.15	0.09	0.07	0.06	0.07	0.051	0.04	0.14	0.13	0.07	0.04	<0.01	
MgO	10.73	11.02	7.63	10.04	8.24	8.88	10.75	9.60	15.10	12.80	12.31	5.76	4.25	3.42	3.26	1.88	1.84	7.21	4.03	2.83	1.25	0.54	
CaO	4.40	4.51	7.09	5.56	4.80	6.46	4.88	4.72	5.30	6.69	6.36	3.94	2.41	2.24	2.17	1.78	1.6	8.88	6.62	4.64	1.89	1.82	
Na ₂ O	1.04	0.55	0.30	1.51	0.30	1.54	0.52	1.34	0.75	0.30	0.76	1.71	1.99	2.25	2.44	3.13	3.06	3.67	3.79	4.13	4.15	4.04	
K ₂ O	7.40	7.44	9.13	5.51	4.79	7.05	7.02	5.52	5.73	6.49	6.57	6.6	6.41	6.88	6.32	5.72	5.82	2.19	2.43	3.97	4.16	4.14	
P ₂ O ₅	1.68	1.44	2.06	1.14	1.39	1.39	1.39	0.99	1.38	1.77	1.56	0.67	0.43	0.42	0.39	0.222	0.25	0.58	0.60	0.48	0.23	0.08	
П.п.п.	9.22	9.98	7.46	12.87	7.54	3.22	11.18	13.36	3.17	2.12	1.95	3.78	2.87	0.95	1.07	0.83	1.24	1.36	0.84	0.58	0.60	0.79	
Сумма	98.73	99.10	98.89	98.69	98.74	99.22	98.96	99.02	99.74	99.48	99.61	99.16	99.52	99.55	99.49	100.07	99.85	99.40	99.55	99.38	99.35	99.37	
K _a	1.00	0.92	1.06	0.88	0.52	0.88	0.86	0.83	0.73	0.76	0.82	0.81	0.78	0.80	0.77	0.77	0.80	0.55	0.56	0.69	0.72	0.74	
K ₂ O/Na ₂ O	7	14	30	4	16	5	14	4	8	22	9	3.86	3.2	3.06	2.59	1.83	1.90	0.60	0.64	0.96	1.00	1.02	
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.79	0.80	0.97	0.60	0.46	0.64	0.74	0.59	0.58	0.68	0.67	0.54	0.49	0.49	0.45	0.39	0.41	0.15	0.16	0.26	0.27	0.28	
Mg#	74	76	72	73	72	69	75	71	77	74	73	67	60	63	61	55	54	62	44	49	37	29	
Cs, г/г	30	32	12	31	10	18	29	25	55	27	27	37	16	31	37	34	81	1.1	1.6	2.2	1.3	1.8	
Rb	378	437	357	287	219	331	467	296	335	320	314	357	304	354	305	349	370	48	51	89	77	119	
Ba	2520	1970	2900	1770	1100	2100	4578	4711	4817	6187	5912	1739	1210	1104	1099	803	819	1332	794	1309	1737	1036	
Sr	1520	1150	1610	730	426	970	1030	680	576	778	744	647	499	578	554	514	449	2322	1142	1514	1076	608	
Nb	2.5	6.5	8.3	4.6	6	1.4	6.1	6.5	19.6	20	18	26	22	21	19.6	22	23	9.0	16.6	22.5	19.6	13.1	
Ta	0.85	0.86	1.5	0.84	1.05	0.83	0.79	0.9	1	1.04	0.84	1.74	1.61	1.59	1.65	2.53	2.6	0.6	1.1	1.3	1.7	1.1	
Zr	493	471	824	374	514	426	472	398	390	359	337	640	522	440	402	358	300	116.9	208.2	270.7	292.3	175.3	
Hf	15	16	29	12	16	12	16	13	10	9	8	17.3	14.8	13.5	12.7	10.4	10.6	3.0	5.3	6.3	6.9	5.1	
Y	42	34	36	29	26	42	31	29	32	34	33	18.6	21	14.8	15.1	15.1	14.4	18.0	28.3	19.4	20.5	8.1	
Th	83	80	64	61	66	94	83	66	44	54	45	30	28	33	34	76	49	6.5	9.2	16.6	12.3	28.5	
U	7.2	8.7	4.8	5.3	5.2	6.5	8.7	5.8	9.4	7.5	6.3	6.9	6.3	5.1	6.7	14.6	18.7	2.0	3.4	4.7	4.5	7.8	
La	150	91	145	73	80	87	93	77	82	93	89	100	88	75	71	92	71	51	52	75	54.07	44.94	
Ce	360	235	360	170	205	230	230	180	177	225	192	213	173	138	151	179	135	105	105	149	111.88	78.22	

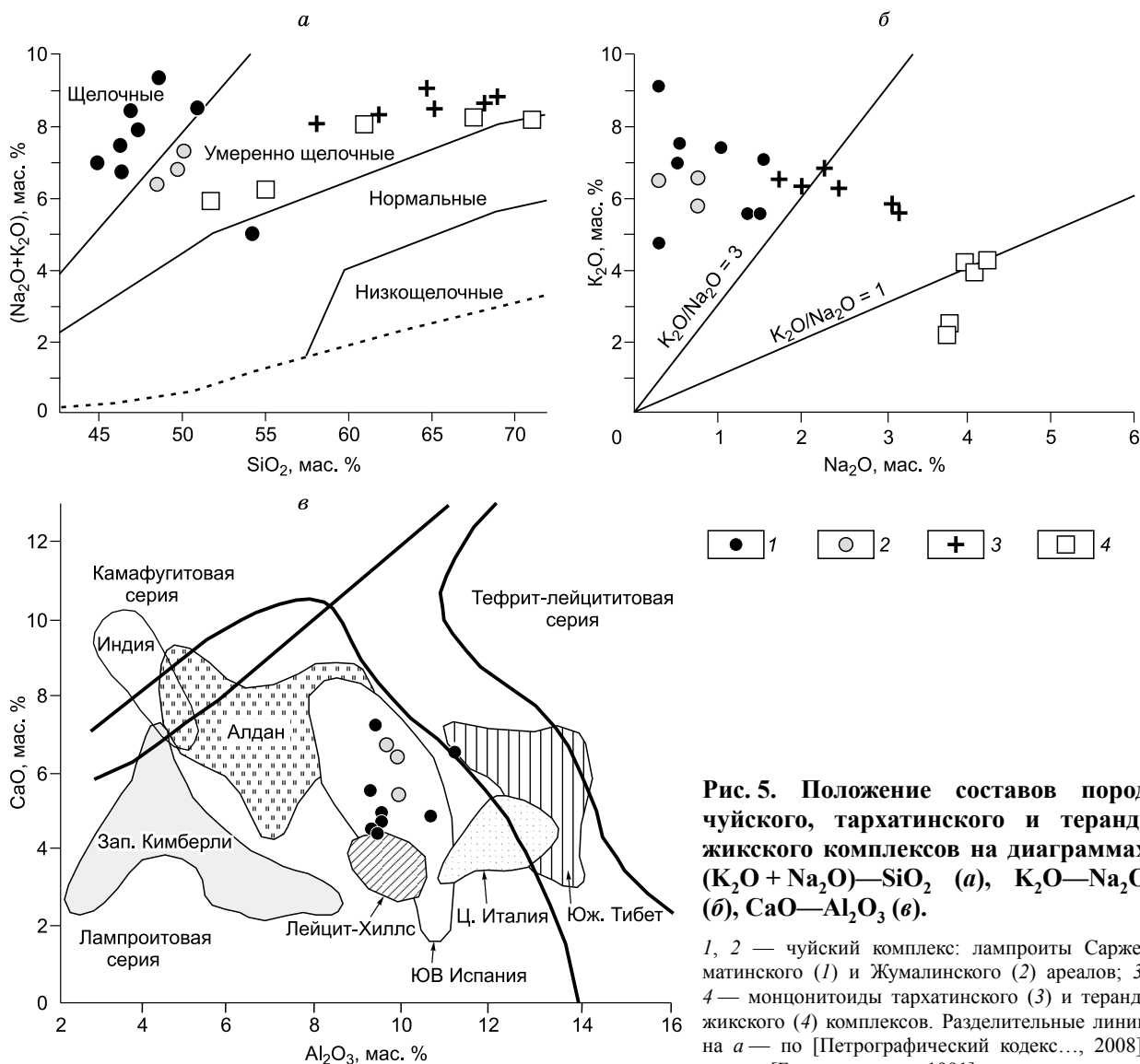


Рис. 5. Положение составов пород чуйского, тархатинского и теранджикского комплексов на диаграммах $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ (а), $K_2O - Na_2O$ (б), $CaO - Al_2O_3$ (в).

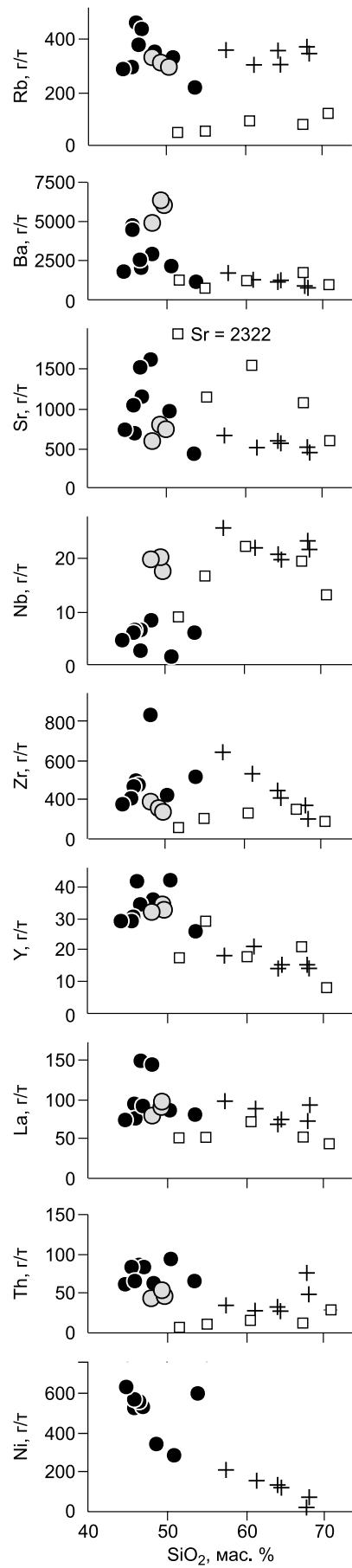
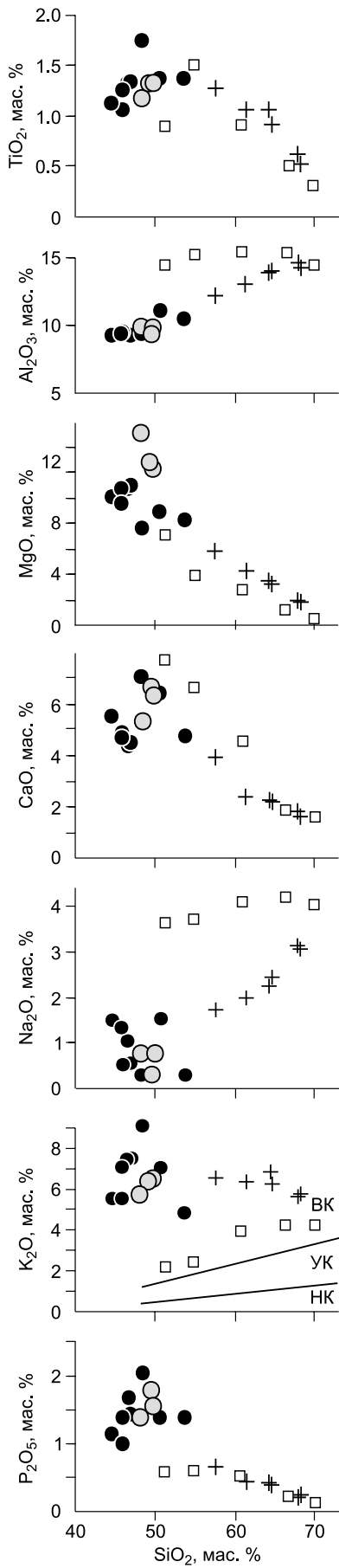
1, 2 — чуйский комплекс: лампроиты Саржематинского (1) и Жумалинского (2) ареалов; 3, 4 — монцитониты тархатинского (3) и теранджикского (4) комплексов. Разделительные линии на а — по [Петрографический кодекс..., 2008], в — по [Богатиков и др., 1991]; для сравнения по-

казаны составы лампроитов Западного Кимберли [Джейкс и др., 1989], Алдана [Davies et al., 2006], Лейцит-Хиллса [Mimejad, Bell, 2006], Индии [Chalapati Rao et al., 2004], Центральной Италии [Conticelli et al., 2007], Юго-Восточной Испании [Benito et al., 1999; Turner et al., 1999], Южного Тибета [Gao et al., 2007].

Для пород тархатинского комплекса типичны повышенный уровень концентраций LILE, HFSE, LREE, особенно Ba (~ 800—1900 г/т), Sr (~ 410—650 г/т), Zr (~ 300—640 г/т), Ce (~ 140—210 г/т), и заметная обогащенность когерентными компонентами: Cr ≈ 20—300, Ni ≈ 20—210, V ≈ 30—120 г/т, что сближает их с лампроитами чуйского комплекса. В распределении редких элементов также отмечаются аналогичные Ba-Sr-Nb-Ta-Ti минимумы и отчетливый Pb максимум, а монцитониты сопоставимы даже по содержаниям большинства несовместимых элементов (см. рис. 6, 7). Вместе с тем производным тархатинского комплекса свойственны более низкие уровни концентрации фосфора, средних и тяжелых редких земель, большая степень их дифференциации ($(La/Yb)_N = 44—62$) и наличие отрицательной Eu аномалии, увеличивающейся в ходе магматической эволюции ($Eu/Eu^* = 0.74—0.59$). В породах Теранд-

Рис. 6. Вариации петрогенных и редких элементов в лампроитах чуйского и монцитонитах тархатинского и теранджикского комплексов.

На диаграмме $SiO_2 - K_2O$ разделительные линии приведены по [Петрографический кодекс..., 2008]: ВК, УК, НК — высоко-, умеренно- и низкокальциевые соответственно. Усл. обозн. см. на рис. 5.



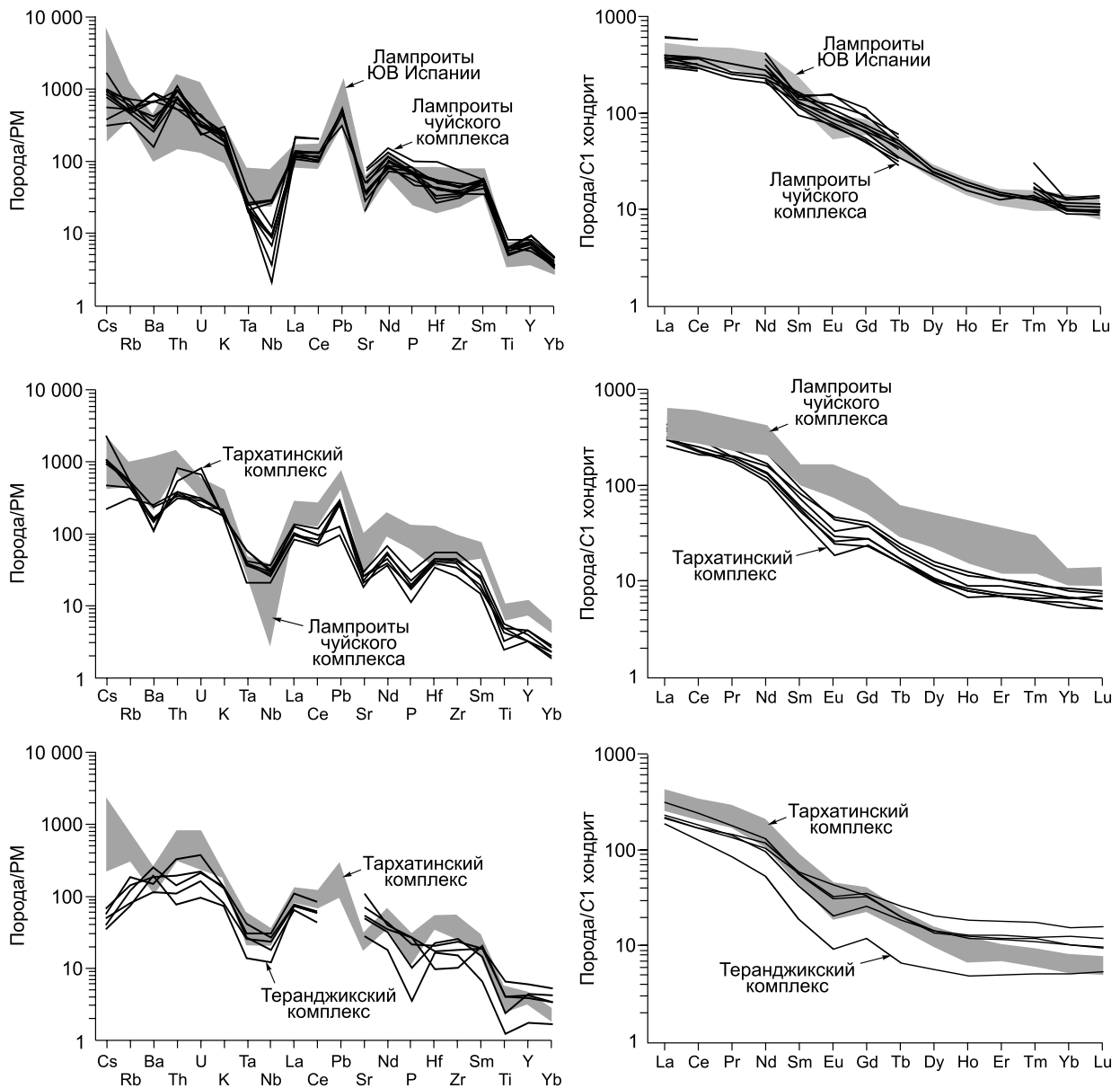


Рис. 7. Распределение редких и редкоземельных элементов в лампроитах чуйского комплекса и монцитонитах тархатинского и теранджикского комплексов.

Содержания элементов нормированы по составам примитивной мантии (PM) и C1 хондрита [Sun, McDonough, 1989]. Лампроиты Юго-Восточной Испании — [Benito et al., 1999; Turner et al., 1999; Duggen et al., 2005].

жикского плутона наблюдается сходное поведение редких элементов, но уровень концентраций некоторых из них заметно ниже (г/т): Cs (1.1—2.2), Rb (48—119), Th (6.5—28.5), U (2.0—7.8), Hf (3.0—6.9) и Zr (117—292) (см. рис. 6, 7). Отличительной чертой является повышенное содержание стронция с максимумом в габброидной интрузивной фазе (608—2322 г/т; см. табл. 1). Спектр редких земель менее дифференцирован ($(La/Yb)_N = 14—38$) и обладает последовательно возрастающей от монцогаббро к гранитам отрицательной Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 0.91—0.61$). В целом по соотношению петрогенных и редких элементов гранитоиды тархатинского и теранджикского комплексов сходны между собой и по некоторым признакам, в частности по сумме $(Zr + Nb + Ce + Y) > 350$ г/т, могут быть сопоставлены с гранитоидами А-типа.

Sr-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА

Лампроиты ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70850\text{—}0.70891$, $\epsilon_{\text{Sr}}(T) \approx 60.5\text{—}66.4$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T = 0.512157\text{—}0.512196$, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) \approx -2.6\text{—} -3.4$) и граносиениты Тархатинского массива ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.708659$, $\epsilon_{\text{Sr}}(T) = 63.1$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T = 0.512187$, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -2.78$) обладают практически идентичным изотопным составом неодима и стронция (табл. 2), что может свидетельствовать об их происхождении из родственных магматических источников. По своим $\epsilon_{\text{Nd}}\text{—}\epsilon_{\text{Sr}}$ параметрам лампроиты Горного Алтая, как и другие подобные проявления в мире, сопоставимы с обогащенными литосферными субстратами ($\epsilon_{\text{Sr}} > 0$, $\epsilon_{\text{Nd}} < 0$) типа EM1 или EM2 и отражают вероятное участие корового материала в магмогенезе (рис. 8). Лампрофировые дериваты чуйского комплекса (керсантиты и минетты) имеют сходный изотопный состав неодима $\epsilon_{\text{Nd}} = -3.55\text{—} -3.71$ [Анникова и др., 2006] и несколько менее радиогенный стронция $\epsilon_{\text{Sr}} = 47.5$ [Говердовский, Третьякова, 2011].

Среди изученных магматических пород монцогаббро, монцодиорит и граносиенит Теранджикского плутона резко отличаются своим изотопным составом ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T \approx 0.70434\text{—}0.70497$, $\epsilon_{\text{Sr}}(T) = 1.9\text{—}10.8$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T = 0.512463\text{—}0.512487$, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) \approx 2.8\text{—}3.3$). Его параметры могут указывать на первичный источник вещества в умеренно деплетированной мантии, его вероятное смешение с материалом обогащенного EM резервуара или незначительную коровую контаминацию материнского расплава.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мантийная природа лампроитов и сходных по составу лампрофиров различных геотектонических обстановок обычно не вызывает сомнений [Foley et al., 1987; Джейкс и др., 1989; Костюк и др., 1990; Богатиков и др., 1991; Mitchell, Bergman, 1991; Кононова и др., 1995; Benito et al., 1999; Conticelli et al., 2002]. При этом глубинные источники отмечаются не только для ультраосновных, но и для более кремнекислых ($\text{SiO}_2 \approx 53\text{—}63$ мас. %) разновидностей, например, лампроитов Юго-Восточной Испании и Южного Тибета [Duggen et al., 2005; Gao et al., 2007]. В качестве аргументов приводятся находки в них мантийных ксенолитов, высокие $P\text{—}T$ -параметры в экспериментах по плавлению природных образцов, обогащенность магнием, хромом и никелем пород, фемических минералов и микровключений. В связи с проявлением подобного магматизма в блоках с развитой континентальной корой предполагается также, что несвойственная деплетированной (MORB тип) и примитивной мантии насыщенность лампрои-

Таблица 2. **Изотопный состав неодима и стронция в породах чуйского, тархатинского и теранджикского комплексов**

№ образца	Порода	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
КР-6	Лампроит	25.8	141.8	0.10980	0.512329 ± 6	0.512157	-3.37
К-3	»	19.8	102.6	0.11640	0.512379 ± 4	0.512196	-2.59
8002	Граносиенит	9.7	63.1	0.0926	0.512332 ± 2	0.512187	-2.78
8-09-102/2	Монцогаббро	9.29	56.8	0.0989	0.512637 ± 2	0.512477	3.07
А-041	Монцодиорит	7.98	54.2	0.0887	0.512606 ± 3	0.512463	2.79
8-09-105/2	Граносиенит	6.4	43.6	0.0889	0.512631 ± 4	0.512487	3.27
5-451*	Монцодиорит	7.2	47	0.09238	0.512287 ± 8	0.512142	-3.65
Л-3*	Минетта	20.5	109	0.11337	0.512317 ± 9	0.512139	-3.71
8-568/3*	Керсантит	12.6	81	0.09418	0.512295 ± 9	0.512147	-3.55
№ образца	Порода	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$
КР-6	Лампроит	492	1069	1.33300	0.713442 ± 13	0.70891	66.37
К-3	»	324	673	1.39220	0.713233 ± 9	0.7085	60.53
8002	Граносиенит	319	641	1.43881	0.713571 ± 11	0.708659	63.07
8-09-102/2	Монцогаббро	51.2	2537	0.05832	0.70471 ± 3	0.704505	4.2
А-041	Монцодиорит	96	1599	0.17407	0.70558 ± 4	0.704968	10.8
8-09-105/2	Граносиенит	109	1160	0.27230	0.70530 ± 5	0.704343	1.9
1**	Минетта	—	—	—	—	0.707560	47.46

Примечание. КР-6 и К-3 — лампроиты Саржематинского и Жумалинского ареалов соответственно; 1 — минетта Юстыдского ареала; 8002, 5-451 — Тархатинский массив; 8-09-102/2, А-041, 8-09-105/2 — Теранджикский массив. Первичные изотопные отношения и величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ рассчитаны на возраст: лампрофиров, лампроиты и Тархатинский массив — 240 млн лет, Теранджикский массив — 247 млн лет.

* Анализы заимствованы из работы [Анникова и др., 2006].

** Анализ из работы [Говердовский, Третьякова, 2011].

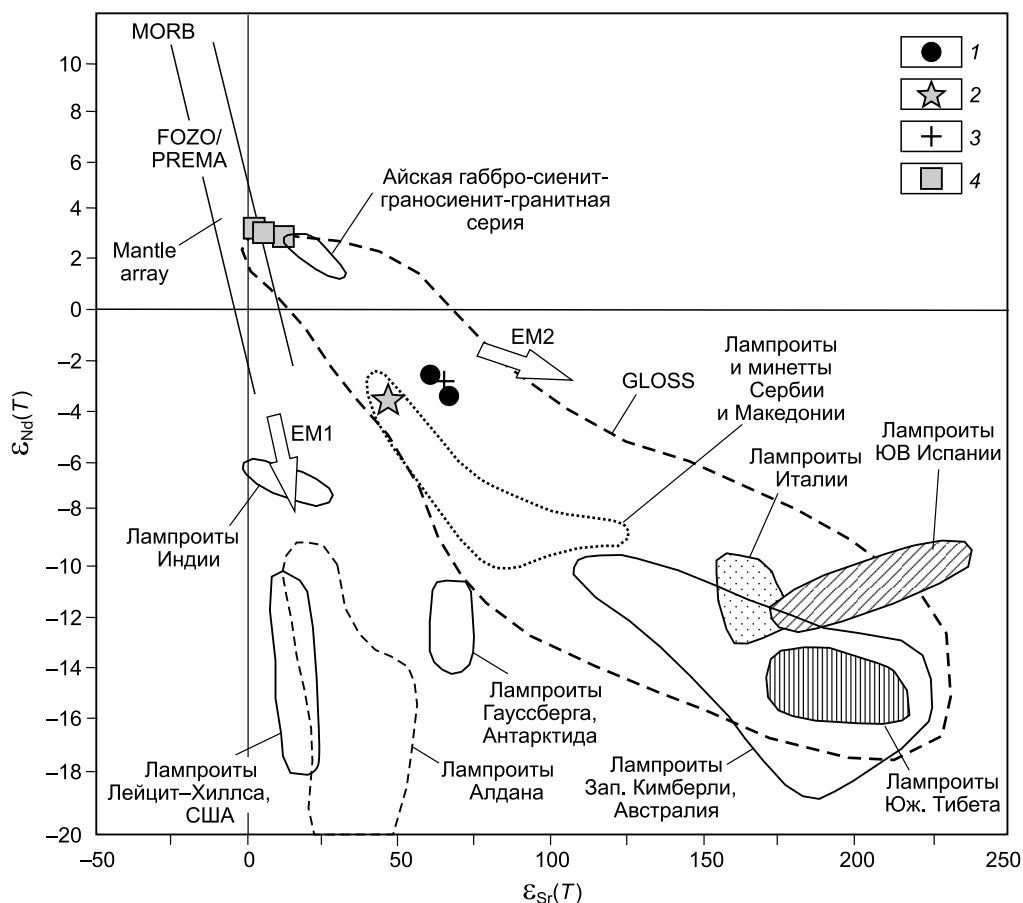


Рис. 8. Sr-Nd изотопный состав пород чуйского, тархатинского и теранджикского комплексов.

1 — лампроиты чуйского комплекса, 2 — сводный состав лампрофиров чуйского комплекса, 3 — граносиенит Тархатинского массива, 4 — монцогаббро, монцодиорит и граносиенит Теранджикского массива. Композиционные поля лампроитов мира приведены по [Conticelli, 1998; Turner et al., 1999; Conticelli et al., 2002; Murphy et al., 2002; Prelevic et al., 2004, 2008; Chalapathi Rao et al., 2004; Davies et al., 2006; Mirnejad, Bell, 2006; Gao et al., 2007]. Резервуары MORB, FOZO/PREMA, EM1, EM2 — [Zindler, Hart, 1986; Stracke et al., 2005]; поле составов субдуцируемых осадков (GLOSS — global subducting sediments) — [Plank, Langmuir, 1998]; сводный состав лампрофиров чуйского комплекса — по данным [Анникова и др., 2006; Говердовский, Третьякова, 2011]; поле составов пород айской габбро-сиенит-граносиенит-гранитной серии — [Гусев, Гусев, 2011]. Mantle array — мантийная последовательность.

тов такими гидромагматофильными элементами, как K, Rb, Ba, Cs, Th, Pb, LREE, может быть вызвана коровой контаминацией. В существующих петрогенетических моделях ее масштабы оцениваются по-разному, однако в процессах образования лампроитовых магм признается ведущая роль мантийного метасоматоза, а контаминация расплавов в верхних горизонтах литосферы имеет второстепенное значение [Turner et al., 1999; Miller et al., 1999; Hoch et al., 2001; Murphy et al., 2002; Conticelli et al., 2002; Chalapathi Rao et al., 2004; Duggen et al., 2005; Mirnejad, Bell, 2006; Alpaslan et al., 2006; Davies et al., 2006; Gao et al., 2007; Prelevic et al., 2008].

При обосновании механизмов обогащения областей магмогенерации литофильными элементами предпочтение отдается вероятным источникам в литосферной мантии [Mitchell, Edgar, 2002], которая подвергается либо воздействию просачивающихся астеносферных частичных расплавов [McKenzie, O’Nions, 1995; Gibson et al., 1995; Humphreys, Niu, 2009], либо влиянию флюидов и/или расплавов субдукционного происхождения [Nelson, 1992; Murphy et al., 2002; Guo et al., 2006; Conticelli et al., 2007]. Считается также, что при метасоматозе в деплетированных перидотитах литосферной мантии образуются жильные скопления флогопита, амфибола или апатита, обогащенные летучими и литофильными компонентами и имеющие относительно низкую температуру солидуса. Их совместное с перидотитами частичное плавление приводит к генерации гибридной магмы, состав которой зависит от доли участия разного материала [Foley, 1992; Mitchell, Edgar, 2002].

Источники лампроитов чуйского комплекса

Для лампроитов чуйского комплекса характерно значительно более высокое содержание LILE, HFSE (исключая Nb и Ta) и LREE по сравнению с ниже- и верхнекоровыми образованиями (рис. 9). Наряду с низкими концентрациями Al_2O_3 и Na_2O и отсутствием в составе пород положительной корреляции SiO_2 с Rb, Ba, La и Th такой уровень обогащенности литофильными элементами в большей степени отражает композиционные особенности мантийного источника родоначальной магмы, а не эффекты ее коровой контаминации. Это подтверждается повышенными концентрациями Cr, Ni в лампроитах и их высокой магниальностью ($Mg\# \approx 69-77$), которая сопоставима с показателем $Mg\# > 68$ в первичных мантийных расплавах [Frey et al., 1978].

Геохимические особенности лампроитов Горного Алтая позволяют предполагать формирование их магматического источника в обогащенной литосферной мантии EM типа при непосредственном участии субдукционных процессов. По характеру распределения редких элементов (повышенные LILE/HFSE, Ta-Nb-Ti минимумы, Pb максимум) породы значительно отличаются от среднего состава внутриплитных OIB, но проявляют сходство с магматическими ассоциациями активных окраин континентов и комплементарность с нормированным спектром субдуцируемых осадков GLOSS (Global Subducting Sediments) (см. рис. 9). Признаками субдукционной природы источника вещества лампроитов могут служить низкие величины $Ce/Pb (< 10)$, типичные для пелагических осадков и слаб-производных флюидов, а также повышенные значения $(Hf/Sm)_{PM} > 0.4$, свойственные модифицированному субстрату «мантийного клина» (рис. 10, а, б). Вероятный состав источника лампроитовой магмы по соотношениям Th/Ce и Th/Sm (см. рис. 10, в) предусматривает смешение материала N-MORB+GLOSS с долей океанических осадков до 6—14 %.

На основании высоких концентраций K, Rb и Ba в лампроитах чуйского комплекса можно предполагать наличие в магомгенирующем субстрате таких калиевых минералов, как флогопит и/или Камфибол. Принимая во внимание особенности редкоземельного состава пород, которые допускают низкую степень частичного плавления мантийных перидотитов, содержащих флогопит, и возможность смешения их вещества (см. рис. 10, г), магматический очаг должен был находиться на глубине не менее 70 км в зоне фациального перехода от шпинелевых к гранатовым разновидностям.

Гетерогенность источника лампроитов Горного Алтая отчетливо проявлена на изотопном уровне (см. рис. 8, 11). Установленные в них зависимости между величинами $\epsilon_{Sr}(T)$ и $\epsilon_{Nd}(T)$, первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ предполагают смешение вещества резервуаров обогащенной мантии EM1 и EM2 с ~ 20 %-й долей компонента EM1. По этому признаку изученные породы обладают большим сходством с составами платформенных комплексов Алдана, Лейцит-Хиллса, Гауссберга по сравнению с геохимически однотипными «орогенными» лампроитами Средиземноморья и Тибета, для которых характерно доминирование вещества EM2 в магматическом источнике (см. рис. 11). Вместе с тем с последними их сближает наличие в составе общего гипотетического компонента SALATHO (Sm-La-Th), практического отсутствующего в «анорогенных» ассоциациях (рис. 12). Его выделение обусловлено существованием ярко выраженной и необычной положи-

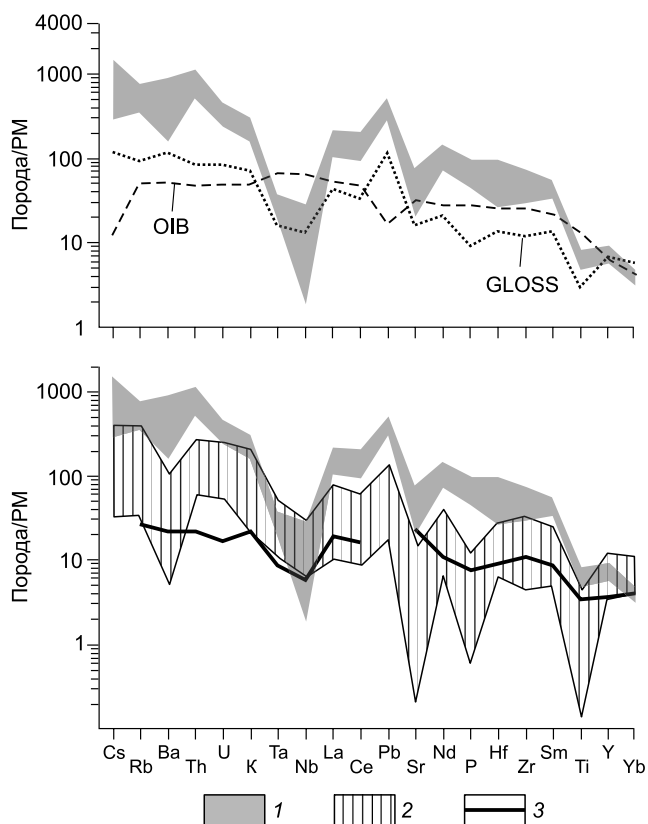


Рис. 9. Распределение несовместимых элементов в лампроитах чуйского комплекса и коровых образованиях юго-восточной части Горного Алтая и Китайского Алтая.

1 — лампроиты чуйского комплекса, 2 — верхнекоровые образования юго-востока Горного Алтая, 3 — нижнекоровые гранулиты Китайского Алтая. Составы верхнекоровых образований Горного Алтая (кембро-ордовикские турбидиты, раннедевонские вулканиты) — [Государственная..., 2010]; состав нижнекоровых гранулитов Китайского Алтая — [Li et al., 2004]; составы OIB и примитивной мантии — [Sun, McDonough, 1989]; средний состав GLOSS — [Plank, Langmuir, 1998].

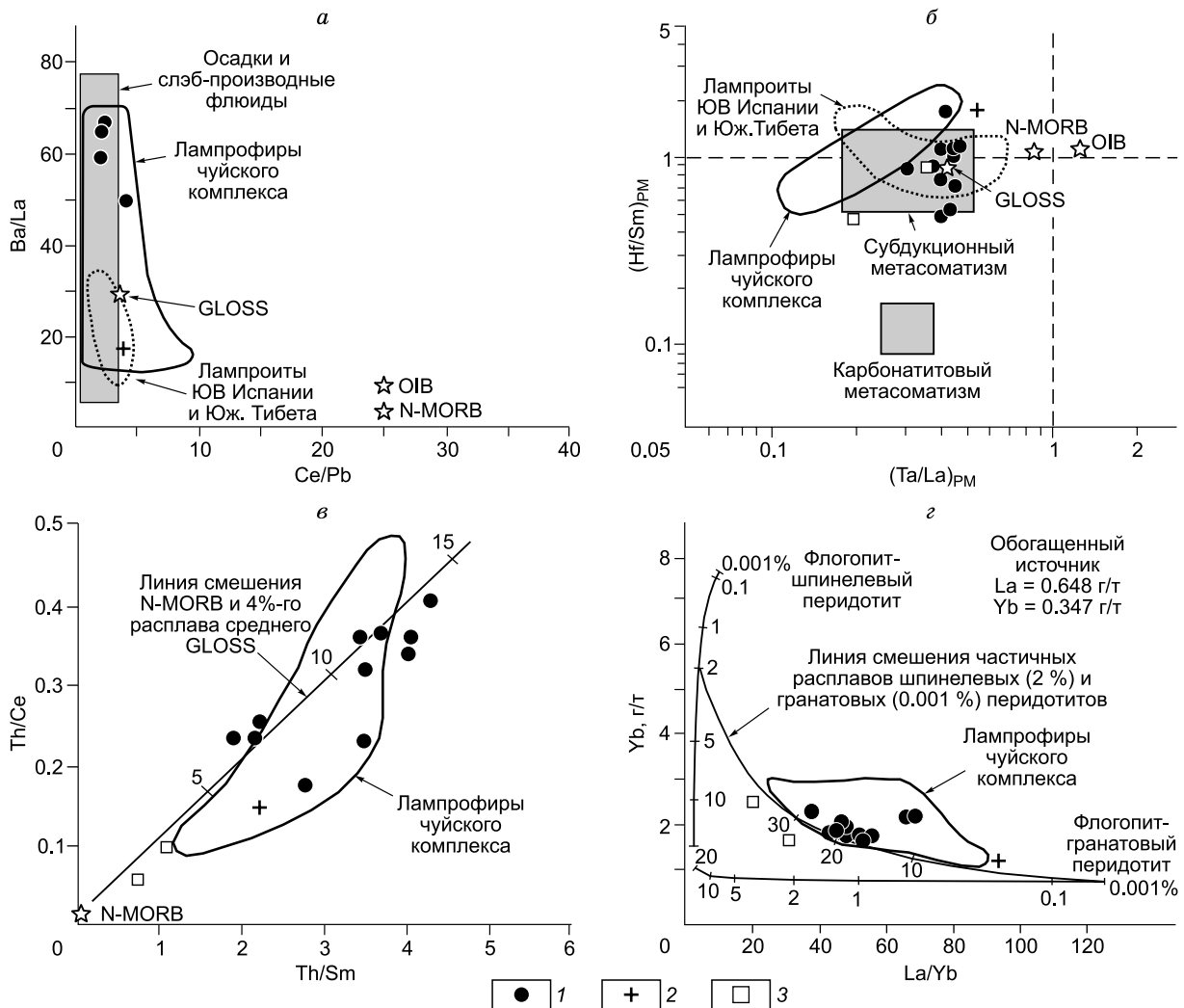


Рис. 10. Соотношения несовместимых элементов в лампроитах чуйского и монцитонитах тархатинского и теранджикского комплексов.

1 — лампроиты; 2 — монцитонит Тархатинского массива; 3 — монцогаббро и монцитонит Теранджикского массива. Композиционные поля лампрофиров чуйского комплекса — по данным [Васюкова и др., 2011]; средние составы N-MORB, PM, OIB — [Sun, McDonough, 1989], GLOSS — [Plank, Langmuir, 1998], композиционное поле осадков и слэб-производных флюидов — [Kerpler, 1996; Ayers, 1998], составы лампроитов Южного Тибета и Юго-Восточной Испании — [Gao et al., 2007] и [Duggen et al., 2005] соответственно. Диаграмма б — по [La Fleche et al., 1998], штриховыми линиями показан состав PM; в — линия смешения N-MORB и 4%-го расплава среднего GLOSS, по [Guo et al., 2006]: отметки с цифрами — доля расплава осадков в источнике (%); г — по [Miller et al., 1999].

тельной корреляции между отношениями Th/La и Sm/La в лампроитах Средиземноморья и Тибета [Tommasini et al., 2011; Prelevic et al., 2012]. В качестве причины ее возникновения рассматривается возможность поступления в источник/расплав материала лавсонит-цоизит/эпидотовых сегрегаций, причем образование последних, как это следует из анализа Pb изотопных соотношений в породах, должно предвещать начало плавления источника не менее чем за сотни миллионов лет. Отсутствие подобной корреляции в лампроитах кратонов (см. рис. 12) дает основание связывать образование SALATHO с геодинамическими условиями, а именно с процессами метаморфизма в коллизионной обстановке. В случае дайковых пород чуйского комплекса потенциальным протолитом такого дополнительного компонента могли быть кембро-ордовикские терригенные отложения горноалтайской серии, широко распространенные в юго-восточной части Горного Алтая и неравномерно метаморфизованные до уровня эпидот-амфиболитовой фации (курайский, южно-чуйский метаморфические комплексы). Косвенно с этим согласуются изотопные составы неодима и стронция лампроитов, которые совместимы с линией изо-

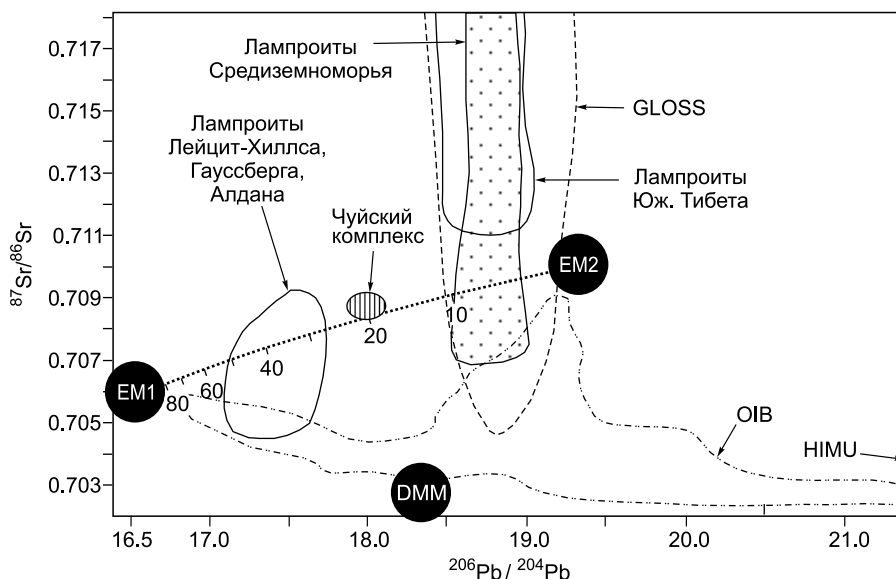


Рис. 11. Соотношения изотопов Sr и Pb в породах чуйского комплекса.

На диаграмме приведен сводный состав чуйского комплекса: отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в минеттах — [Борисенко и др., 1991], $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — в лампроитах Саржематинского и Жумалинского ареалов. Составы резервуаров DMM, EM1, EM2, HIMU, композиционного поля OIB — по [Hofmann, 2003; Lustrino, Dallai, 2003; Workman et al., 2004; Workman, Hart, 2005]; поле GLOSS — по [Plank, Langmuir, 1998]. Для сравнения показаны составы лампроитов Лейцит-Хиллса, Гауссберга, Алдана, по [Davies et al., 2006], Средиземноморья, по [Prelevic et al., 2008], Южного Тибета, по [Gao et al., 2007]. Отметки с цифрами на линии смешения EM1—EM2 — доля компонента EM1 в смеси (%).

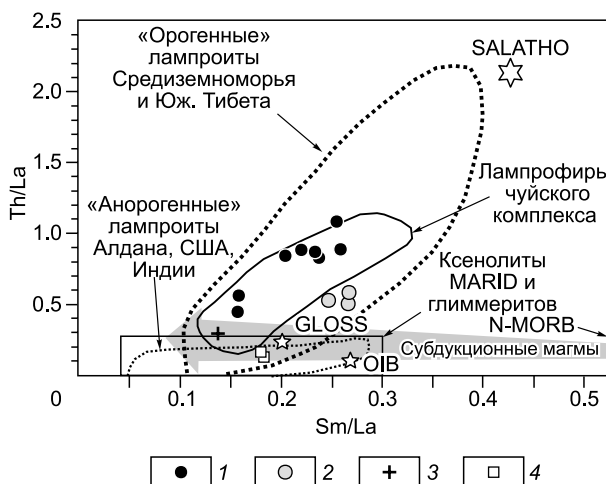
топного смешения деплетированной мантии и метаосадочных пород формации Хабахе (Habahe) — аналога горноалтайской серии на территории Китайского Алтая (рис. 13).

Природа монцониитоидных интрузий

Сходство геологической позиции и геохимических признаков, а также практически синхронное внедрение изученных лампроитов и монцониитоидов предполагают их когенетичность и вероятное родство источников вещества. При этом монцодиориты Тархатинского массива обладают менее высокой магнезиальностью ($\text{Mg}\# = 67$), что свидетельствует о дифференцированном характере материнского расплава. Его возникновение могло быть обусловлено фракционированием щелочно-базальтоидной (лампроитовой) магмы или более низкой степенью частичного плавления протолита. Согласованные вариации петрогенных и редких элементов (см. рис. 6, 7), наблюдаемые в породах, позволяют допустить формирование монцодиоритов путем дифференциации, например, родоначального расплава

Рис. 12. Положительная корреляция Th/La и Sm/La в лампроитах и лампрофирах чуйского комплекса.

1, 2 — лампроиты Саржематинского (1) и Жумалинского (2) ареалов; 3 — монцодиорит Тархатинского массива; 4 — монцогаббро и монцитит Теранджикского массива. Поле лампрофиров чуйского комплекса (16 образцов) — по данным [Васюкова и др., 2011]; состав гипотетического корового компонента SALATHO и тренд субдукционных магм — [Tommasini et al., 2011]; лампроиты Средиземноморья и Южного Тибета — [Tommasini et al., 2011; Prelevic et al., 2012]; Алдана, США, Индии — [Davies et al., 2006; Mirnejad, Bell, 2006; Chakrabarti et al., 2007; Cullers, Berendsen, 2011]; ксенолиты MARID и глиммеритов — [Gregoire et al., 2002]; средние составы GLOSS, по [Plank, Langmuir, 1998], OIB и N-MORB, по [Sun, McDonough, 1989].



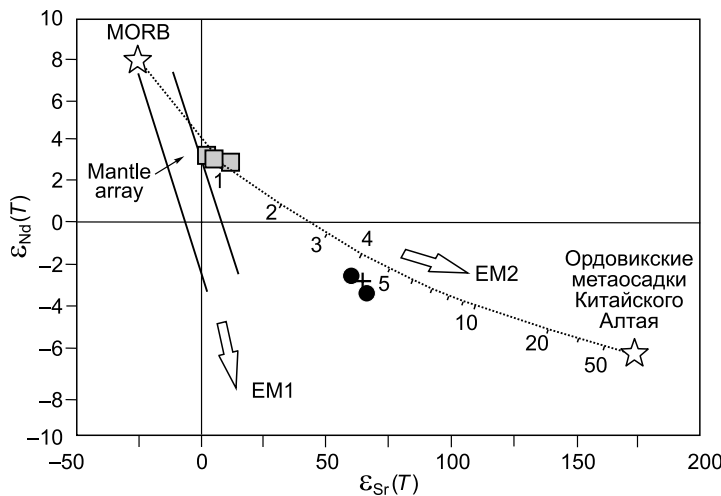


Рис. 13. Диаграмма изотопного смешения ордовикских метаосадков Китайского Алтая и деплетированной мантии MORB.

Параметры осадков [Chen, Jahn, 2002] и деплетированной мантии MORB [Workman, Hart, 2005] рассчитаны на момент времени 240 млн л.н. Отметки с цифрами на линии смешения — доля вещества осадков в источнике (%). Усл. обозн. см. на рис. 8.

тоянной [Turner et al., 1996; Guo et al., 2006], то более высокое значение $La/Yb \approx 87$ в монцодиоритах по сравнению с лампроитами ($\sim 37-65$) может указывать на их автономность и низкую степень парциального плавления магмогенерирующего субстрата. Образование монцодиоритового расплава за счет коровой контаминации лампроитовой магмы выглядит маловероятным. Об этом свидетельствуют сходство Sr-Nd изотопного состава пород тархатинского комплекса и лампроитов, а также уровень содержания HREE в возможных коровых контаминантах (рис. 14), который либо превышает, либо сопоставим с концентрациями в лампроитах, что не может обеспечить распределение HREE, установленное в монцодиоритах.

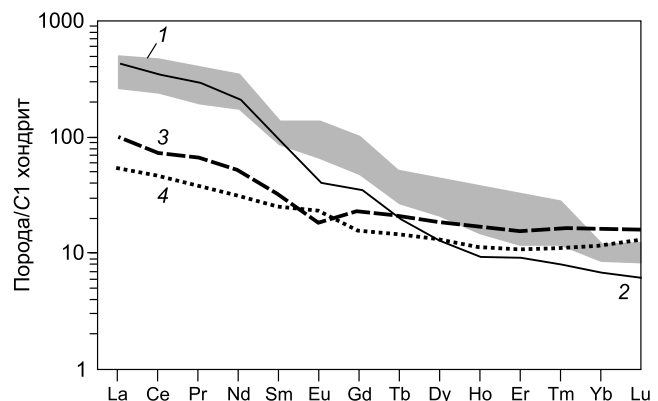
Несмотря на повышенную калиевость пород теранджикского комплекса, более низкий общий уровень концентраций в них несовместимых элементов (Cs, Rb, K, Th, U, Zr, Hf) и большая радиогенность изотопного состава неодима по сравнению с монцонитоидами Тархатинского интрузива и лампроитами указывают на доминирование в их источнике вещества деплетированной мантии. Косвенным подтверждением этого является соотношение $Th/Ce-Th/Sm$ в породах Теранджикского плутона, сопоставимое с компонентом N-MORB при его незначительном смешении с расплавом GLOSS. Предположительно генерация родоначальной магмы теранджикского комплекса происходила на менее глубинном уровне, чем расплавы лампроитов и монцонитоидов Тархатинского интрузива, в условиях шпинелевой фации и при большей степени плавления ($La/Yb \approx 20-29$, см. рис. 10, з). Выявленные Sr-Nd изотопные особенности пород Теранджикского плутона (см. рис. 13) позволяют рассматривать обогащение их источника материалом субдуцированных осадков горноалтайской серии, но за счет характера парциального плавления его доля в родоначальной магме значительно меньше, чем в производных чуйского и тархатинского комплексов.

Геодинамические условия формирования чуйского, тархатинского и теранджикского комплексов

Геодинамический режим образования изученных малых интрузий трактуется неоднозначно. По времени внедрения они приурочены к завершающему этапу (пермь—ранний триас [Владимиров и др., 2005]) эволюции Алтайского орогена, возникшего в результате коллизии Казахстанского и Сибирского

Рис. 14. Сравнение редкоземельных составов пород чуйского и тархатинского комплексов, кембро-ордовикских турбидитов Горного Алтая и гранулитов Китайского Алтая.

1 — лампроиты чуйского комплекса; 2 — монцодиорит Тархатинского массива; 3 — средний состав кембро-ордовикских турбидитов (верхняя кора), 4 — средний состав мафических гранулитов Китайского Алтая (нижняя кора). Состав кембро-ордовикских турбидитов — [Государственная..., 2010], мафических гранулитов Китайского Алтая — [Li et al., 2004]. Нормирование по составу C1 хондрита — [Sun, McDonough, 1989].



континентов в позднем палеозое (пик коллизионных событий 322—319 млн лет [Куйбида и др., 2013]), и могут рассматриваться как постколлизионные [Довгаль и др., 2004]. В этом случае раннемезозойские магматические события в Горном Алтае могли отражать заключительную стадию в закономерной последовательности развития коллизионной системы: коллапс — отрыв слэба — астеносферный диапиризм в «окно слэба» и поднятие геоизотерм — смена режима сжатия на режим растяжения с преимущественно сдвигораздвиговыми тектоническими движениями — декомпрессионное плавление литосферных мантийных субстратов. С другой стороны, лампрофир-лампроит-монцонитоидный магматизм Горного Алтая хронологически сопоставим с пермско-триасовым (~ 250 млн лет) пиком активности Северо-Азиатского (Сибирского) суперплюма, контролировавшего магматическую деятельность на обширной территории Северной и Центральной Азии в течение всего фанерозоя [Ярмолюк и др., 2000; Добрецов, 2005]. В западной части АССО с его деятельностью синхронизируется образование траппов Кузбасса (~ 250 млн лет [Федосеев и др., 2005]) и долеритов терехтинского комплекса в Горном Алтае (~ 260—280 млн лет [Михалева, 1963; Крук и др., 1999]). Это обстоятельство позволило высказать предположение о плюмовой природе рассматриваемых комплексов [Владимиров и др., 2005; Борисенко и др., 2006]. Приведенные выше гипотезы, на наш взгляд, выглядят равновероятными. Вместе с тем следует отметить, что геохимические особенности изученных лампроит-лампрофировой и монцонитоидной породных серий не позволяют предполагать для этой ассоциации непосредственно плюмовый магматический источник, производные которого, как считается, должны иметь характеристики ОИВ типа (см. рис. 9). Исходя из этого, формирование чуйского, тархатинского и теранджикского комплексов, вероятнее всего, было связано с воздействием (в первую очередь термальным) Сибирского плюма на литосферную мантию коллизионного орогена.

Таким образом, проведенные исследования лампроитов чуйского, монцонитоидов тархатинского и теранджикского комплексов на основе геологических, геохимических и изотопных данных позволяют сделать следующие главные выводы.

1. Ассоциация лампроитов, лампрофиров и монцонитоидов Горного Алтая представляет собой производную ранне-, среднетриасового магматизма АССО, развитие которого происходило в результате воздействия плюма на структурно-вещественные комплексы уже сформированного орогена.

2. Лампроиты чуйского комплекса по геохимическим и изотопным параметрам сопоставимы с лампроитами Средиземноморского пояса и Тибета и могут рассматриваться как аналоги в генетическом и геодинамическом отношении. Их вероятный обогащенный магматический источник располагался в гетерогенном мантийном субстрате на уровне переходной зоны между шпинелевой и гранатовой фациями.

3. Монцонитоиды тархатинского и теранджикского комплексов по вещественным показателям близки лампроитам и лампрофирам, что наряду с одинаковыми геологической позицией и возрастом позволяет объединить их в единую когенетичную серию (комплекс). При этом предполагается, что родоначальный расплав теранджикских пород формировался из менее глубинного источника и при большей степени плавления.

Авторы благодарны сотрудникам ИГМ СО РАН, ТГУ, ИГХ СО РАН, ИГГД РАН и ВСЕГЕИ за участие в исследованиях.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект 1013) и программы повышения конкурентоспособности Томского государственного университета 2013—2020 гг.

ЛИТЕРАТУРА

Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Журавлев Д.З., Крук Н.Н., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Мороз Е.Н., Палесский С.В., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Сергеев С.А. U-Pb, ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы, Южный Алтай // *Петрология*, 2006, т. 14, № 1, с. 90—108.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А., Махоткин И.Л., Новгородова М.И., Соловова И.П., Галускин Е.В., Ганеев И.И., Гирнис А.В., Еремеев Н.В., Когарко Л.Н., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А., Наумов В.Б., Сапожникова Е.Н. Лампроиты. М., Наука, 1991, 300 с.

Борисенко А.С., Скуридин В.А., Оболенский А.А., Троицкий В.А., Чернышев И.В., Пономарчук В.А., Goverдовский В.А. Проблемы связи эндогенного оруденения с магматизмом в рудном районе Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии // *Изотопные исследования процессов рудообразования*. Новосибирск, Наука, 1991, с. 151—170.

Борисенко А.С., Goverдовский В.А., Пономарчук В.А., Наумов Е.А., Задорожный М.В., Широкых И.Н. Возраст золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской орогенной области // *Вест. Том. ун-та*, 2003, № 3 (III), с. 216—217.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.

Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Васюкова Е.А., Травин А.В., Говердовский В.А., Гусев Н.И. Возраст лампрофиров Алтая и северо-запада Монголии и их соотношения с другими типами магматизма и оруденением // Геология и минерагения Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2010, с. 143—149.

Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Сухоруков В.П., Чан Туан Ань. Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофиров Горного Алтая // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2001—2021.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимиров В.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Анникова И.Ю., Травин А.В., Савиных Я.В., Палесский С.В. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюм-тектоники // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., ГЕОС, 2005, с. 277—308.

Войтенко Н.Н. Составы слюд лампроитоподобных пород // Труды Второй Сибирской Международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2004, с. 38—39.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И., Поляков Г.В., Аношин Г.Н. Геологическая позиция и вещественный состав ультракалиевых пород Горного Алтая // Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания «Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы». Т. 1. Сыктывкар, ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2000, с. 41—44.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Поляков Г.В., Изох А.Э., Крупчатников В.И., Травин А.В., Войтенко Н.Н. Ag-Ag изотопный возраст лампроитовых даек чуйского комплекса, Горный Алтай // ДАН, 2004, т. 399, № 4, с. 1—4.

Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-45-XXIII, XXIX. Объяснительная записка // М.А. Черноморский, З.В. Мусиенко, Н.П. Трифонов, О.А. Раковец. М., Недра, 1965, 80 с.

Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Поляков Г.В., Аношин Г.Н. Геохимические особенности ультракалиевых пород Горного Алтая // Тезисы докладов XIX семинара «Геохимия магматических пород». М., ГЕОХИ РАН, 2000, с. 42—43.

Говердовский В.А., Третьякова И.Г. Геологическое строение, магматизм и металлогения Юстыдского рудного узла Алтая. Горно-Алтайск, Изд-во «Высоцкая», 2011, 248 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд. второе. Серия Алтайская. Лист М-45-XXIII, XXIX (Кош-Агач). Объяснительная записка // А.Л. Пономарев, В.И. Крупчатников, В.А. Кривчиков, О.М. Попова. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010, 293 с.

Гусев А.И., Гусев А.А. Шошонитовые гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим и оруденение. Бийск, Изд-во АГАО им. В.М. Шукшина, 2011, 128 с.

Джейкс А., Льюис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. Пер. с англ. М., Мир, 1989, 430 с.

Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.

Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 5—19.

Довгаль В.Н., Изох А.Э., Поляков Г.В., Телешев А.Е. Тектоническое положение и особенности состава ультракалиевых ультрабазит-базитовых магматических комплексов складчатых областей (на примере Алтае-Саянского и других регионов) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1102—1113.

Долгушина А.А., Мариич И.В. Петрохимические особенности Тархатинского массива (Горный Алтай) // Магматические формации складчатых регионов. Элиста, Изд-во Калмыцкого ун-та, 1975, с. 32—46.

Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А., Мюс-Шумахер У., Келлер Й. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника, 1995, № 3, с. 35—45.

Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 1990, 239 с.

Крук Н.Н., Титов А.В., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Внутреннее строение и петрология айской сиенит-граносиенит-гранитной серии (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (8), с. 1072—1084.

Крук Н.Н., Плотников А.В., Владимиров А.Г., Кутолин В.А. Геохимия и геодинамические условия формирования траппов Кузбасса // ДАН, 1999, т. 369, № 6, с. 812—815.

Крупчатников В.И., Гертнер И.Ф., Врублевский В.В. Лампроитоподобные породы Горного Алтая // Материалы конференции «Актуальные вопросы геологии и географии Сибири». Томск, Изд-во Том. ун-та, 1998, с. 204—206.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Мурзин О.В., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Кирилова Т.И., Травин А.В. Геологическая позиция, возраст и петрогенезис плагиогранитов северной части Рудного Алтая // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1668—1684.

Куйбида Я.В., Владимиров В.Г., Крук Н.Н., Травин А.В. Основные рубежи тектонической эволюции Курайского блока в раннем—среднем палеозое (Горный Алтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Т. 1. Иркутск, Ин-т географии СО РАН, 2009, с. 159—161.

Михалева Л.А. Малые интрузии Теректинского хребта и их роль в металлогении // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1963, с. 155—242.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИПС-МС) // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085—1091.

Оболенская Р.В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск, Наука, 1971, 147 с.

Павлова Г.Г., Борисенко А.С., Говердовский В.А., Травин А.В., Жукова И.А., Третьякова И.Г. Пермотриасовый магматизм и Ag-Sb оруденение Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 720—733.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. второе / Ред. Н.П. Михайлов. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2008, 200 с.

Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (курайский метаморфический комплекс). Томск, Изд-во Том. ун-та, 1968, 328 с.

Семенов И.В., Крук Н.Н., Травин А.В., Куйбида Я.В., Куйбида М.Л. Геологическая позиция, состав и возраст Теранжикского габбро-гранитоидного интрузива (Горный Алтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания (г. Иркутск, 14—17 октября 2010 г.). Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010, с. 75—77.

Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. Томск, Изд-во STT, 2008, 452 с.

Федосеев Г.С., Сотников В.И., Рихванов Л.П. Геохимия и геохронология пермотриасовых базитов северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (3), с. 289—302.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 187 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

Alpaslan M., Boztugy D., Frei R., Temel A., Kurt M.A. Geochemical and Pb-Sr-Nd isotopic composition of the ultrapotassic volcanic rocks from the extension-related Camardi-Ulukisla basin, Nigde Province, Central Anatolia, Turkey // J. Asian Earth Sci., 2006, v. 27, p. 613—627.

Ayers J. Trace element modeling of aqueous fluid — peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones // Contr. Miner. Petrol., 1998, v. 132, p. 390—404.

Benito R., López-Ruiz J., Cebriá J.M., Hertogen J., Doblas M., Oyarzun R., Demaiffe D. Sr and O isotope constrains on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain // Lithos, 1999, v. 46, p. 773—802.

Chakrabarti R., Basu A.R., Paul D.K. Nd-Hf-Sr-Pb isotopes and trace element geochemistry of Proterozoic lamproites from southern India: Subducted komatiite in the source // Chem. Geol., 2007, v. 236, p. 291—302.

Chalapathi Rao N.V., Gibson S.A., Pyle D.M., Dickin A.P. Petrogenesis of proterozoic lamproites and kimberlites from the Cuddapah basin and Dharwar craton, Southern India // J. Petrol., 2004, v. 45, № 5, p. 907—948.

Chen B., Jahn B.-M. Geochemical and isotopic studies of the sedimentary and granitic rocks of the Altai orogen of northwest China and their tectonic implications // Geol. Mag., 2002, v. 139, № 1, p. 1—13.

Conticelli S. The effect of crustal contamination on ultrapotassic magmas with lamproitic affinity: mineralogical, geochemical and isotope data from the Torre Alfina lavas and xenoliths, Central Italy // Chem. Geol., 1998, v. 149, p. 51—81.

Conticelli S., D'Antonio M., Pinarelli L., Civetta L. Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr-Nd-Pb isotope data from Roman Province and Southern Tuscany // *Miner. Petrol.*, 2002, v. 74, № 2—4, p. 189—222.

Conticelli S., Carlson R.W., Widom E., Serri G. Chemical and isotopic composition (Os, Pb, Nd and Sr) of Neogene to Quaternary calc-alkalic, shoshonitic, and ultrapotassic mafic rocks from the Italian peninsula: inferences on the nature of their mantle sources // *Geol. Soc. Amer.*, 2007, Spec. Pap. 418, p. 171—202.

Cullers R.L., Berendsen P. Mineralogical and Chemical Evolution of Lamproites in Woodson and Wilson Counties // *Kansas Geol. Survey*, 2011, Tech. Ser. 22, p. 1—38.

Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L., Nowell G.M., Pearson D.G. Trace element and Sr-Pb-Nd-Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, № 6, p. 1119—1146.

Duggen S., Hoernle K., van den Bogaard P., Garbe-Schonberg D. Post-collisional transition from subduction to intraplate-type magmatism in the Westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere // *J. Petrol.*, 2005, v. 46, № 6, p. 1155—1201.

Foley S.F. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas // *Lithos*, 1992, v. 28, p. 435—453.

Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L. The ultrapotassic rocks: characteristics classification and constraints for petrogenetic models // *Earth Sci. Rev.*, 1987, v. 24, p. 81—134.

Frey F.A., Green D.H., Roy S.D. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data // *J. Petrol.*, 1978, v. 19, № 3, p. 463—513.

Gao Y., Hou Z., Kamber B.S., Wei R., Meng X., Zhao R. Lamproitic rocks from a continental collision zone: evidence for recycling of subducted Tethyan oceanic sediments in the mantle beneath Southern Tibet // *J. Petrol.*, 2007, v. 48, № 4, p. 729—752.

Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P., Leonardos O.H. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 136, p. 149—165.

Grégoire M., Bell D.R., Le Roex A.P. Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited // *Contr. Miner. Petrol.*, 2002, v. 142, p. 603—625.

Guo Z., Wilson M., Liu J., Mao Q. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism of the Northern Tibetan Plateau: constraints on characteristics of the Mantle source, geodynamic setting and uplift mechanisms // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, № 6, p. 1177—1220.

Hoch M., Rehkamper M., Tobsghall H.J. Sr, Nd, Pb and O isotopes of minettes from Schirmacher Oasis, East Antarctica: a case of mantle metasomatism involving subducted continental material // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, № 7, p. 1387—1400.

Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // *Treatise on geochemistry: The mantle and core* / Eds. R.W. Carlson, H.D. Holland, K.K. Turekian. New York, Elsevier, 2003, p. 61—101.

Humphreys E.R., Niu Y. On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 118—136.

Jargalan S., Fujimaki H., Ohba T. Petrologic characteristics and Rb-Sr age dating of lamprophyre dikes of Tsagaan Tsahir Uul gold deposit, Mongolia // *J. Miner. Petrol. Sci.*, 2007, v. 102, p. 163—173.

Kepler H. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids // *Nature*, 1996, v. 380, p. 237—240.

La Fleche M.R., Camire G., Jenner G.A. Geochemistry of post-Adian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Quebec, Canada // *Chem. Geol.*, 1998, v. 148, p. 115—136.

Li Z., Chen H., Yang Sh., Dong Ch., Xiao W. Petrology, geochemistry and geodynamics of basic granulite from the Altay area, North Xinjiang, China // *J. Zhejiang University Sci.*, 2004, v. 5, № 8, p. 979—984.

Lustrino M., Dallai L. On the origin of EM-I end-member // *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 2003, Abhandlungen 179, p. 85—100.

McKenzie D., O'Nions R.K. The source regions of oceanic island basalts // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, № 1, p. 133—159.

Miller C., Schuster R., Klotzli U., Frank W., Purtscheller F. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, № 9, p. 1399—1424.

- Mirnejad H., Bell K.** Origin and source evolution of the Leucite Hills lamproites: evidence from Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, № 12, p. 2463—2489.
- Mitchell R.H., Bergman S.C.** Petrology of lamproites. New York, Plenum Press, 1991, 447 p.
- Mitchell R.H., Edgar A.D.** Melting experiments on SiO₂-rich lamproites to 6.4 GPa and their bearing on the sources of lamproite magmas // *Miner. Petrol.*, 2002, v. 74, p. 115—128.
- Murphy D.T., Collerson K.D., Kamber B.S.** Lamproites from Gaussberg, Antarctica: possible transition zone melts of Archaean subducted sediments // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, № 6, p. 981—1001.
- Nelson D.R.** Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis // *Lithos*, 1992, v. 28, p. 403—420.
- Plank T., Langmuir C.H.** The chemical composition of subducting sediments: implications for the crust and mantle // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 325—394.
- Prelevic D., Foley S.F., Cvetkovic V., Romer R.L.** Origin of minette by mixing of lamproite and dacite magmas in Veliki Majdan, Serbia // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, № 4, p. 759—792.
- Prelevic D., Foley S.F., Romer R., Conticelli S.** Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2008, v. 72, p. 2125—2156.
- Prelevic D., Akal C., Foley S.F., Romer R.L., Stracke A., van Den Bogaard P.** Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of southwestern Anatolia, Turkey // *J. Petrol.*, 2012, v. 53, № 5, p. 1019—1055.
- Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R.** FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2005, v. 6, № 5, doi:10.1029/2004GC000824.
- Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.
- Tommasini S., Conticelli S., Avanzinelli R.** The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 301, p. 469—478.
- Turner S., Arnaud N., Liu J., Harris N., Hawkesworth J., Kelley S., Rogers N., van Calsteren P., Deng W.** Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, № 1, p. 45—71.
- Turner S.P., Platt J.P., George M.M., Kelley S.P., Pearson D.G., Nowell G.M.** Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic—Alboran domain, SE Spain // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, № 6, p. 1011—1036.
- Workman R.K., Hart S.R.** Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 231, № 1—2, p. 53—72.
- Workman R.K., Hart S.R., Jackson M., Regelous M., Farley K.A., Blusztajn J., Kurz M., Staudigel H.** Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: evidence from the Samoan Volcanic Chain // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2004, v. 5, № 4, doi:10.1029/2003GC000623.
- Zindler A., Hart S.R.** Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.