

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ РАННЕМЕЛОВЫХ ГРАНИТОИДОВ САМАРКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (*Сихотэ-Алинь*)

Н.Н. Крук, **В.П. Симащенко***, В.И. Гвоздев*, В.В. Голозубов*, В.П. Ковач**, П.А. Серов***, В.В. Холоднов****, Е.Ю. Москаленко*, М.Л. Куйбида

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

** Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия*

*** Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

**** Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14, Россия*

***** Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия*

Приведены новые данные о геологической позиции, особенностях вещественного состава и изотопным характеристикам раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна Сихотэ-Алиня, сформированных в обстановке трансформной континентальной окраины. На основе обзора геолого-геохронологических данных показана принадлежность рассматриваемых гранитоидов к двум этапам магматической активности, отвечающим первой (готерив—баррем, 130—123 млн лет) и второй (альб—ранний сеноман, 110—98 млн лет) половине раннего мела.

Гранитоиды первого этапа соответствуют «автономной» (без базитовых предшественников) унимодальной меланогранит-гранитной ассоциации, характеризуются нормальной щелочностью с преобладанием калия над натрием, низкими содержаниями кальция и повышенной глиноземистостью, соответствуя по составу гранитоидам S-типа, имеют модельные Nd возрасты около 1.3 млрд лет. Гранитоиды второго этапа характеризуются более широкими вариациями состава и разнообразием петрогеохимических типов. Они характеризуются широкими вариациями K/Na отношения и коэффициента глиноземистости в сравнении с гранитоидами первой половины раннего мела имеют более высокие концентрации кальция и, в ряде случаев, стронция, более низкие — фосфора. Составы гранитоидов второй половины раннего мела образуют непрерывный тренд от S- до I-гранитов. Модельные Nd возрасты гранитоидов не превышают 1.2 млрд лет.

Сопоставление петрохимических, редкоэлементных и изотопных характеристик раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна, слагающих его пород верхней коры (песчаники и алевролиты турбидитового матрикса юрской аккреционной призмы и базальты из включений в нем) и синхронных габброидов показало, что на ранней стадии существования трансформной окраины (готерив—баррем) формирование калиевых гранитоидов S-типа происходило за счет анатексиса осадочных пород верхней коры. На более позднем (альб-раннесеноманском) этапе внедрение мантийных магм привело к повышению температуры в низах коры, что обусловило более активный анатексис, вовлечение в процессы гранитообразования более «тугоплавких» субстратов (океанические базальты) и взаимодействие мантийных и коровых магм и привело, в конечном итоге, к формированию широкого спектра гранитоидов (от S- до I-типа).

Раннемеловые гранитоиды, геохимия, изотопия, петрогенезис, Сихотэ-Алинь.

EARLY CRETACEOUS GRANITOIDS OF THE SAMARKA TERRANE (*Sikhote-Alin'*): GEOCHEMISTRY AND SOURCES OF MELTS

N.N. Kruk, **V.P. Simanenko**, V.I. Gvozdev, V.V. Golozubov, V.P. Kovach, P.I. Serov,
V.V. Kholodnov, E.Yu. Moskalenko, and M.L. Kuibida

We present new data on the geologic position, chemical composition, and isotope characteristics of the Early Cretaceous granitoids of the Samarka terrane, Sikhote-Alin', formed on a transform continental margin. Geological and geochronological data show that these granitoids were generated at two stages of magmatism: in the first half (Hauterivian–Barremian, 130–123 Ma) and second half (Albian–Cenomanian, 110–98 Ma) of the Early Cretaceous.

Granitoids of the first stage form an autonomous (free of basic precursors) unimodal melanogranite–granite association and are characterized by normal alkalinity with domination of K over Na, low contents of Ca, and elevated contents of Al₂O₃. By composition, these are S-granites with a model Nd age of ~1.3 Ga. Granitoids of the second stage are of more diverse petrogeochemical types. They show wider variations in K/Na and Shend

Index are richer in Ca and, sometimes, Sr, and are poorer in P than the granitoids of the first stage. Their compositions form a continuous trend from *S*- to *I*-granites, and their model Nd age is ≤ 1.2 Ga.

Comparison of the petrochemical, trace-element, and isotope characteristics of the Early Cretaceous granitoids and upper-crustal rocks (sandstones and siltstones of the turbidite matrix of a Jurassic accretionary prism and basalts from the inclusions in it) of the Samarka terrane and the coeval gabbroids has shown that the potassic *S*-granitoids formed at the early (Hauterivian–Barremian) stage of magmatism as a result of the anatexis of upper-crustal sedimentary rocks. At the late (Albian–Early Cenomanian) stage, the intrusion of mantle magmas led to a temperature increase in the lower crust, which favored more active anatexis, involvement of high-melting substrates (oceanic basalts) in the granite formation, and interaction of mantle and crustal magmas. This resulted in a great diversity of granitoids (from *S*- to *I*-type).

Early Cretaceous granitoids, geochemistry, isotope composition, petrogenesis, Sikhote-Alin'

ВВЕДЕНИЕ

Изучение особенностей магматизма, характерных для различных геодинамических режимов, остается неизменно актуальной задачей как с точки зрения понимания процессов, происходящих в литосфере в различных условиях, так и с позиций идентификации тектонических обстановок в геологическом прошлом, особенно в областях, где использование традиционных методов анализа осадочных формаций затруднено вследствие глубокой эрозии и широкого развития тектонических нарушений.

За последние полвека накоплен значительный объем геологических, геохимических и изотопных данных, позволяющих охарактеризовать специфику вещественного состава и источники магматических расплавов, связанных с наиболее распространенными конструктивными и деструктивными границами плит (зоны спрединга, субдукции и коллизии) и областями внутриплитной активизации (внутриконтинентальные рифты, крупные изверженные провинции). Точно так же охарактеризован состав гранитоидов типовых геодинамических режимов. В результате этих работ, с одной стороны, создана серия дискриминационных диаграмм, предназначенных для определения тектонических обстановок формирования магматических пород по особенностям их вещественного состава [Pearce, Cann, 1973; Pearce, 1975; Batchelor, Bowden, 1985; Maniar, Piccoli, 1989; и др.], а с другой — с учетом экспериментальных данных и численного моделирования определены условия формирования магматических расплавов в коре и мантии, проведены оценки участия в магмогенезе разноглубинных мантийных и коровых источников и предложены модели для целого ряда магматических ассоциаций в различных тектонических режимах (из последних работ российских ученых можно отметить статьи [Соболев и др., 2009; Коваленко и др., 2010; Владыкин, 2010; Добрецов, 2011; Бучко и др., 2012; Куйбида и др., 2013; Руднев и др., 2013; и др.]).

Наименее изученными в отношении петрологии магматических ассоциаций являются обстановки скольжения литосферных плит на границах континент—океан. Впервые подобный режим был выделен на примере западного побережья Северной Америки [Engelbreton et al., 1985]. Результаты более поздних исследований показали широкое развитие этих обстановок как на современном этапе эволюции Земли, так и в ее геологическом прошлом [Геодинамика..., 2006; и др.].

Эмпирически установлено, что обстановки скольжения литосферных плит на границах континент—океан (трансформные континентальные окраины) характеризуются многообразием магматических ассоциаций, «пестротой» их состава, изотопных характеристик и, по-видимому, источников генерации мантийных и коровых магм. Анализ вещественного состава мантийных членов вулканических серий показал, что типоморфными образованиями трансформных континентальных окраин являются базальт-андезитовые серии, сочетающие геохимические и изотопные характеристики «надсубдукционных» и «внутриплитных» образований [Симаненко и др., 2002] и формирующиеся при одновременном участии вещества литосферной и подлитосферной мантии [Мартынов, Ханчук, 2013]. Значительно слабее изучены геохимические особенности и источники генерации разнообразных гранитоидов, широко проявленных в пределах трансформных континентальных окраин (включая рудоносные типы, продуктивные в отношении W, Sn, Mo и Au).

В настоящей работе геохимические особенности и источники гранитоидов, формирующихся в обстановке скольжения литосферных плит вдоль границы континент—океан, рассматриваются на примере раннемеловых интрузий Центрально-Сихотэ-Алиньского пояса.

КРАТКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Трансформная природа раннемеловой Тихоокеанской окраины Азии достаточно подробно обоснована в [Геодинамика..., 2006; Голозубов, 2006], и ее детальная аргументация не входит в задачи настоящей работы. Отметим лишь, что основными признаками, доказывающими обстановку трансформного

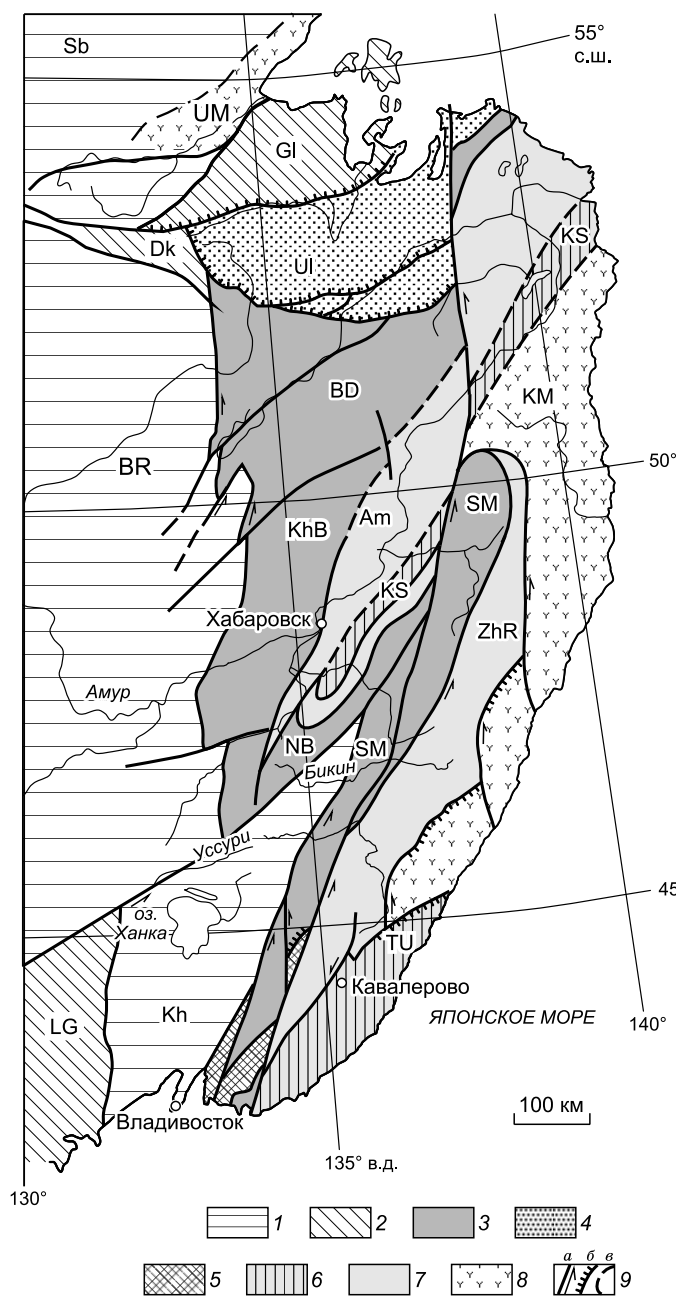


Рис. 1. Террейновая схема Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и окружающих территорий (по [Геодинамика..., 2006] с изменениями).

1 — докембрийские—раннепалеозойские террейны и супертеррейны: Sb — Сибирский, Bg — Буреинский, Kh — Ханкайский; 2 — палеозойские террейны (Dk — Джагда-Кербский, Lg — Лаоелин-Гродековский, GI — Галанский); 3, 4 — юрские террейны: 3 — аккреционных призм (SM — Самаркинский, NB — Наданьхада — Бикинский, KhB — Хабаровский, Bd — Баджалский), 4 — турбидитовых бассейнов активной континентальной окраины (UL — Ульбанский); 5 — фрагменты докембрийских — раннепалеозойских террейнов, вовлеченные в структуру мезозойской аккреционной призмы (Sg — Сергеевский); 6—8 — меловые террейны: 6 — аккреционных призм (TU — Таухинский, KS — Киселевско-Маноминский), 7 — турбидитовых бассейнов трансформной континентальной окраины (ZhR — Журавлевский, Am — Амурский), 8 — островных дуг и/или задуговых бассейнов (UM — Удско-Мургалский, KM — Кемский), 9 — главные разломы: а — сдвиги (стрелками указаны направления перемещений), б — надвиги, в — прочие.

скольжения тихоокеанских литосферных плит, являются: 1) формирование окраинно-континентальных систем левых сдвигов, активных в рассматриваемый период времени; 2) прекращение формирования комплексов надсубдукционных аккреционных призм и отмирание линейных «надсубдукционных» вулканических поясов, 3) резкое изменение условий седиментации вблизи границы континент—океан, выражающееся в формировании со стороны океана турбидитовых бассейнов с большой мощностью осадочных разрезов и «лавиными» скоростями седиментации [Лисицын, 1988; Голозубов, 2006], а со стороны континента — бассейнов син-сдвигового растяжения (pull-apart basins). Формирование осадочных толщ в этих бассейнах происходило на фоне интенсивных сдвиговых деформаций [Голозубов, Ли Донг-У,

1997; и др.] и сопровождалось вспышками преимущественно андезитовидного бимодального (с выраженным разрывом Дели в интервале содержаний SiO_2 62—66 мас. %) вулканизма, продукты которого сочетают «надсубдукционные» и «внутриплитные» геохимические признаки [Мартынов, 1999; Симаненко и др., 2002, 2006].

Перемещение по сдвигам вдоль континентальной окраины блоков (террейнов) различной природы обусловило современную структуру Сихотэ-Алиня, которая характеризуется пространственным совмещением террейнов различной природы, входивших изначально в состав разных и удаленных друг от друга окраинно-континентальных систем [Геодинамика..., 2006]. Рассматриваемые в данной статье гранитоидные интрузии располагаются в пределах Самаркинского террейна, находящегося в центральной части Сихотэ-Алиня и прослеживающегося в виде полосы шириной 30—70 км в северо-восточном направлении от побережья Японского моря до бассейна р. Хор на севере (рис. 1). Западной границей террейна является Арсеньевский разлом, восточной — Центрально-Сихотэ-Алиньский разлом и его ответвления.

Отложения Самаркинского террейна представлены песчаниками, алевролитами и микститами с алевролитовым матриком, в котором включены обломки разной величины, крупные олистолиты и олистоплаки кремней, реже базальтов, габброидов, известняков и метафиолитовых кристаллических слан-

цев [Елисеева и др., 1976; Голозубов, Мельников, 1986]. Терригенные породы матрикса содержат радиолиты юрского возраста [Кемкин, Ханчук, 1992], в то время как кремнистые породы из включений датированы преимущественно триасом—ранней юрой, значительно реже — палеозоем [Мазарович, 1985; Кемкин, Голозубов, 1996; Волохин и др., 2003]. Характерной чертой рассматриваемых толщ является широкое развитие конседиментационных тектонитов. Отложения интенсивно деформированы с образованием многочисленных систем пологих надвигов и крупноамплитудных «лежащих» складок с вертикальными шарнирами. Показано [Мельников, Голозубов, 1980; Голозубов, Мельников, 1986], что «наволакивание» аллохтонов и многократные сдвигания разрезов происходили как в конседиментационную стадию, так и позднее, при формировании складчато-чешуйчатых структур.

Детальные исследования Сихотэ-Алиня привели к выводу, что Самаркинский террейн, как и его аналоги, характеризующиеся хаотическим строением и широким развитием гидротектонитов и олистостром (террейны Наданьхада-Бикинский, Хабаровский, Киселевско-Маноминский и др., см. рис. 1), представляет собой фрагменты аккреционных призм.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Наиболее ранние систематические исследования гранитоидов Сихотэ-Алиня были проведены Э.П. Изохом с соавторами [Изох и др., 1957, 1967]. Раннемеловые гранитоиды региона были разделены на две ассоциации (серии): хунгарийскую, сложенную породами высокоглиноземистого типа, и татибинскую, объединяющую преимущественно известково-щелочные гранитоиды. Возраст хунгарийской серии, по мнению Э.П. Изоха, отвечал первой, а татибинской — второй половине раннего мела. Результаты последующих исследований [Иванов и др., 1980; Тихоокеанская..., 1991; Симаненко и др., 1997; и др.] привели к некоторому пересмотру объемов этих серий и выделению ряда новых комплексов, но в целом сохранили предложенное Э.П. Изохом расчленение гранитоидов. Возрастные интервалы формирования гранитоидных интрузий были подтверждены данными изотопно-геохронологических исследований (см. ниже).

Массивы гранитоидов хунгарийской серии локализованы исключительно в пределах позднеюрских террейнов (Самаркинского, Наданьхада-Бикинского, Хабаровского), в то время как татибинские гранитоиды распространены существенно шире: наряду с перечисленными блоками их массивы известны в раннемеловых Таухинском и Журавлевском террейнах (рис. 2).

В ходе проведенного исследования авторами были изучены петротипические массивы гранитоидов хунгарийской и татибинской серий, локализованные среди осадочных толщ Самаркинского террейна. Для решения вопросов петрогенезиса гранитоидов и определения относительной роли в процессах их формирования субстратного и интрателлурического фактора дополнительно было проведено геохимическое и изотопное изучение вмещающих пород Самаркинского террейна, а также раннемеловых базальтов и габброидов из ряда магматических ареалов Сихотэ-Алиня.

Общая схема расположения изученных объектов приведена на рис. 2.

Специфика составов гранитоидов хунгарийской серии (первая половина раннего мела) была изучена на примере массивов Лермонтовского ареала, расположенного в западных отрогах Центрального Сихотэ-Алиня, северо-восточнее г. Бикин (см. рис. 2), и объединяющего ряд массивов ранне- и позднемелового возраста. Раннемеловые гранитоиды хунгарийской серии слагают здесь крупные Шивкинский, Горбунский и Олимпиаденский массивы, а также несколько мелких штоков, с одним из которых связано Лермонтовское вольфрамовое месторождение. Возраст гранитоидов, по данным Rb-Sr и K-Ar исследований, составляет 127—123 млн лет [Гвоздев, 2010]. Возраст кристаллизации цирконов гранитоидов Горбунского массива, определенный U-Pb методом (LA-ICP-MS), составляет 131 ± 2 млн лет (проф. Жан Бор-минг, устное сообщение).

Гранитоиды прорывают и ороговиковывают юрские терригенно-вулканогенно-карбонатные толщи, а также дайки субширотного простирания, сложенные пироксенитами, габброидами и габбро-диоритами условно позднеюрского возраста. Преобладающей разностью являются крупносреднезернистые равномерно-зернистые (реже — слабопорфировидные) биотитовые и двуслюдяные кордиеритсодержащие меланограниты и гранодиориты, в ряде случаев фациально сменяющиеся в краевых частях интрузий биотитовыми (+мусковит) тоналитами. Породы главной фазы прорваны редкими телами (штоки размером до первых сотен метров и дайки) мелкозернистых биотит-мусковитовых гранитов, лейкогранитов и гранит-порфиров.

Минеральный состав гранитоидов однотипен. Главными силикатными минералами являются кварц, кислый плагиоклаз и микроклин. Породы краевых частей массивов обогащены красно-коричневым биотитом (до 15—20 %), центральных — глиноземистыми минералами (мусковит — до 10 %, часто пинитизированный кордиерит — до 2 %). Амфибол отсутствует даже в наименее кремнекислых разностях. Акцессорные минералы представлены ильменитом, цирконом, монацитом, апатитом, гранатом, турмалином; в единичных случаях встречается магнетит.

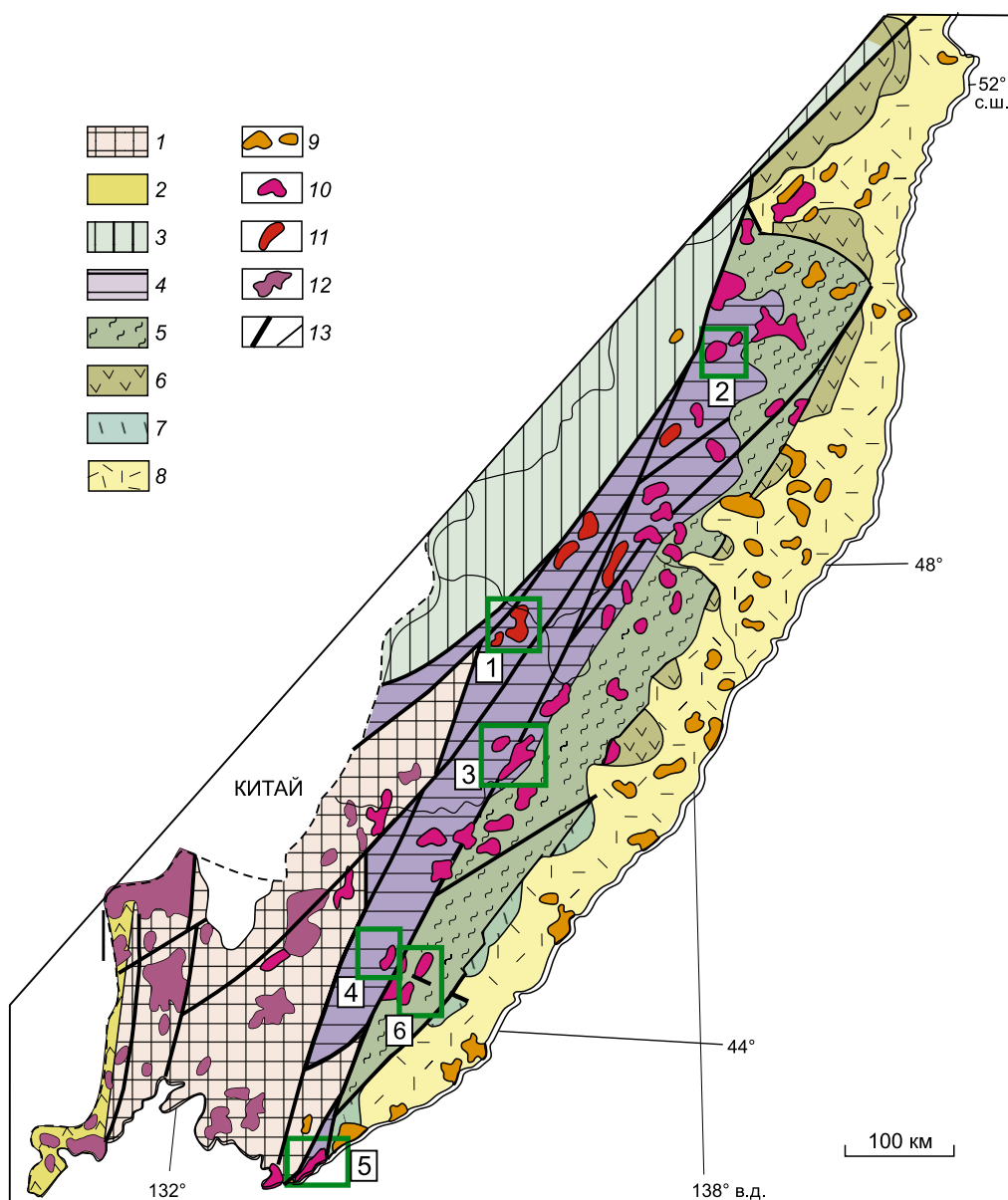


Рис. 2. Схема расположения гранитоидных интрузий в структурах Сихотэ-Алиньского пояса и его обрамления (по [Геодинамика..., 2006] с изменениями).

Зелеными квадратами обозначены магматические ареалы, описываемые и упоминаемые в тексте: 1 — Лермонтовский, 2 — Анюйский, 3 — Востоковский, 4 — Кокшаровский, 5 — Успенский, 6 — Кавалеровский. Террейны: 1 — Буря-Ханкайский, 2 — Лаолин-Градековский, 3 — Амурский, 4 — Самаркинский, 5 — Журавлевский, 6 — Кемский, 7 — Таухинский; 8 — Восточно-Сихотэалиньский пояс; гранитоиды: 9 — позднемеловые—палеогеновые, 10 — второй половины раннего мела, 11 — первой половины раннего мела, 12 — домеловые, 13 — разрывные нарушения.

Особенности вещественного состава гранитоидов татибинской серии (вторая половина раннего мела) были изучены на примере нескольких ареалов: Анюйского, рудного узла «Восток-2», Кокшаровского и Успенского (см. рис. 2).

Анюйский ареал расположен в Северном Сихотэ-Алине в бассейне р. Анюй (см. рис. 2). Он включает в себя несколько массивов, крупнейшим из которых является Гобиллинский интрузив. Гранитоиды прорывают дислоцированные юрские отложения, а также метаморфические толщи Анюйского блока (купола), представляющего собой комплекс гранитно-метаморфического ядра мезозойского возраста [Крук и др., 2013]. Интрузивы сопровождаются обширными (шириной до 1 км) ареалами контактового

метаморфизма, степень которого в непосредственном контакте с гранитоидами достигает амфибол-роговиковой фации.

Основной объем массивов сложен крупнозернистыми равномерно-зернистыми или слабопорфировидными биотитовыми гранодиоритами и меланогранитами. Для пород характерно незначительное преобладание калишпата над плагиоклазом, наличие красно-коричневого (высокоглиноземистого) биотита и присутствие замещенных зерен кордиерита. Микроскопическое изучение этих образований показало, что в отличие от гранитоидов хунгарийской серии включения кордиерита в гранитах Гобиллинского плутона часто окружены каймой мелкозернистого кварц-альбит-биотитового (\pm хлорит) агрегата, что указывает на реакционные взаимоотношения зерен кордиерита с расплавом (возможно, на позднемагматической стадии). Акцессорная минерализация в гранитоидах представлена апатитом, цирконом, магнетитом, ильменитом, изредка встречаются гранат и турмалин.

Э.П. Изох [1967] относил гранитоиды Анойского ареала к хунгарийской серии первой половины раннего мела, однако позднее в результате Ar-Ar исследований [Натальин и др., 1994] был установлен более молодой (105 ± 2 млн лет) возраст гранитоидов.

Рудно-магматический узел «Восток-2» расположен в Центральном Сихотэ-Алине в районе одноименного поселка (см. рис. 2). Раннемеловые гранитоиды татибинской серии слагают здесь два крупных массива (Дальненский и Бисерный) и ряд небольших штоков, с одним из которых пространственно и генетически связано вольфрамовое (шеелит-сульфидное) месторождение «Восток-2». Интрузивы прорывают юрские отложения Самаркинского террейна, а также докембрийско-раннепалеозойские образования сергеевского метаморфического комплекса, слагающие, совместно с перекрывающим чехлом пермских вулканических, терригенных и карбонатных образований, тектонический аллохтон в северной части района. Возраст гранитоидов, определенный Rb-Sr и K-Ar методами, составляет 112—98 млн лет [Крымский и др., 1998; Гвоздев, 2010].

Основной объем интрузивов сложен среднезернистыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранодиоритами и меланогранитами. В Дальненском массиве в качестве ранней фазы выделены диориты, кварцевые диориты и монцодиориты, характеризующиеся обилием амфибола и спорадическим присутствием пироксена. Поздняя фаза представлена дайками и мелкими телами биотитовых гранитпорфиров, лейкократовых гранитов и аплитов. Для пород главной фазы характерны преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, повышенные количества темноцветных минералов и присутствие светло-коричневого биотита. Акцессорная минерализация представлена апатитом, цирконом, ильменитом, реже встречаются магнетит, шеелит, сфен, рутил, монацит, ортит.

Кокшаровский ареал расположен в Южном Сихотэ-Алине, севернее дер. Павловка (см. рис. 2). Он включает в себя крупный Лампохезский массив площадью около 60 км² и несколько более мелких тел, сложенных преимущественно среднекрупнозернистыми равномерно-зернистыми биотитовыми (в единичных случаях — амфиболсодержащими) гранитами, которые прорваны редкими дайками и мелкими телами мелкозернистых биотитовых гранитов и аплитов. Породы характеризуются лейкократовым обликом, содержат приблизительно равные количества плагиоклаза и калиевого полевого шпата, биотит в шлифах варьирует по цвету от светло-коричневого до соломенно-желтого. Акцессорные минералы — апатит, циркон, магнетит, ильменит, редко сфен.

Успенский ареал находится в Южном Сихотэ-Алине, на побережье Японского моря, к северо-западу от г. Находка (см. рис. 2). Он включает крупный Успенский интрузив и несколько мелких массивов, прорывающих юрские осадочные толщи Самаркинского террейна. Петротипический Успенский интрузив представляет собой линейно-вытянутое тело длиной около 40 км и шириной до 10 км, сложенное породами двух ассоциаций. Ранняя ассоциация, слагающая западную часть массива, представлена крупно и среднезернистыми гранат-двуслюдянными и гранат-биотитовыми гранит-лейкогранитами. Поздняя ассоциация, занимающая основной объем массива, сложена среднезернистыми биотитовыми (\pm амфибол) гранодиоритами, меланогранитами и гранитами. Антидромный характер внедрения гранитоидов доказывается наличием ксенолитов пород ранней ассоциации в более меланократовых породах поздней, а также «срезанием» меланогранитами грейзенизированных аплитовых даек [Москаленко и др., 2011]. Оценки возраста, полученные для пород двух ассоциаций U-Pb методом по цирконам (TIMS, ГЕОХИ РАН), неразличимы в пределах ошибки (103 ± 2 и 99 ± 2 млн лет, [Ханчук и др., 2008]). Постгранитная дайковая серия представлена мелкозернистыми лейкогранитами, аплитами, пегматитами и гранодиоритпорфирами.

Структурные исследования [Неволин и др., 2001] показали, что внедрение гранитоидов происходило в условиях сдвиговых деформаций. Кроме того, для пород поздней ассоциации типично наличие округлых шлировидных включений мелкозернистых меланократовых пород, по вещественному составу отвечающих субщелочным диоритам и кварцевым диоритам с повышенными содержаниями калия и фосфора, вероятнее всего, являющихся фрагментами дезинтегрированных минглинг-даек [Крук и др., 2011] и указывающих на активное участие в гранитообразовании мантийных магм.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания петрогенных компонентов в породах определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа в ИГМ СО РАН (аналитики Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова и А.Н. Таряник) и методом «мокрой» химии в Байкальском аналитическом центре СО РАН (г. Иркутск; аналитики Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко) по стандартным методикам.

Содержания редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск). Методика химической подготовки проб не отличалась от стандартной. Измерения содержаний проводились в ИГМ СО РАН на приборе Finnigan Element (аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский), в Байкальском ЦКП СО РАН на «VG Plasmquad PQ-2» (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова, В.И. Ложкин, Е.В. Смирнова) по методикам, описанным в [Николаева и др., 2008] и [Panteeva et al., 2003] соответственно.

Определения содержаний и изотопных составов Sm и Nd выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) и ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) по методикам, описанным в [Ковач и др., 2011] и [Баянова, 2004] соответственно.

При расчете величин $\epsilon_{Nd}(t)$ и модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ использованы современные значения CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$) и DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988] ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2136$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для исследованных пород были рассчитаны двустадийные Nd модельные возрасты $T_{Nd}(DM-2)$ [Keto, Jacobsen, 1987] с использованием среднекорового отношения $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$ [Taylor, McLennan, 1985].

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гранитоиды хунгарийской серии. Меланократовые граниты и гранодиориты, слагающие основной объем массивов Лермонтовского ареала, характеризуются содержаниями SiO_2 в интервале от 67 до 71 мас. % и соответствуют «автономной» (без базитовых предшественников) унимодальной меланогранит-гранитной ассоциации. Породы характеризуются нормальной щелочностью ($Na_2O + K_2O = 6.0—7.5$ мас. %, см. рис. 3, а) при преимущественно калиевой специализации щелочей ($K_2O/Na_2O = 1.0—1.4$, см. рис. 3, б) и умеренной железистостью ($FeO/(FeO + MgO) = 0.65—0.8$), см. рис. 3, в). Отличительным признаком рассматриваемых гранитоидов является повышенная глиноземистость ($A/CNK > 1.1$, см. рис. 3, г) и невысокие содержания кальция: на диаграмме $SiO_2—MALI$ ([Frost et al., 2001], см. рис. 3, д) точки их составов попадают в поля известково-щелочных и щелочно-известковых разностей. По петрохимическим характеристикам раннемеловые гранитоиды Лермонтовского ареала относятся к типу высокоглиноземистых гранитоидов, по [Изох, 1965], или гранитодам S-типа, по [Chappel, White, 1974]. Это подтверждается также при анализе диаграммы Дебона—Лефорта, характеризующей связь минерального и химического состава гранитоидов (см. рис. 3, е). Точки составов рассматриваемых пород попадают здесь в поля I (мусковитовые и биотит-мусковитовые гранитоиды) и II (мусковит-биотитовые гранитоиды).

Содержания редких и редкоземельных элементов в представительных пробах гранитоидов Лермонтовского ареала приведены в табл. 1. По содержаниям редких щелочных (Rb — 140—180 г/т; Cs — 5.4—7.0 г/т), высокозарядных (Y — 20—25 г/т; Zr — 190—240 г/т; Hf — 5—6 г/т; Nb — 13—16 г/т; Ta — 1.2—1.4 г/т) и радиоактивных элементов рассматриваемые породы близки к среднему составу бедных кальцием гранитоидов, по [Turekian, Wedepool, 1961], характеризуясь одновременно более высокими содержаниями «транзитных» элементов и Sr (см. табл. 1), а также пониженными концентрациями Ba (450—600 г/т) и PЗЭ (суммарно — 130—160 г/т).

Гранитоиды характеризуются асимметричными спектрами распределения PЗЭ с $(La/Yb)_N = 8—10$ и отрицательными аномалиями по европию ($Eu/Eu^* = 0.45—0.6$; рис. 4, а—в).

Наиболее кремнекислые и дифференцированные разности (мелкозернистые граниты и аплиты, см. табл. 1, ан. № 6) характеризуются более низкими содержаниями «транзитных», высокозарядных и радиоактивных элементов, обладают более низкими содержаниями PЗЭ (суммарно — около 50 г/т), более пологими спектрами их распределения ($(La/Yb)_N = 3.4$) с глубоким европиевым минимумом (см. рис. 4, б).

В целом редкоэлементный состав рассмотренных пород близок к таковому для гранитоидов S-типа, по оценкам [Whalen et al., 1987].

Гранитоиды Шивкинского массива и Лермонтовского штока характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(t) = -3.7...-4.1$ и двустадийными Nd модельными возрастными $t_{Nd}(DM)-2 =$ около 1.3 млрд лет (см. табл. 2).

Гранитоиды татибинской серии. Гранитоиды второй половины раннего мела характеризуются более широкими вариациями вещественного состава (рис. 5). Породы главных фаз, слагающие основ-

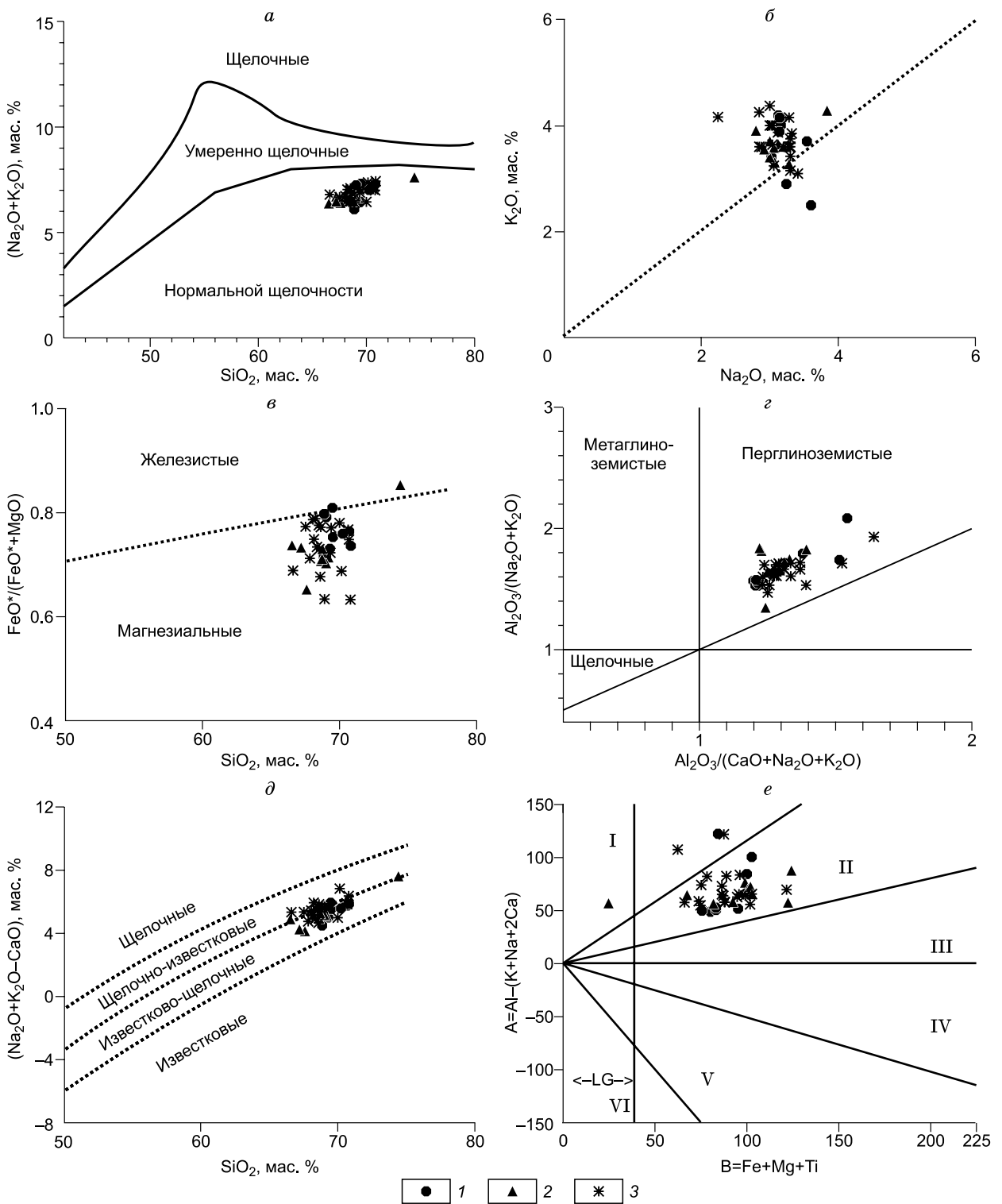


Рис. 3. Петрохимические диаграммы для гранитоидов хунгарийской серии (Лермонтовский ареал).

a — TAS-диаграмма (границы полей приведены в соответствии с [Le Maitre, 1989]; *б* — диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$; *в* — диаграмма $\text{SiO}_2-\text{FeO}_{\text{сум}}/(\text{FeO}_{\text{сум}} + \text{MgO})$ [Frost et al., 2001]; *г* — диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (молекулярные количества [Maniari, Piccoli, 1989]); *д* — диаграмма $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$ [Frost et al., 2001]; *е* — диаграмма Дебона—Ле Форта [Debon, Le Fort, 1983], иллюстрирующая связь минерального и химического состава гранитоидов; поля: I—III — пересыщенные глиноземом (I — мусковитовые и биотит-мусковитовые, II — мусковит-биотитовые, III — биотитовые); IV—V — недосыщенные глиноземом: IV — преимущественно роговообманково-биотитовые клинопироксен-биотитовые, V — с преобладанием клинопироксена, магматического эпидота и сфена); LG — поле лейкогранитов.

Составы гранитоидов: 1 — Горбунского массива, 2 — Шивкинского массива, 3 — штока Лермонтовского месторождения.

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/г) в представительных пробах гранитоидов хунгарийской серии (Лермонтовский ареал)

Компонент	8-11-54/1	8-11-53/1	8-11-54/2	8-11-55/1	8-11-56/2	8-11-55/3	С-381г	ГВ-1803
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	69.48	70.71	70.83	68.75	68.65	74.44	68.49	68.53
TiO ₂	0.47	0.50	0.50	0.59	0.61	0.09	0.49	0.56
Al ₂ O ₃	14.78	15.05	14.78	15.28	15.42	14.72	14.92	15.11
Fe ₂ O ₃ *	5.03	3.59	3.38	4.40	4.28	1.45	5.05	4.44
MnO	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.06	0.05
MgO	1.07	1.00	1.09	1.47	1.60	0.22	1.31	1.48
CaO	1.37	1.54	1.43	1.54	1.60	0.50	1.53	1.42
Na ₂ O	3.13	3.17	3.14	3.12	3.28	3.83	3.12	2.85
K ₂ O	4.19	4.12	4.15	3.65	3.27	4.28	3.87	4.25
P ₂ O ₅	0.20	0.19	0.19	0.17	0.17	0.12	0.19	0.17
П.п.п.	0.28	0.80	0.88	1.05	1.19	0.91	0.88	1.18
Сумма	100.14	100.81	100.50	100.15	100.19	100.64	100.14	100.15
Cr	60	55	35	70	61	20	73	72
Co	8.9	6.8	6.4	8.0	8.4	1.9	10.0	8.8
Rb	174	169	179	141	146	156	141	151
Sr	168	138	160	162	156	68	145	151
Y	19.8	20.5	18.7	23.9	25.5	17.4	22.7	24.9
Zr	192	198	213	202	238	46	182	195
Nb	15.8	16.1	16.8	14.2	15.6	11.4	14.0	13.7
Cs	6.5	6.7	7.0	6.7	6.6	10.6	5.4	6.3
Ba	505	519	524	518	433	428	471	487
La	27.60	28.77	27.53	30.64	31.63	8.01	26.38	27.32
Ce	59.06	63.37	58.23	62.49	67.08	17.16	55.54	58.31
Pr	7.13	7.61	6.97	7.44	7.93	2.15	6.68	7.04
Nd	26.37	28.80	25.99	27.78	29.43	7.55	25.03	26.05
Sm	5.57	6.12	5.15	5.40	6.13	2.15	5.40	5.45
Eu	0.73	0.86	0.90	0.99	0.86	0.24	0.86	1.00
Gd	4.58	4.73	4.54	4.94	5.39	2.28	4.42	4.65
Tb	0.63	0.72	0.66	0.75	0.84	0.45	0.70	0.76
Dy	3.68	3.72	3.62	4.16	4.10	2.80	3.92	4.26
Ho	0.63	0.70	0.60	0.81	0.81	0.54	0.75	0.85
Er	1.84	1.96	1.72	2.14	2.36	1.51	2.01	2.30
Tm	0.29	0.29	0.27	0.34	0.38	0.25	0.31	0.36
Yb	1.90	1.85	1.75	2.22	2.47	1.60	2.04	2.27
Lu	0.29	0.28	0.27	0.33	0.38	0.24	0.31	0.36
Hf	5.2	5.1	5.8	5.3	6.4	2.0	5.0	5.4
Ta	1.3	1.2	1.4	1.0	1.3	1.3	1.2	1.0
Th	13.4	14.8	13.4	13.2	14.0	3.6	11.5	11.9
U	4.0	2.6	3.4	3.2	3.3	1.4	4.1	2.8

Примечание. 1—3 — Горбунский массив (1 — крупнозернистый кордиерит-биотитовый меланогранит, 2 — крупнозернистый двуслюдяной меланогранит, 3 — среднезернистый слабопорфировидный двуслюдяной меланогранит); 4—6 — Шивкинский массив (4, 5 — крупнозернистые биотитовые меланограниты, 6 — двуслюдяной аплитовидный гранит); 7, 8 — шток Лермонтовского месторождения, среднезернистые биотитовые меланограниты. Fe₂O₃* — суммарное железо в форме Fe₂O₃.

ной объем массивов серии в разных ареалах, демонстрируют широкие вариации кремнекислотности. Минимальные содержания SiO₂ (63—66 мас. %) типичны для пород Дальнинского интрузива. Большинство изученных массивов характеризуются кремнекислотностью на уровне 65—69 мас. % SiO₂, сопоставимой с описанными выше гранитоидами хунгарийской серии, в то время как в гранитах Лампохезского массива концентрации SiO₂ возрастают до 71—74 мас. %, а в лейкогранитах ранней ассоциации

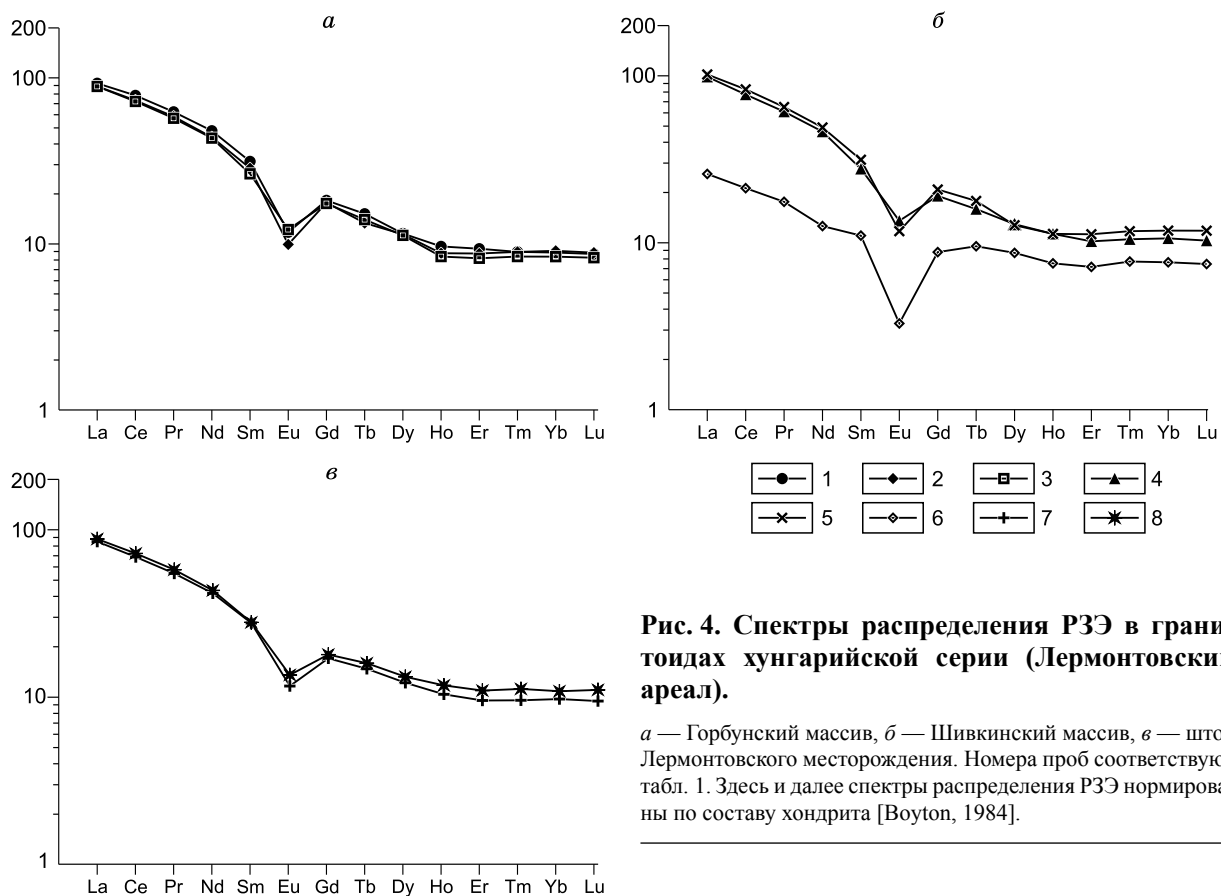


Рис. 4. Спектры распределения РЗЭ в гранитоидах хунгарийской серии (Лермонтовский ареал).

a — Горбунский массив, *б* — Шивкинский массив, *в* — шток Лермонтовского месторождения. Номера проб соответствуют табл. 1. Здесь и далее спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [Boytton, 1984].

Успенского массива — до 72—77 мас. %. Значительные вариации наблюдаются и по содержаниям других петрогенных компонентов. Так, большинство изученных гранитоидов соответствует породам нормальной щелочности с калиевой специализацией щелочей. Исключением являются породы Лампохезского массива и отдельные пробы лейкогранитов Успенского массива, демонстрирующие умеренно-щелочной уклон на TAS-диаграмме (см. рис. 5, *a*). Аналогичные особенности характерны для меланогранитов Центрального штока Востокковского ареала, характеризующихся, кроме того, преобладанием натрия над калием (см. рис. 5, *б*). По соотношению железа и магния (см. рис. 5, *в*), а также глинозема, щелочей и кальция (см. рис. 5, *г*) породы изученных ареалов также обнаруживают значительные вариации. При этом заметные различия могут наблюдаться как в пределах одного ареала (для пород разных массивов и фаз), так и при переходе от одного ареала к другому. Так, например, граниты Лампохезского массива устойчиво характеризуются крайне высокой железистостью ($FeO^*/(FeO^* + MgO) > 0.9$), для пород главной фазы Дальнинского массива в Востокковском ареале типична слабая недосыщенность глиноземом ($A/CNK < 0.98$). В целом же гранитоиды татибинской серии в сравнении с хунгарийскими гранитоидами характеризуются более высокой кальциевостью: на диаграмме SiO_2 —MALI [Frost et al., 2001] (см. рис. 5, *д*) точки их составов попадают преимущественно в поля известково-щелочных и известковистых разностей.

По петрохимическим характеристикам гранитоиды второй половины раннего мела образуют практически непрерывный ряд пород от *S*- до *I*-типа, по [Chappel, White, 1974], с резким преобладанием промежуточных по составу разностей. Соответственно, на диаграмме Дебона—Лефорта (см. рис. 5, *е*) точки составов изученных пород попадают преимущественно в поля III (биотитовые и мусковит-биотитовые гранитоиды) и IV (биотитовые и биотит-роговообманковые ± клинопироксен, сфенсодержащие гранитоиды).

Редкоэлементный состав гранитоидов второй половины раннего мела из разных ареалов также демонстрирует значительные различия (табл. 3). При этом для «низкокремнистых» ($SiO_2 < 70$ мас. %) пород, слагающих основной объем интрузий в разных ареалах, наблюдается отчетливая корреляция содержания высокозарядных элементов со степенью насыщения пород глиноземом: минимальные содержания Y (10—16 г/т), Zr (120—160 г/т), Hf (3—4 г/т) и Th (8—10 г/т) характерны для метаалюминиевых пород Центрального штока ареала «Восток-2», в то время как максимальные (30—45, 190—235, 5—6 и 11—19 г/т Y, Zr, Hf и Th соответственно) наблюдаются в слабепересыщенных глиноземом породах Го-

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для магматических и осадочных пород Самаркинского террейна

№ п/п	№ образца	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$)	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	t , млн лет	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM-2})$
		мкг/г								
<i>Гранитоиды хунгарийской серии</i>										
1	8-11-55/1	5.57	28.0	0.1202	0.512367 + 2	-5.3	125	-4.1	1277	1275
2	C-381г	4.84	23.8	0.1231	0.512386 + 3	-4.9	125	-3.7	1285	1247
<i>Гранитоиды татибинской серии</i>										
3	8-09-1/1	5.23	24.4	0.1297	0.512455 + 2	-3.6	105	-2.7	1262	1143
4	8-871-1	2.96	18.1	0.0987	0.512532 + 6	-2.1	100	-0.8	821	984
5	8-10-8/1	4.14	22.2	0.1126	0.512544 + 4	-1.8	100	-0.8	915	979
6	8-02-26	3.63	15.6	0.1407	0.512407 + 2	-4.5	102	-3.8	1553	1233
7	8-08-11	6.06	32.2	0.1136	0.512458 + 2	-3.5	102	-2.4	1056	1121
8	8-08-6	3.42	18.5	0.1114	0.512546 + 4	-1.8	102	-0.7	902	976
<i>Вмещающие породы Самаркинского террейна</i>										
9	8-09-18/1	6.70	35.6	0.1139	0.512342 + 5	-5.8	100	-4.7	1235	1308
10	8-874	6.26	31.5	0.1201	0.512408 + 5	-4.5	100	-3.5	1209	1208
11	8-08-18/1	4.59	23.8	0.1167	0.512489 + 2	-2.9	100	-1.9	1041	1074
12	8-08-21/2	12.54	65.1	0.1164	0.512656 + 2	0.4	100	1.4	—	—
<i>Раннемеловые габброиды</i>										
13	B-1333M	6.23	30.3	0.1240	0.512528 + 2	-2.1	102	-1.2	—	—
14	ГВ-20	4.78	25.9	0.1117	0.512411 + 2	-4.4	110	-3.2	—	—

Примечание. 1 — крупнозернистый биотитовый меланогранит, Шивкинский массив; 2 — среднезернистый биотитовый меланогранит, шток Лермонтовского месторождения; 3 — биотитовый меланогранит, Гобиллинский массив; 4 — среднезернистый биотитовый меланогранит, Центральный шток месторождения Восток-2; 5 — среднезернистый биотитовый гранит, Лампохезский массив; 6 — гранат-биотитовый лейкогранит, ранняя ассоциация Успенского массива; 7 — биотитовый гранодиорит, поздняя ассоциация Успенского массива; 8 — биотит-амфиболовый гранит, поздняя ассоциация Успенского массива; 9—11 алевропесчаники турбидитового матрикса Самаркинской аккреционной призмы (9 — Анойский ареал, 10 — Востокский ареал, 11 — Находкинский ареал); 12 — зеленый сланец по базальту, включение в алевропесчаниках Самаркинской призмы; 13 — биотит-амфиболовый меланодиорит, дайка среди гранитов Успенского массива; 14 — крупнозернистое пироксен-амфиболовое мондогаббро, Араратский массив Кавалеровского ареала (Журавлевский террейн).

биллинского массива. При этом максимальные концентрации высокозарядных литофильных элементов, фиксируемые в гранитоидах татибинской серии, достигают уровня, типичного для пород хунгарийской серии и даже превышают его (см. табл. 1, 3).

Все рассматриваемые гранитоиды имеют сходный характер распределения редкоземельных элементов: спектры асимметричные с европиевым минимумом (рис. 6). При этом вариации содержания РЗЭ (в первую очередь — тяжелых) в породах различных массивов обнаруживает тенденции, сходные с таковыми для высокозарядных литофильных элементов. Максимальные концентрации РЗЭ (140—190 г/т) характерны для гранитоидов Гобиллинского массива, минимальные (90—125 г/т) — для пород Востокского ареала. Понижение суммарных содержаний РЗЭ происходит преимущественно за счет лантаноидов иттриевой группы, что приводит к увеличению наклона спектров ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ составляет 5—8 в породах Гобиллинского массива и 13—16 — в гранитоидах Центрального штока). Одновременно снижается интенсивность европиевого минимума (см. рис. 6). При этом максимальные содержания РЗЭ, зафиксированные в рассматриваемых породах, также превышают уровни их накопления, типичные для гранитоидов хунгарийской серии.

Поведение крупноионных литофильных элементов имеет более сложный характер (причины его обсуждаются в разделе, посвященном петрогенезису гранитоидов).

Породы гранит-лейкогранитной группы, слагающие Лампохезский массив и раннюю ассоциацию Успенского массива, демонстрируют ряд отличий как от описанных выше меланократовых гранитоидов, так и друг от друга. Породы обоих массивов характеризуются максимальными среди изученных гранитоидов концентрациями редких щелочных элементов (Rb — более 200 г/т, Cs — до 10 г/т, см. табл. 3) и пониженными содержаниями Sr и Ba. Вместе с тем содержания высокозарядных элементов в гранитах Лампохезского массива находятся на уровне, типичном для меланократовых гранитоидов татибинской

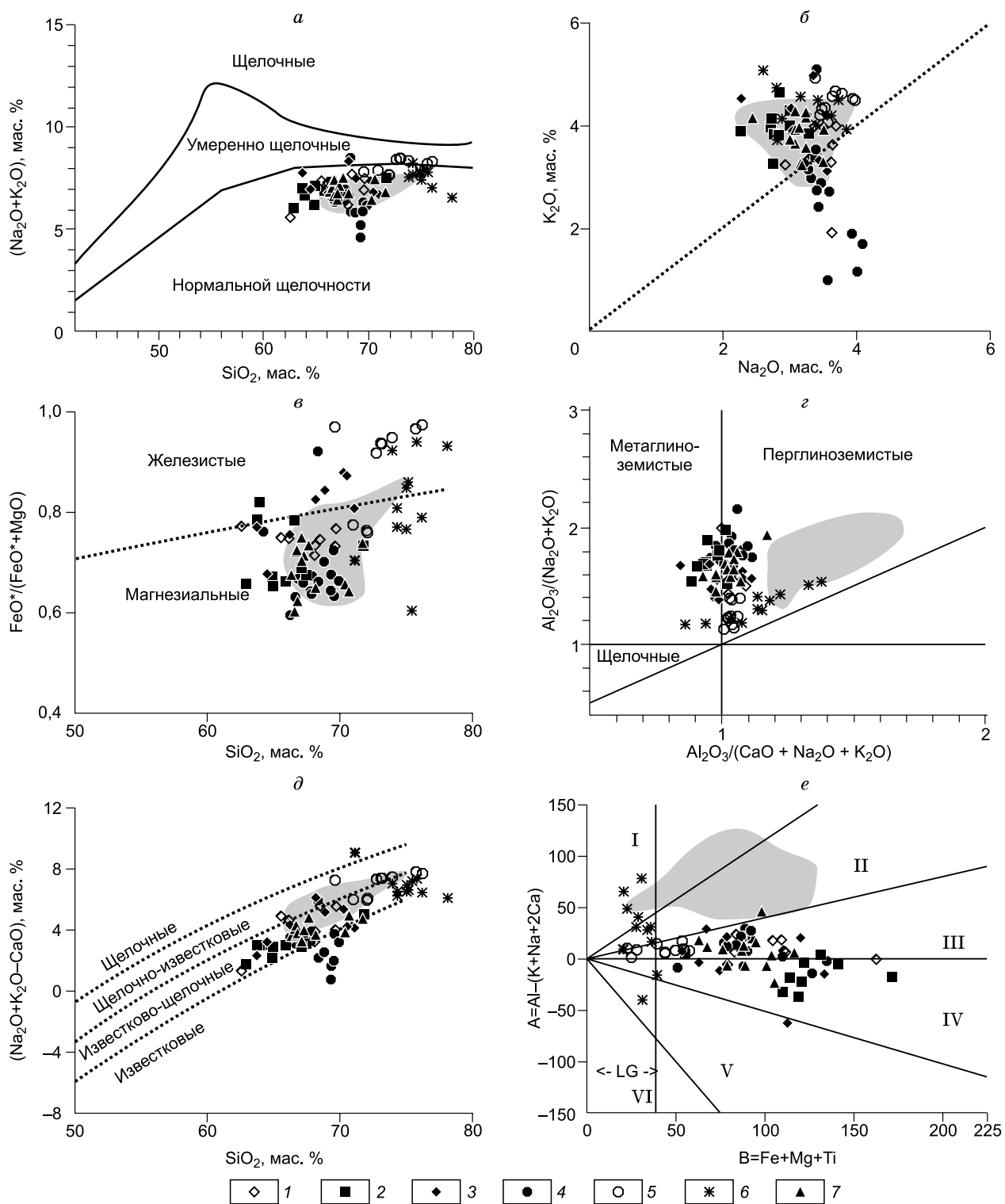


Рис. 5. Петрохимические диаграммы для гранитоидов татибинской серии.

Составы гранитоидов: 1 — Аниюского ареала (Гобиллинский массив), 2—4 — Востокского ареала (2 — Дальненский массив, 3 — Бисерный массив, 4 — Центральный шток месторождения Восток-2); 5 — Кокшаровского ареала (Лампохезский массив), 6, 7 — Успенского ареала (Успенский массив: 6 — ранняя ассоциация, 7 — поздняя ассоциация). Серое поле — область состава хунгарийских гранитоидов. Диаграммы и поля — см. на рис. 3.

Таблица 3.

Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т)

Компонент	Ан-7	Ан-7/1	8-09-1/1	Ан-8	8-09-1/2	Ан-8/1	Дл-2-2010	Дл-1-2010	8-872/1	8-872/3	8-872/2	Дл-3-2010	С-854-к	В1	8-871/4
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	66.20	65.60	68.14	69.70	68.17	62.60	64.94	65.92	67.49	67.16	71.85	62.93	71.15	66.88	67.96
TiO ₂	0.73	0.20	0.65	0.48	0.63	1.44	0.59	0.53	0.51	0.49	0.24	0.76	0.37	0.46	0.46
Al ₂ O ₃	15.20	15.40	14.80	14.67	14.65	15.93	15.60	15.00	14.54	14.68	14.57	15.10	13.45	16.15	15.57
Fe ₂ O ₃	5.01	4.99	4.62	3.42	4.88	7.47	5.22	4.70	4.55	4.69	2.40	6.64	3.78	3.57	3.59
MnO	0.09	0.09	0.06	0.06	0.07	0.15	0.08	0.08	0.07	0.08	0.03	0.15	0.07	0.05	0.06
MgO	1.53	1.51	1.67	1.13	1.60	2.00	2.29	2.15	1.97	1.91	0.79	3.11	0.82	1.60	1.57
CaO	2.72	2.54	3.04	2.99	2.86	4.35	4.10	3.94	3.68	3.81	2.54	4.37	2.64	3.24	3.16
Na ₂ O	3.64	3.37	2.93	3.62	3.29	3.63	2.26	2.73	2.71	2.76	2.84	2.75	3.56	3.59	3.27
K ₂ O	3.63	3.99	3.24	3.29	3.36	1.92	3.90	4.14	3.98	3.84	4.65	3.26	3.12	2.72	3.15
P ₂ O ₅	0.19	0.17	0.16	0.18	0.16	0.31	0.17	0.16	0.15	0.15	0.08	0.12	0.13	0.16	0.12
П.п.п.	0.20	0.30	0.99	0.10	0.54	0.10	1.07	0.96	0.80	0.89	0.69	0.89	1.06	1.95	0.95
Сумма	99.14	98.16	100.30	99.64	100.21	99.90	100.22	100.31	100.45	100.46	100.68	100.08	100.15	100.37	99.86
Sc	13	13	8	9	8	19	н/о	н/о	11	13	4	н/о	8	н/о	8
Cr	39	50	38	40	35	26	48	57	45	66	41	58	39	52	70
Co	10	10	10	8	9	18	12	11	9	10	4	14	5	6	6
Rb	149	151	117	121	112	79	148	150	132	138	148	146	146	104	118
Sr	168	158	214	199	155	212	349	330	355	366	307	383	290	395	455
Y	37	33	29	33	26	43	19	18	15	22	10	28	24	13	13
Zr	215	190	194	190	202	233	121	114	118	183	133	119	186	131	144
Nb	14.7	13.9	11.3	10.4	10.6	12.7	10.5	12.0	8.3	11.3	6.1	14.8	16.6	14.9	11.1
Cs	5.0	4.4	7.2	5.5	6.7	1.7	6.5	6.0	5.6	6.1	5.3	8.2	8.2	4.4	4.5
Ba	608	679	476	470	444	348	359	338	335	395	239	456	389	745	843
La	24.2	35.4	30.6	30.0	26.3	29.6	20.5	19.2	27.4	23.3	71.5	22.7	36.6	23.6	22.7
Ce	56.3	78.0	61.3	68.2	56.4	69.1	37.4	38.4	47.6	49.4	114.4	46.8	70.5	43.8	45.8
Pr	6.41	8.41	7.47	7.25	6.66	7.70	4.70	4.32	4.92	5.44	9.09	5.92	7.87	5.11	5.02
Nd	24.2	32.9	28.3	27.2	25.3	30.4	16.9	15.8	16.4	19.6	22.9	23.4	26.7	18.5	18.2
Sm	5.20	6.45	5.98	5.85	5.49	6.98	3.62	3.39	2.98	4.19	2.72	5.08	5.30	3.58	3.40
Eu	0.83	0.97	0.88	1.10	0.87	1.25	0.88	0.83	0.82	0.96	0.70	0.98	0.93	0.88	0.73
Gd	5.91	6.89	4.90	6.23	4.46	6.97	2.92	2.66	2.63	3.97	1.90	3.76	4.63	2.67	2.94
Tb	0.98	1.01	0.78	0.84	0.73	1.10	0.49	0.46	0.42	0.60	0.24	0.65	0.69	0.40	0.42
Dy	6.23	5.82	4.72	5.78	4.36	7.29	3.12	2.84	2.32	3.51	1.33	4.22	3.85	2.22	2.13
Ho	1.33	1.21	1.02	1.21	0.92	1.48	0.61	0.58	0.45	0.72	0.27	0.86	0.75	0.42	0.39
Er	3.60	3.54	2.80	3.17	2.50	4.10	1.67	1.62	1.37	2.13	0.85	2.35	2.23	1.15	1.14
Tm	0.50	0.55	0.42	0.65	0.39	0.68	0.26	0.26	0.21	0.34	0.14	0.35	0.36	0.17	0.18
Yb	3.21	2.91	2.49	2.75	2.27	4.11	1.70	1.61	1.40	2.19	0.97	2.22	2.30	1.02	1.11
Lu	0.52	0.48	0.40	0.44	0.36	0.65	0.27	0.27	0.21	0.33	0.15	0.36	0.35	0.18	0.17
Hf	5.8	5.2	5.1	5.1	5.2	6.2	3.3	3.0	2.9	4.8	3.5	3.2	4.9	3.7	3.5
Ta	1.0	0.9	2.3	1.3	0.8	0.9	1.0	1.1	0.6	0.9	0.6	1.1	1.4	1.5	0.9
Th	12.6	16.7	10.0	15.1	8.5	13.4	14.1	19.0	10.6	14.2	24.2	7.2	13.4	9.5	8.4
U	3.9	2.6	2.4	3.2	1.9	2.3	1.9	2.6	1.1	1.4	1.6	2.1	2.2	2.2	3.3

Примечание. 1—6 — Анойский ареал, Гобиллинский массив (1, 2 — биотитовые гранодиориты, 3, 4 — биотитовые меланограниты, 5 — двуслюдяной гранит с псевдоморфозами по кордиериту, 6 — кварцевый диорит из меланократового включения в меланограните); 7—18 — Востокский ареал: 7—12 — Дальненский массив (7, 8 — крупнозернистые амфибол-биотитовые монцгранодиориты, 9, 10 — крупносреднезернистые биотитовые меланограниты, 11 — мелкозернистый биотитовый гранит, 12 — диорит, включение в монцгранодиорите); 13 — Бисерный массив, среднезернистый слабопорфировидный биотитовый гранит, 14—18 — Центральный шток месторождения Восток-2 (14 — среднезернистый биотитовый гранодиорит, 15 — среднезернистый биотитовый монцгранодиорит, 16, 17 — среднезернистые биотитовые меланограниты, 18 — мелкозернистый биотитовый плагиогранит (дайка)); 19—22 — Кокшаровский

в представительных пробах гранитоидов татинской серии

8-871/1	8-871/11	8-871/5	8-10-9	8-10-8/2	8-10-8/1	8-10-9/1	8-02-14/1	8-02-26	К-159-В	В-1352	8-08-11	В-1342	8-08-6	Т-43-о
16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
69.63	69.98	69.36	72.82	73.25	74.02	76.30	71.19	74.26	74.03	75.52	65.54	68.22	70.25	70.75
0.42	0.43	0.39	0.25	0.20	0.18	0.09	0.03	0.10	0.03	0.05	0.54	0.53	0.37	0.40
15.02	15.14	14.87	13.76	13.83	13.59	12.56	15.73	13.97	14.80	13.50	15.79	15.35	15.07	14.36
3.20	3.34	2.81	3.02	2.76	2.50	1.84	0.79	1.72	1.92	0.90	4.69	3.96	3.15	3.50
0.04	0.06	0.04	0.06	0.05	0.04	0.03	0.14	0.09	0.19	0.06	0.10	0.10	0.06	0.05
1.67	1.53	1.40	0.25	0.18	0.13	0.05	0.30	0.41	0.15	0.53	1.75	1.57	0.92	1.44
2.65	3.05	3.92	1.16	1.15	0.95	0.67	1.21	1.17	0.57	0.78	3.48	3.15	2.82	2.58
3.32	3.40	3.57	3.78	3.98	3.68	3.38	3.54	2.87	2.80	3.42	2.99	3.00	3.99	3.51
2.98	2.74	0.99	4.63	4.50	4.68	4.93	6.68	5.01	4.74	4.50	3.75	3.73	2.94	3.92
0.11	0.11	0.11	0.08	0.06	0.06	0.03	0.03	0.03	0.14	0.14	0.19	0.17	0.10	0.12
1.24	0.67	2.54	0.29	0.00	0.27	0.19	0.44	0.29	0.30	0.20	0.51	0.20	0.31	0.47
100.28	100.45	100.01	100.11	99.95	100.10	100.06	100.08	99.92	99.76	99.71	99.42	99.60	100.07	99.77
7	7	7	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
64	71	58	»	»	»	»	52	38	»	1	48	»	26	»
7	7	5	»	»	»	»	2	3	»	2	8	»	4	»
126	110	61	199	218	219	289	136	180	211	242	146	141	98	84
370	364	362	125	101	104	51	79	170	23	25	287	310	378	315
16	13	10	30	28	20	36	34	33	38	14	26	26	16	14
165	127	145	191	149	159	122	108	53	27	11	234	171	99	101
12.1	10.2	7.7	19.3	18.0	17.0	23.5	7.2	8.9	—	1.0	12.9	3.2	12.6	1.8
4.5	5.5	3.6	7.8	9.9	9.3	17.4	4.0	6.5	н/о	н/о	8.0	н/о	3.5	н/о
555	614	316	417	267	261	119	195	117	67	34	548	630	471	481
27.6	24.5	31.8	32.2	32.4	30.0	23.0	17.6	17.0	6.5	5.1	34.3	41.1	22.0	17.3
54.1	48.1	61.6	67.6	67.5	58.3	46.8	37.7	35.9	16.4	12.0	73.0	82.3	42.1	39.1
6.19	5.27	6.75	8.28	7.74	6.97	6.21	4.35	4.08	2.18	1.42	7.62	9.98	4.64	5.00
21.6	18.5	22.5	29.5	27.7	23.0	21.5	18.2	16.4	7.7	4.6	30.0	31.8	17.5	16.8
4.10	3.47	3.94	5.74	5.06	4.46	4.79	4.45	4.26	3.41	1.45	6.14	6.34	3.41	3.40
0.89	0.80	0.73	0.54	0.37	0.42	0.27	0.37	0.74	0.17	0.12	1.19	1.15	0.70	0.67
3.35	3.00	2.79	5.27	5.10	3.48	4.97	2.96	3.24	4.28	1.41	3.80	5.21	2.20	2.83
0.48	0.36	0.38	0.83	0.67	0.54	0.81	0.62	0.73	0.94	0.34	0.68	0.75	0.39	0.47
2.76	1.94	1.69	4.73	3.90	2.98	5.05	4.91	5.18	6.77	2.60	4.51	5.10	2.55	2.97
0.51	0.36	0.33	0.93	0.82	0.54	1.04	1.31	1.16	1.16	0.45	0.94	0.93	0.53	0.57
1.38	1.09	0.90	2.92	2.44	1.64	3.41	4.46	3.48	3.16	1.22	2.73	2.93	1.54	1.66
0.21	0.17	0.13	0.45	0.39	0.27	0.58	0.75	0.51	0.50	0.19	0.40	0.35	0.23	0.24
1.41	1.03	0.81	2.71	2.57	1.90	4.10	5.04	3.04	3.08	1.40	2.47	2.65	1.43	1.72
0.22	0.17	0.13	0.45	0.36	0.27	0.58	0.90	0.51	0.45	0.22	0.42	0.38	0.25	0.28
4.1	3.2	3.6	5.8	4.9	4.8	5.3	3.9	2.5	1.8	1.2	5.9	5.0	3.4	4.0
0.8	0.8	0.7	1.9	1.5	1.4	3.2	2.7	1.1	—	0.8	1.1	—	1.3	0.2
10.4	8.7	9.3	17.8	18.8	18.6	26.5	12.3	11.7	8.9	3.9	19.0	17.3	11.5	11.5
1.7	2.0	2.5	3.8	4.1	2.9	5.9	2.6	4.3	7.7	2.5	6.3	3.0	4.5	2.9

ареал, Лампохезский массив (19, 20 — крупнозернистые биотитовые граниты, 21 — среднезернистый биотитовый гранит, 22 — аплитовидный гранит); 23—30 — Находкинский ареал, Успенский массив: 23—26 — породы ранней ассоциации (23 — гранатсодержащий биотитовый гранит, 24 — гранат-биотитовый лейкогранит, 25, 26 — гранат-двуслодные лейкограниты); 27—30 — породы поздней ассоциации (27 — биотитовый гранодиорит, 28 — биотитовый меланогранит, 29 — амфибол-биотитовый гранит, 30 — биотитовый гранит).

Анализы 25, 26, 28, 30 заимствованы из [Москаленко и др., 2011].

Fe₂O₃* — суммарное железо в форме Fe₂O₃; н/о — не определялось; прочерк — не обнаружено (концентрация ниже предела обнаружения).

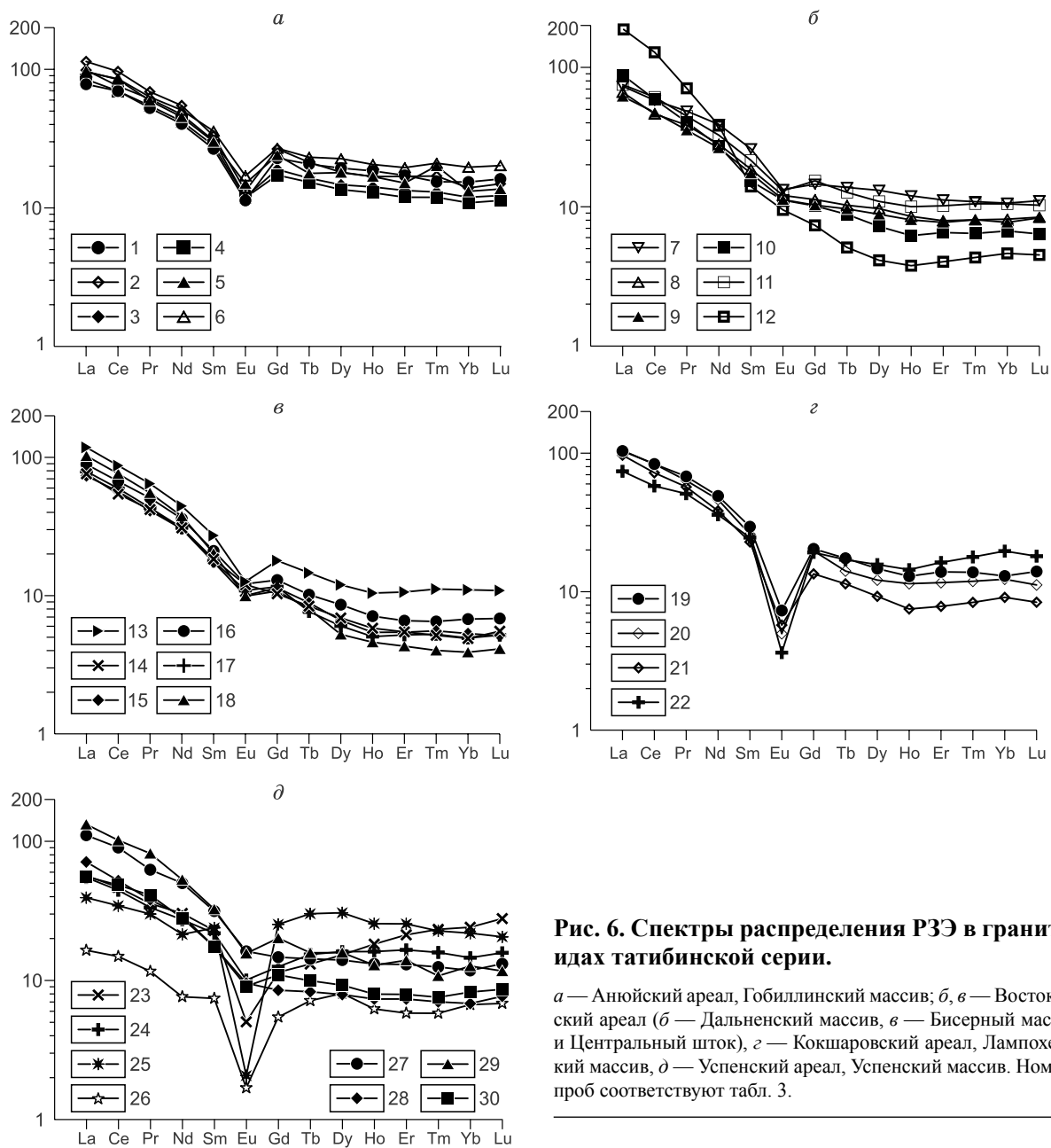


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ в гранитоидах татибинской серии.

a — Анойский ареал, Гобиллинский массив; *б, в* — Восточковский ареал (*б* — Дальненский массив, *в* — Бисерный массив и Центральный шток), *з* — Кокшаровский ареал, Лампохезский массив, *д* — Успенский ареал, Успенский массив. Номера проб соответствуют табл. 3.

серии. Содержания РЗЭ сопоставимы с наиболее глиноземистыми меланократовыми гранитоидами Гобиллинского и Успенского массивов, отличия наблюдаются только в степени относительного обеднения европием (величина отношения Eu/Eu^* в гранитах Лампохезского массива составляет 0.22—0.32; см. рис. 6, *з*).

Гранатосодержащие лейкограниты ранней ассоциации Успенского массива характеризуются пониженными, в сравнении с остальными гранитоидами второй половины раннего мела, концентрациями (г/т) большинства высоkozарядных элементов (Zr — 11—108; Hf — 1.2—3.9; Nb — 1—9; Th — 4—12), резко понижающимися с увеличением кремнекислотности пород (см. табл. 3). При этом содержания Y (14—34 г/т) в них сопоставимы с другими гранитоидами татибинской серии, а Ta (до 2.7 г/т) и U (до 7.7 г/т) существенно превышают их. Для лейкогранитов типичны пониженные концентрации РЗЭ (32—104 г/т), слабоасимметричные спектры их распределения с $(La/Yb)_N = 1.4—3.8$ и глубоким европиевым минимумом. В целом содержания РЗЭ понижаются с ростом кремнекислотности пород, одновременно увеличивается глубина Eu минимума. Спектры РЗЭ наиболее кремнекислых лейкогранитов демонстрируют наличие тетрад-эффекта (см. рис. 6, *д*).

Таким образом, гранитоиды второй половины раннего мела, локализованные в Самаркинском террейне, характеризуются широким разнообразием составов, образуя практически непрерывный тренд от

высокоглиноземистых гранитоидов (*S*-тип, по [Chappel, White, 1974]) до известково-щелочных разновидностей нормальной и повышенной калиевоности. Редкоэлементные характеристики пород также отличаются широким разнообразием, причем вариации высокозарядных элементов и РЗЭ образуют устойчивый тренд, отражающий понижение глиноземистости и повышение кальциевоности пород, а крупноионные литофильные элементы демонстрируют более сложный характер поведения.

Другой особенностью гранитоидов татибинской серии, резко отличающей их от гранитоидов первой половины раннего мела, является наличие в ряде массивов пород гранит-лейкогранитной группы, обогащенных редкими щелочами, обедненных щелочноземельными элементами и имеющих широкие вариации высокозарядных элементов и РЗЭ.

Исследования изотопного состава неодима в гранитоидах второй половины раннего мела показали наличие более широких, в сравнении с породами хунгарийской серии, вариаций (см. табл. 2). Минимальные значения величины $\epsilon_{Nd}(t)$ (-3.8) и максимальный модельный Nd возраст (1.2 млрд лет) зафиксированы для гранатсодержащих лейкогранитов ранней ассоциации Успенского массива. Наиболее радиогенный состав Nd ($\epsilon_{Nd}(t) = -0.7 \dots -0.8$ и $t_{Nd}(DM)-2 = 0.97-0.98$ млрд лет) характерен для меланократовых гранитов Центрального штока Востокского ареала и поздней ассоциации Успенского массива, а также гранитов Лампохезского массива.

Вмещающие породы Самаркинского террейна. Алевропесчаники и алевролиты турбидитового матрикса Самаркинской аккреционной призмы представляют собой породы с базальным глинистым или глинисто-хлоритовым цементом. Среди обломков преобладает аркозовый материал (кварц, полевые шпаты), реже отмечаются обломки кислых и основных вулканитов, кремней. В отдельных горизонтах, по данным [Белянский, Никитина, 1978], отмечаются повышенные содержания пироксенов и оливина. В тяжелой фракции присутствуют апатит, оксиды железа, монацит, гранат, реже сфен и циркон.

Вещественный состав осадочных пород характеризуется относительно высокой кремнекислотностью (66.5—75.8 мас. % SiO_2), умеренной глиноземистостью (12.5—14.5 мас. % Al_2O_3), пониженными концентрациями фемических элементов ($\text{TiO}_2 < 0.8$ мас. %; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ в большинстве изученных проб — на уровне 2—5 мас. %, лишь в единичных пробах возрастает до 8—9 мас. %), низкими содержаниями кальция (0.3—0.8 мас. % CaO в породах, свободных от карбонатной примеси), преобладанием калия над натрием.

По содержаниям большинства несовместимых редких элементов (Rb, Zr, Hf, Th, U, легкие РЗЭ, «транзитные» элементы) изученные осадочные породы занимают промежуточное положение между составами валовой и верхней коры, по оценке [Taylor, McLennan, 1985], приближаясь к составу последней (табл. 4). В то же время концентрации Cs, иттриевых лантаноидов и Y в рассматриваемых породах повышены относительно состава верхней коры (хотя и не достигают уровня, характерного для PAAS), содержания Sr, Nb и Ta существенно ниже, а Ba — выше, чем в любом из обсуждаемых «модельных» коровых источников (см. табл. 4).

В целом вещественный состав осадочных пород Самаркинского террейна свидетельствует о формировании их за счет размыва коры «переходного» типа с преобладанием кремнекислых пород. Наиболее вероятным источником материала могли являться комплексы активной окраины континента. Исследования изотопного состава Nd в осадочных породах указывают на среднепозднерифейский (1.0—1.3 млрд лет) модельный возраст их протолитов. Значение $\epsilon_{Nd}(t)$, рассчитанное на время формирования гранитоидов татибинской серии (100 млн лет), составляет $-1.9 \dots -4.7$.

Базальты из включений Самаркинской аккреционной призмы отвечают по составу океаническим базальтам и отличаются неоднородностью вещественного состава, в частности — широкими вариациями содержаний калия, титана и фосфора. Редкоэлементные характеристики свидетельствуют о присутствии среди изученных пород как разновидностей, деплетированных в отношении высокозарядных и редкоземельных элементов (близких к N-MORB), так и обогащенных ими, соответствующих OIB (см. табл. 4). Изотопный состав Nd в одном из «обогащенных» базальтов (см. табл. 2, ан. № 12) характеризуется $\epsilon_{Nd}(100 \text{ млн лет}) = +1.4$. Для деплетированных базальтов, близких по составу к N-MORB, логично ожидать более высоких величин $\epsilon_{Nd}(t)$, вплоть до +10, характерных для деплетированной мантии.

Раннемеловые базальты и габброиды. Мантийный магматизм, синхронный по возрасту формированию гранитоидов татибинской серии, представлен в Самаркинском террейне базальтами и андезитами алчанской свиты (один из ареалов такого вулканизма находится в окрестностях Востокского рудно-магматического узла), а также редкими дайками лейкогаббро и меланодиоритов, прорывающих гранитоиды Успенского массива. В соседнем Журавлевском террейне раннемеловой (112—105 млн лет) возраст установлен для монцогаббро и монцодиоритов Араратского и Березовского интрузивов в Кавалеровском ареале (см. рис. 2), детально описанных в [Иванов и др., 1980; Гоневчук и др., 2011].

Представительные анализы раннемеловых основных пород приведены в табл. 5. Их состав характеризуется низкими содержаниями титана (не более 1.6 мас. % TiO_2), повышенными — калия (1.9—

Таблица 4. **Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных пробах пород Самаркинского террейна**

Компонент	8-09-18/1	8-09-18/2	8-874	8-10-11/4	8-08-18/1	8-08-20/1	X	8-09-17/2	8-875	8-08-21/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	64.61	72.09	69.39	74.10	69.82	67.99	70.82	46.95	43.87	46.55
TiO ₂	0.82	0.63	0.65	0.42	0.56	0.61	0.52	0.72	4.08	2.27
Al ₂ O ₃	16.45	13.35	14.53	13.30	15.15	15.40	13.96	17.80	16.64	15.92
Fe ₂ O ₃ *	6.22	4.36	5.42	2.17	3.94	5.57	3.92	8.47	17.61	14.73
MnO	0.06	0.06	0.15	0.03	0.03	0.02	0.06	0.12	0.16	0.19
MgO	2.31	1.88	1.80	0.76	0.72	0.99	1.15	10.50	2.67	6.90
CaO	0.96	1.31	0.37	0.66	0.42	0.24	0.92	11.34	4.04	4.75
Na ₂ O	1.76	3.48	2.00	3.74	2.77	1.60	3.12	2.30	2.80	2.86
K ₂ O	4.11	2.50	2.50	3.30	3.86	3.89	3.11	0.72	2.86	0.51
P ₂ O ₅	0.16	0.12	0.15	0.07	0.13	0.15	0.11	0.05	0.43	0.38
П.п.п.	2.80	0.98	3.55	1.70	3.00	3.58	2.08	1.65	4.81	5.14
Сумма	100.27	100.76	100.51	100.25	100.40	100.04	99.83	100.62	99.96	100.21
Cr	57	105	55	41	33	42	56	323	156	46
Co	8	12	18	5	6	4	13	45	52	34
Rb	126	62	125	91	126	129	106	33	85	39
Sr	111	126	120	229	152	64	131	104	255	586
Y	24	16	30	15	25	30	25	15	38	30
Zr	131	168	163	161	246	178	182	6	111	221
Nb	12.1	7.9	10.4	11.1	9.4	11.8	10.8	0.7	14.1	59.8
Cs	11.2	3.0	6.8	1.7	2.9	6.9	4.7	3.9	14.8	3.9
Ba	419	400	326	593	671	764	853	54	200	375
La	30.3	18.0	28.0	22.2	27.8	38.9	27.7	2.9	11.5	52.7
Ce	61.3	37.2	59.9	43.5	58.8	75.9	57.3	7.3	28.7	110.3
Pr	7.21	4.52	7.16	5.08	6.38	8.50	6.66	1.03	4.43	14.4
Nd	25.6	15.8	25.6	17.8	25.5	32.2	25.4	4.5	23.7	57.7
Sm	4.97	3.35	5.82	3.49	4.95	6.92	5.33	1.49	7.74	13.0
Eu	0.90	0.76	1.06	0.82	0.98	1.15	1.02	0.60	2.72	3.94
Gd	4.37	3.13	5.57	3.15	4.25	5.48	4.75	2.10	8.19	10.5
Tb	0.68	0.48	0.84	0.43	0.63	0.84	0.70	0.36	1.30	1.29
Dy	4.02	2.93	4.95	2.66	3.92	4.90	4.12	2.48	7.33	6.01
Ho	0.84	0.60	1.02	0.53	0.90	1.09	0.88	0.56	1.29	1.16
Er	2.21	1.60	2.87	1.48	2.67	3.13	2.44	1.49	3.18	2.72
Tm	0.34	0.24	0.42	0.24	0.40	0.44	0.35	0.21	0.43	0.31
Yb	2.06	1.43	2.64	1.44	2.29	2.62	2.12	1.22	2.38	1.55
Lu	0.35	0.24	0.42	0.23	0.38	0.40	0.35	0.20	0.29	0.22
Hf	3.8	4.2	4.0	4.0	6.6	5.3	4.9	0.7	3.6	5.0
Ta	0.9	0.6	0.6	0.8	0.6	0.9	0.8	0.0	1.1	2.9
Th	9.9	4.7	8.3	5.3	12.0	15.2	9.6	0.5	0.7	4.5
U	3.0	1.9	2.2	1.9	4.0	4.0	2.9	1.1	0.3	1.3

Примечание. 1—6 — алевропесчаники турбидитового матрикса Самаркинской аккреционной призмы (1, 2 — Аняйский ареал, 3 — Востоковский ареал, 4 — Кокшаровский ареал, 5, 6 — Находкинский ареал); 7 — средний состав осадочных пород матрикса Самаркинской аккреционной призмы (по данным 27 петрохимических и девяти редкоземельных анализов); 8—10 — базальты из тектонических включений в осадочных породах. Fe₂O₃* — суммарное железо в форме Fe₂O₃.

Таблица 5. **Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных пробах раннемеловых мантийных пород Самаркинского террейна и его обрамления**

Компонент	В-1333m	8-12-21/3	8-12-21/4	Гв-1220	Ал-22	Ал-20	Ал-15	Ал-19
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49.90	45.21	50.76	54.88	52.70	53.50	57.40	58.50
TiO ₂	1.22	1.63	0.92	0.95	0.88	1.11	0.72	0.67
Al ₂ O ₃	17.78	10.75	18.33	17.00	17.01	15.87	16.12	16.15
Fe ₂ O ₃	10.51	16.88	9.33	8.88	10.03	7.43	7.91	6.83
MnO	0.16	0.32	0.17	0.13	0.18	0.11	0.14	0.13
MgO	6.56	9.57	4.93	3.93	7.78	5.46	4.47	4.80
CaO	6.25	9.64	8.97	6.00	5.12	4.40	3.93	2.38
Na ₂ O	3.58	1.39	3.17	2.92	1.73	2.00	2.77	3.66
K ₂ O	1.90	2.08	1.60	4.24	2.19	3.25	2.51	2.87
P ₂ O ₅	0.41	0.41	0.44	0.41	0.30	0.60	0.24	0.30
П.п.п.	1.86	1.01	0.96	1.75	2.17	6.55	4.21	3.91
Сумма	100.13	98.90	99.57	101.09	100.09	100.28	100.42	100.20
Sc	н/о	60	26	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Cr	н/о	164	70	76	74	127	106	49
Co	н/о	44	23	23	24	18	11	19
Rb	30	65	46	150	64	16	70	19
Sr	515	465	927	761	584	436	460	1201
Y	30	30	20	26	16	17	22	15
Zr	144	78	81	257	191	51	76	162
Nb	10.2	9.9	6.1	8.7	14.1	4.6	7.3	10
Cs	н/о	4.6	5.3	8.5	н/о	н/о	н/о	н/о
Ba	552	512	412	529	718	225	602	625
La	30.1	19.6	24.3	26.7	35.3	9.17	20.3	3.9
Ce	62.1	45.2	50.2	54.8	67.8	28.1	40.6	20.9
Pr	8.13	6.00	5.90	6.65	7.75	2.76	5.22	8.09
Nd	28.8	26.3	24.2	27.0	28.3	11.9	21.4	30.2
Sm	6.11	6.59	4.81	5.88	4.48	3.42	4.08	5.44
Eu	1.64	1.15	1.76	1.54	1.29	0.83	1.2	1.52
Gd	5.40	6.13	4.29	4.68	3.75	3.04	4.2	3.82
Tb	0.91	0.90	0.66	0.72	0.44	0.48	0.56	0.52
Dy	5.79	5.35	3.33	4.47	2.50	3.02	3.73	2.88
Ho	1.12	1.05	0.69	0.89	0.39	0.54	0.61	0.4
Er	3.21	2.78	1.95	2.28	1.29	1.66	1.76	0.8
Tm	0.41	0.45	0.30	0.34	0.29	0.3	0.63	0.2
Yb	2.56	2.70	1.67	2.12	1.08	1.57	1.68	0.88
Lu	0.42	0.42	0.27	0.35	0.22	0.1	0.24	0.27
Hf	3.9	2.1	2.1	5.8	1.7	3.5	2.5	3.0
Ta	0.0	0.5	0.3	0.5	0.2	0.7	0.5	0.5
Th	4.0	3.5	3.8	6.9	1.2	2.7	4.0	5.3
U	0.8	0.9	0.9	2.4	0.3	0.7	1.3	1.6

Примечание. 1 — биотит-амфиболовый меланодиорит, дайка среди гранитов Успенского массива; 2—4 — породы Арагатского массива (Кавалеровский ареал, Журавлевский террейн): 2 — крупнозернистое биотит-пироксен-амфиболовое меланократовое монцогаббро, 3 — среднезернистое пироксен-амфиболовое лейкократовое монцогаббро, 4 — крупнозернистый биотит-амфиболовый монцодиорит; 5—8 — базальты и андезиты Алчанской свиты (данные [Симаненко и др., 2006]).

Fe₂O₃* — суммарное железо в форме Fe₂O₃, н/о — не определялось.

3.2 мас. % K_2O в основных породах, до 2—4 мас. %, изредка более высоких — в средних), а также высокими концентрациями фосфора (0.4—0.6 мас. % P_2O_5). Для редкоземельного состава типично обогащение Sr (до 500—900 г/т), Ba (до 400—700 г/т), «переходных» элементов (Cr — 70—16 г/т, Co — 20—40 г/т). Содержания редкоземельных элементов (в первую очередь лантаноидов цериевой группы) также находятся на вышекларковом (по [Turekian, Wedepool, 1961]) уровне (суммарно — 120—150 г/т). Характерной чертой вулканитов алчанской свиты являются пониженные содержания лантаноидов итриевой группы (см. табл. 5). Приведенные данные свидетельствуют о принадлежности рассматриваемых пород к монцитонитовой серии. Исследование изотопного состава неодима в лейкогаббро Успенского и Арагатского массивов (см. табл. 2, ан. 13, 14) имеют отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(t)$ (–1.2. и –3.2 соответственно).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимические типы раннемеловых гранитоидов. Сопоставление петрохимических и редкоземельных характеристик изученных раннемеловых гранитоидов указывает на их вещественную неоднородность. При этом гранитоиды первой половины раннего мела (хунгарийская серия) характеризуются весьма выдержанным составом. Все они соответствуют породам нормальной щелочности, имеют калиевую специализацию щелочей, бедны кальцием и пересыщены глиноземом, соответствуя высокоглиноземистым гранитоидам, по [Изох, 1965], или гранитоидам S-типа, по [Chappel, White, 1974].

Гранитоиды второй половины раннего мела (татибинская серия) характеризуются значительно большей пестротой вещественного состава. Практически все они (за исключением единичных проб) соответствуют породам нормальной щелочности. Однако тип щелочности (K/Na отношение), железистость и глиноземистость пород, соотношение щелочей и кальция варьируют в достаточно широких пределах. При этом в одних ареалах (например, в Анойском или Кокшаровском) состав гранитоидов достаточно выдержан, в других (Востоковский) значительные различия обнаруживаются не только между породами разных массивов, но и в пределах одного массива и даже одной интрузивной фазы.

В.И. Гвоздев [2010], характеризуя гранитоиды второй половины раннего мела, отнес их к промежуточным разновидностям I-S-типов. Детальный анализ фактических данных, приведенных в настоящей работе, в целом подтверждает эту точку зрения, демонстрируя наличие практически непрерывного спектра составов от тяготеющих к S-типу (гранитоиды Гобиллинского массива и лейкограниты ранней ассоциации Успенского массива) до типичных I-гранитов (наиболее низкощелочные и низкокалиевые породы Востоковского ареала). В рамках этого спектра прослеживается закономерное изменение редкоземельных характеристик гранитоидов, выражающееся в синхронном понижении концентраций высоkozарядных, редкоземельных и «переходных» элементов, а также обогащение их радиогенным неодимом. В то же время в ряде изученных массивов (Востоковский ареал, поздняя ассоциация Успенского массива) встречаются гранитоиды с более высокой щелочностью и калиевостью, обогащенные Sr, Ba, в меньшей степени — легкими РЗЭ, что сближает их с породами монцитонитовых (шошонит-латитовых) серий. Очевидно, что такое разнообразие гранитоидов является следствием различия их источников и механизмов петрогенезиса.

Особенности петрогенезиса гранитоидов. Гранитоиды первой половины раннего мела (хунгарийская серия) являются типичными представителями гранитоидов высокоглиноземистого типа, формирование которых традиционно связывается с плавлением метаосадочных субстратов верхней коры.

Этому предположению не противоречат и изотопные данные, указывающие на идентичный состав Nd в хунгарийских гранитоидах и осадочных породах Самаркинской призм.

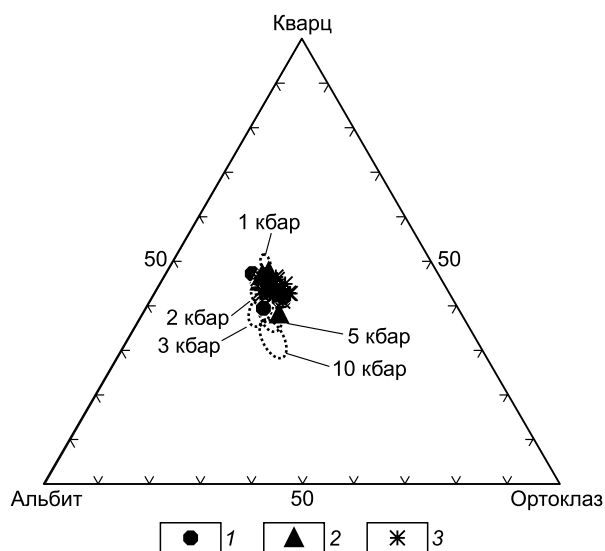


Рис. 7. Положение точек составов хунгарийских гранитов на диаграмме кварц—альбит—ортоклаз.

Составы гранитоидов: 1 — Горбунского массива, 2 — Шивкинского массива, 3 — штока Лермонтовского месторождения. Пунктирными овалами обозначены области составов анатектических выплавов, полученных в опытах [Montel, Vielzeuf, 1997] (обсуждение в тексте).

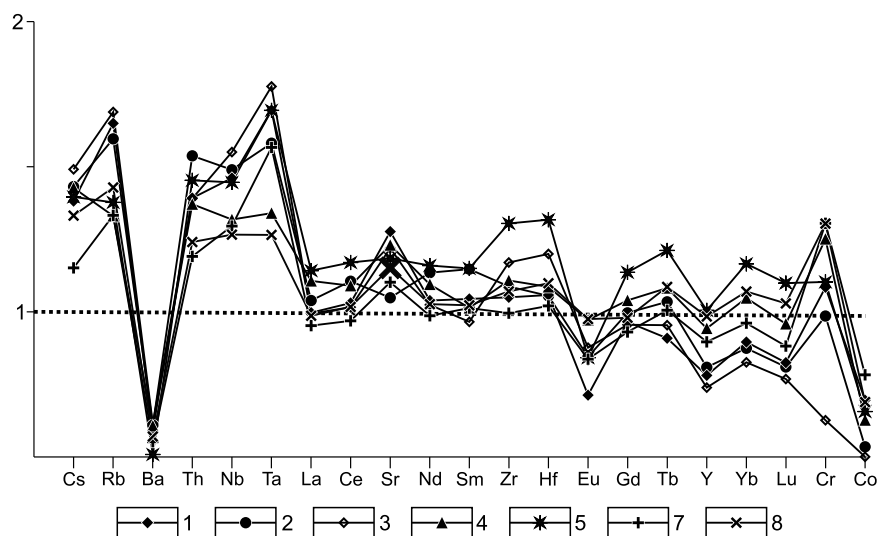


Рис. 8. Мультиэлементные диаграммы для гранитоидов хунгарийской серии.

Нормировано по среднему составу осадочных пород Самаркинской аккреционной призмы (см. табл. 4, № 7). Номера проб соответствуют табл. 1.

Эксперименты по плавлению метапелитов и метаграувакк, по составу близких к раннемезозойским осадкам Самаркинского террейна [Montel, Vielzeuf, 1997], показывают, что выплавки, по петрохимическому составу аналогичные хунгарийским гранитоидам, могли быть сформированы в достаточно широком интервале температур и давлений. Максимальное соответствие модельных составов реальным наблюдается для $P = 3\text{—}5$ кбар и $T = 800\text{—}850$ °C (рис. 7). Степень плавления при этом составила 22—26 %, а рестит был представлен кварцем (36—41 %), плагиоклазом (38—40 %), небольшим количеством биотита и оксидов железа (менее 20 % и менее 6 % соответственно). При $T = 850$ °C среди реститовых минералов появлялся ортопироксен, а при повышении давления до 8 кбар — гранат.

Сравнение редкоэлементных составов гранитоидов первой половины раннего мела и осадочных пород Самаркинской аккреционной призмы (рис. 8) свидетельствует о том, что гранитоиды обладают повышенными в 1.2—1.6 раза, относительно своего предполагаемого источника, содержаниями Ta, Nb, Th, Rb, Cs, Sr, пониженными концентрациями Ba, Co, Y и тяжелых РЗЭ. Учитывая закономерности эволюции редкоэлементного состава расплава, находящегося в равновесии с перечисленными выше минеральными фазами [Arth, 1976; Антипин, Макрыгина, 2008] и коэффициенты распределения редких элементов между кремнекислым расплавом, породообразующими и акцессорными минералами [Mahood, Hildreth, 1983; Nash, Crecraft, 1985; и др.] такие особенности редкоэлементного состава анатектических выплавов вполне логично объясняются равновесием их с указанным выше реститом. Единственным исключением является обогащение выплавов Sr относительно Eu, в то время как плагиоклаз (единственная фаза, концентрирующая оба эти элемента) имеет $K_D^{Sr} > K_D^{Eu}$ (учитывая резкие вариации содержания Sr в осадочных породах, возможно, полученная нами средняя оценка в отношении этого элемента оказалась не совсем корректной). Слабоповышенные относительно источника содержания Zr, Hf и «средних» РЗЭ предполагают плавление части содержащихся в рестите акцессорных минералов (в первую очередь — апатита, в значительно меньшей степени — циркона).

Таким образом, есть все основания считать, что гранитоиды первой половины раннего мела имеют корово-анатектическую природу и сформированы при частичном плавлении метаосадочных толщ верхней коры Самаркинского террейна, претерпевших интенсивные деформации и скупивание в процессе сдвиговых перемещений.

Гранитоиды второй половины раннего мела (татибинская серия) характеризуются более высокой, в сравнении с описанными выше породами хунгарийской серии, кальциевостью, в большинстве случаев имеют более радиогенный состав неодима. Как следствие, их формирование не может быть связано исключительно с анатектическим плавлением метапелитов. В то же время близость редкоэлементного состава наиболее глиноземистых гранитоидов второй половины раннего мела (Гобиллинский плутон) и пород хунгарийской серии (см. табл. 1, 3) свидетельствует, что главным источником татибинских гранитоидов также являлись метаосадочные толщи.

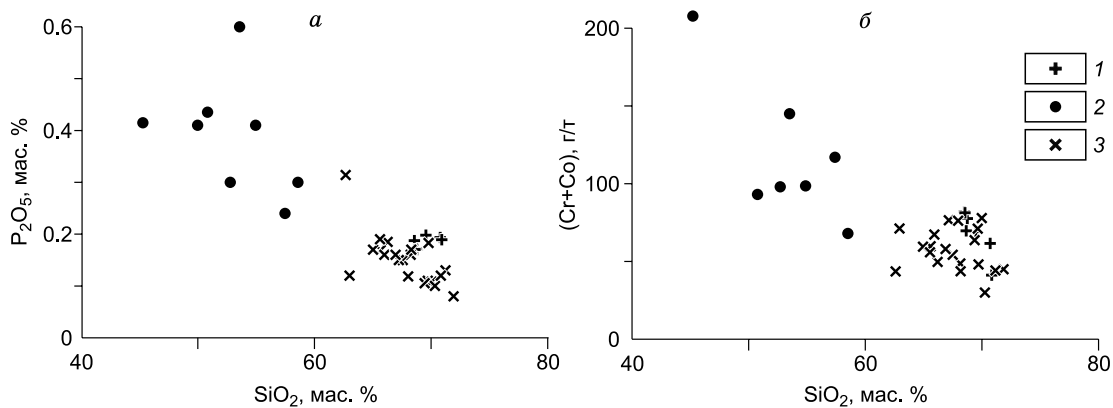


Рис. 9. Диаграммы $\text{SiO}_2\text{—P}_2\text{O}_5$ (а) и $\text{SiO}_2\text{—(Cr + Co)}$ (б) для раннемеловых магматических пород.

1 — гранитоиды хунгарийской серии, 2 — раннемеловые базальты и габброиды, 3 — гранитоиды татибинской серии.

Наличие синхронных с формированием гранитоидов проявлений мантийного магматизма позволяет предположить корово-мантийную природу гранитоидов, т.е. участие в их составе вещества мантийных магм. Альтернативой этой модели является предположение о формировании гранитоидов за счет плавления «комбинированного» корового источника, включавшего, помимо метатерригенных пород, иные (возможно, более тугоплавкие) образования. Учитывая природу Самаркинского террейна (фрагмент аккреционной призмы, подстилаемый океанической корой) и состав преобладающих включений в турбидитовом матриксе, практически единственным источником, способным обеспечить наблюдаемые изменения составов, являются океанические базальты (MORB, OIB), слагающие как включения в осадочных породах, так и основание Самаркинского террейна.

Сопоставление вещественного состава раннемеловых гранитоидов и базитов показывает, что «прямое» смешение вещества базитовых магм с анатектическими выплавками (аналогичными хунгарийским гранитоидам) не могло быть единственной причиной формирования гранитоидов второй половины раннего мела. Это наглядно иллюстрируется диаграммами $\text{SiO}_2\text{—P}_2\text{O}_5$ и $\text{SiO}_2\text{—(Cr + Co)}$ (рис. 9, а, б), так как гранитоиды татибинской серии характеризуются более низкими, в сравнении как с хунгарийскими гранитоидами, так и с базитовыми магмами, концентрациями фосфора, а также «переходных» элементов (Cr, Co). Кроме того, состав неодима в некоторых гранитоидах татибинской серии более радиогенный, нежели в синхронных им базитах и тем более в осадочных породах верхней коры (рис. 10). Таким образом, расплавы с соответствующими изотопными характеристиками не могут быть получены прямым смешением базитовых магм с кремнекислыми анатектическими выплавками (подобная модель предложена, например, для рудоносных гранитоидов Восточного Забайкалья [Берзина и др., 2013]). Возможность сколько-нибудь глубокой дифференциации гибридных магм с отсадкой апатита и рудных минералов, концентрирующих элементы группы железа, представляется маловероятной по причине отсутствия или малой величины европиевого минимума в меланократовых гранитоидах татибинской серии (в то время как плагиоклаз является неперенным минералом ликвидусной ассоциации).

Для проверки возможности формирования расплавов, соответствующих гранитоидам татибин-

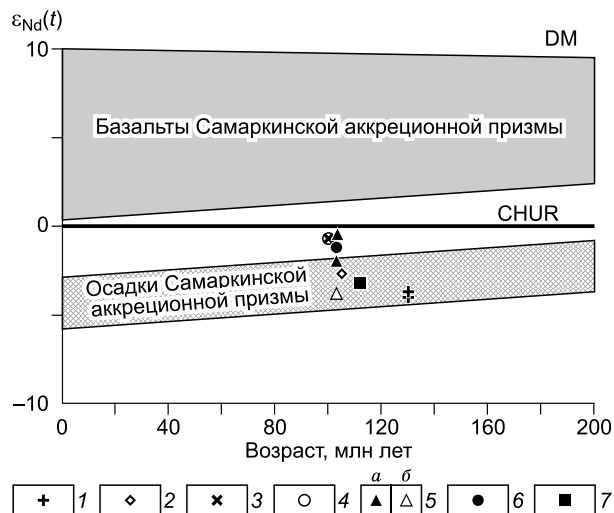


Рис. 10. Диаграмма возраст— $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для магматических и осадочных пород Самаркинского террейна Сихотэ-Алиня.

Гранитоиды: хунгарийская серия, 1 — Лермонтовский ареал; татибинская серия, 2 — Анюевский ареал, 3 — Восточевский ареал, 4 — Кокшаровский ареал, Успенский ареал, 5 — поздняя (а) и ранняя (б) ассоциации; габброиды: 6 — татибинская серия (Успенский массив), 7 — бачелазская серия (Аралатский массив). Пояснения см. в тексте.

ской серии, при плавлении «комбинированного» источника, состоящего из метапелитов и metabазитов (метаморфизованных океанических базальтов), были проведены оценки редкоэлементного состава модельных выплавов из metabазитов, соответствующих базальтам из включений в осадках Самаркинской аккреционной призмы. В качестве исходных субстратов были использованы составы деплетированного (8-09-17/1) и «обогащенного» (8-875) базальтов (см. табл. 4). Модельные оценки выполнены по методике, описанной в [Туркина, 2000] для условий дегидратационного плавления при $P = 3$ и 6.9 кбар, $T = 900$ °C, а также плавления в присутствии водного флюида при $P = 8$ кбар, $T = 1000$ °C. При выборе P - T параметров были использованы приведенные выше оценки возможных давлений, при которых происходило плавление метапелитов. Состав реститовых ассоциаций и степени плавления были приняты в соответствии с рекомендациями [Туркина, 2000].

Результаты сопоставления редкоэлементных характеристик пород хунгарийской серии (сформированных за счет метапелитовых источников), меланократовых гранитоидов второй половины раннего мела и модельных выплавов из metabазальтов приведены на рис. 11. Видно, что содержания редкоземельных и высокозарядных элементов в гранодиоритах и меланогранитах татибинской серии вполне удовлетворительно объясняются смешением анатектических расплавов, образовавшихся при плавлении метапелитов, с небольшим количеством выплавов из metabазитов (преимущественно деплетированных, близких к N-MORB), сформированных при $P = 8$ кбар в присутствии воды. Исключением являются гранитоиды Гобиллинского массива, имеющие более высокие в сравнении с хунгарийскими гранитами концентрации редкоземельных (в первую очередь — иттриевой группы) и ряда высокозарядных элементов

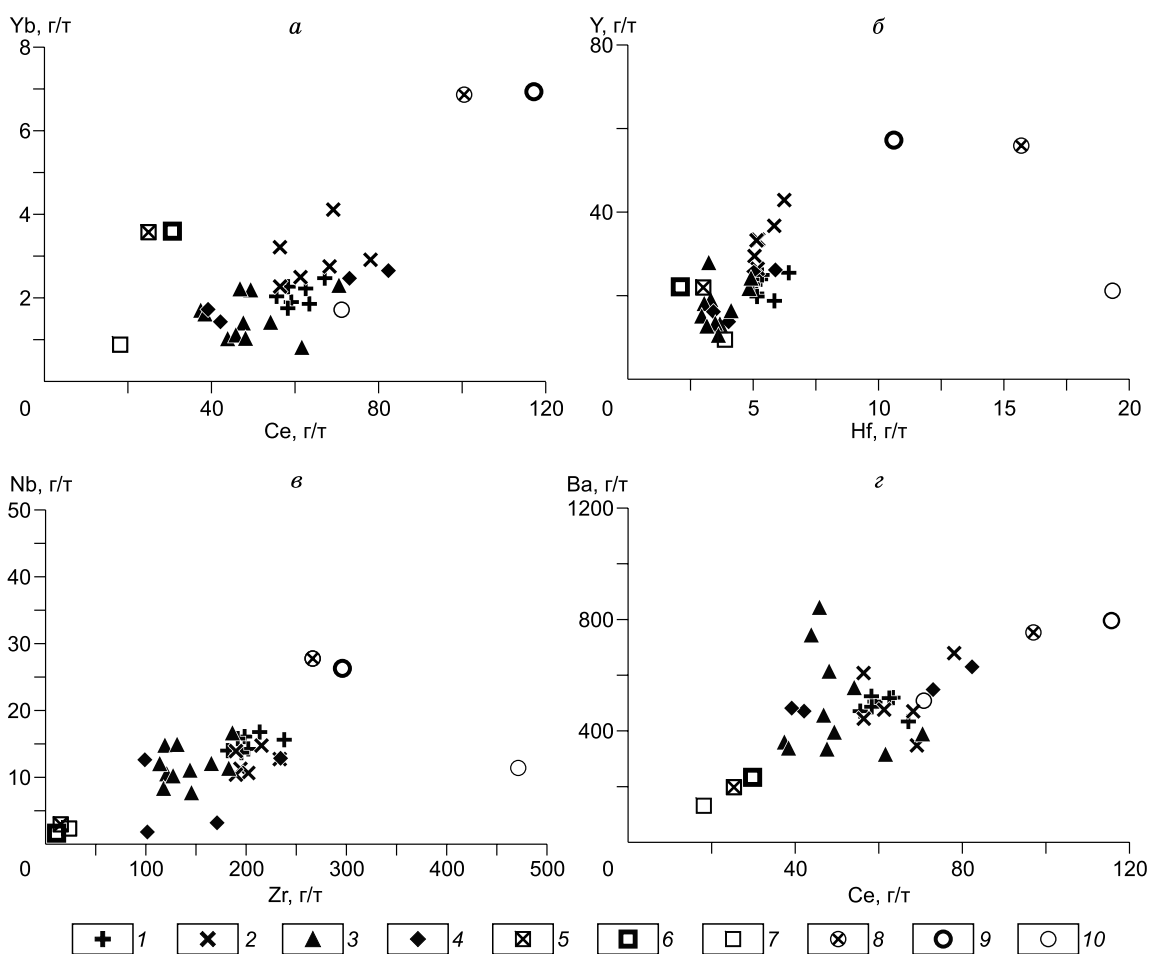


Рис. 11. Бинарные геохимические диаграммы, иллюстрирующие возможность формирования магм гранитоидов татибинской серии за счет плавления «комбинированного» источника.

1 — гранитоиды хунгарийской серии, 2—4 — меланократовые гранитоиды татибинской серии (2 — Гобиллинский массив, 3 — массивы Востокского ареала, 4 — поздняя ассоциация Успенского массива); 5—10 — составы модельных выплавов из metabазитов для $P = 3$ кбар и $T = 900$ °C, $P = 6.9$ кбар и $T = 900$ °C (дегидратационное плавление), $P = 8$ кбар и $T = 1000$ °C (плавление в присутствии воды); 5—7 — деплетированный базальт, обр. 8-09-17/1; 8—10 — обогащенный базальт, обр. 8-875. Пояснения см. в тексте.

(см. табл. 1, 3). Специфика состава этих пород может объясняться более интенсивным плавлением циркона при анатексисе и, соответственно, переходом в расплав, большей доли HREE, Zr, Y и Hf.

Изотопные характеристики пород Самаркинского террейна ($t_{Nd}(DM) = 1.0\text{—}1.3$ млрд лет и $\epsilon_{Nd}(100) = -1.9\text{—}-4.7$ для терригенных пород; $\epsilon_{Nd}(100) > +1.5$ для метабазальтов) также не противоречат модели формирования гранитоидов тагитинской серии за счет плавления «комбинированного» источника (см. рис. 11). В то же время вариации содержаний крупноионных литофильных элементов (в первую очередь — щелочноземельных) не вполне соответствуют этой модели (см. рис. 10, *з*).

Таким образом, предлагаемая модель плавления «комбинированного» источника удовлетворительно объясняет наблюдаемые в гранитоидах тагитинской серии вариации содержаний высокозарядных и редкоземельных элементов, а также их Nd изотопные характеристики. Однако в ее рамках не находит объяснения ряд моментов: а) наличие низкокремнистых (кварцевые диориты, гранодиориты) разновидностей; б) широкие вариации K/Na отношения в гранитоидах; в) сложное «нелинейное» поведение крупноионных литофильных элементов; г) наличие гранит-лейкогранитов со специфической геохимией, слагающих раннюю ассоциацию Успенского массива.

С точки зрения авторов, эти факты являются следствием взаимодействия анатектических выплавок непосредственно с мантийными магмами или отделившимися от них флюидами. В первом случае образуются разности «промежуточного» по кремнекислотности состава, отвечающие кварцевым диоритам и гранодиоритам, во втором — гранитоиды с варьирующими K/Na отношениями, имеющие повышенные содержания «мобильных» редких элементов, которыми обогащены синхронные им базиты (в первую очередь — Sr и Ba).

Особого внимания заслуживают гранатсодержащие лейкограниты ранней ассоциации Успенского массива. Судя по изотопному составу Nd (см. табл. 2), они имеют метапелитовый источник. Однако высокая кремнекислотность (до 77 мас. % SiO₂, см. табл. 3) нетипична для расплавов, формирующихся при дегидратационном плавлении метапелитов. Выплавки, близкие по петрохимическим характеристикам лейкогранитам Успенского массива, зафиксированы в опытах [Holtz, Johannes, 1991] в результате плавления биотитовых гнейсов в условиях $T = 750\text{—}800$ °C и $P = 3\text{—}5$ кбар при добавлении к стартовому материалу более 2 мас. % воды. Напомним, что в лейкогранитах Успенского массива с повышением кремнекислотности наблюдается резкое падение концентраций практически всех редких элементов, в том числе и тех, которые не могли быть зафиксированы в минералах лейкогранитной ассоциации. Это заставляет предполагать, что ведущим механизмом эволюции лейкогранитных магм была эманационная дифференциация, т.е. практически вынос редких элементов флюидом в надынструзивную зону. Это предположение подтверждается как широким развитием грейзенизации в кровле массива, так и наличием в спектрах распределения РЗЭ наиболее кремнекислых пород тетрад-эффекта (см. рис. 6, *д*), что интерпретируется рядом исследователей как свидетельство сосуществования расплава со свободной флюидной фазой.

Таким образом, формирование гранитоидов второй половины раннего мела, локализованных в пределах Самаркинского террейна Сихотэ-Алиня, было обусловлено комплексом факторов, важнейшими среди которых были плавление гетерогенного субстрата, включавшего метаосадочные и метабазальтовые породы, а также взаимодействие образовавшихся анатектических выплавок с мантийными магмами и, возможно, с отделившимися от них флюидами.

Наиболее сложным является вопрос об источниках энергии, обеспечивающих масштабное гранитообразование. Так, формирование гранитоидов S-типа в зонах коллизии традиционно связывается с утолщением континентальной коры, приводящим, с одной стороны, к погружению коровых блоков в область более высоких температур и давлений, а с другой, — к дополнительному росту геотермического градиента за счет распада радиоактивных изотопов [England, Thompson, 1984]. В качестве дополнительного источника энергии отдельные исследователи [Gansser, 1993; и др.] предполагают фрикционный разогрев. Аналогичные источники тепла мы вправе предполагать и для гранитоидов хунгарийской серии Сихотэ-Алиня.

Режим трансформной окраины сопровождался перемещением вдоль края континента (порой на значительные расстояния) гигантских объемов горных масс — периокеанических террейнов различной природы, включая фрагменты турбидитовых бассейнов, а также комплексы надсубдукционных аккреционных призм, имеющих мощности до 12—15 км [Геодинамика..., 2006; Ханчук, Голозубов, 2008]. В ходе перемещений осадочные толщи были смяты в системы тесно сжатых складок с близгоризонтальными шарнирами, нередко в сочетании с надвижениями блоков друг на друга, что привело к значительному сокращению окраинных структур в плане при резком увеличении их вертикальной мощности (до 30 км и более [Ханчук и др., 2004]). Соответственно, можно предполагать, что в подошвах первоначально осадочной части коры создавались давления и температуры, достаточные для выплавления больших объемов гранитных магм, особенно при вовлечении в процессы гранитообразования молодых слаболиффицированных и обводненных осадочных толщ. Косвенным подтверждением этому является приуро-

ченность хунгарийских гранитоидов к ядерным частям гигантских складок с субвертикальными шарнирами и аномально мощные (до полутора километров) ореолы кордиерит-биотитовых и биотитовых роговиков над кровлями гранитных массивов.

Для гранитоидов второй половины раннего мела (татибинская серия) дополнительным источником энергии, вероятнее всего, являлось тепло мантийных магм, внедрявшихся синхронно с формированием гранитоидов. Наличие дополнительного теплового источника должно было, во-первых, способствовать более интенсивному плавлению метапелитов, а во-вторых — привело к плавлению более тугоплавких коровых субстратов (метаморфизованных океанических базальтов, слагающих включения в аккреционном клине и подстилающих его).

ВЫВОДЫ

Гранитоидный магматизм раннемеловой трансформной окраины Сихотэ-Алиня, проявившийся в пределах Самаркинского террейна, представлен широким спектром петрогеохимических составов (от типичных высокоглиноземистых гранитов до известково-щелочных разновидностей, в ряде случаев — с уклоном в область монцонитоидных серий).

Основным источником гранитоидных магм являлись метаосадочные толщи Самаркинского террейна. При этом формирование гранитоидов первой половины раннего мела (хунгарийская серия) связано исключительно с анатексисом метаосадочных толщ. Во второй половине раннего мела внедрение мантийных магм привело к повышению температуры в низах коры, более активному анатексису и вовлечению в процессы гранитообразования более «тугоплавких» субстратов (океанические базальты), результатом чего стало формирование гранитоидов татибинской серии.

Работа выполнена при поддержке Президиума СО РАН (интеграционный проект № 79), ДВО РАН (проекты № 12-I-0-ОНЗ-07 и № 12-III-A-08-146), УрО РАН (проект № 12-C-5-1022) и РФФИ (грант 10-05-00486).

ЛИТЕРАТУРА

Антипин В.С., Макрыгина В.А. Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, Изд-во ИргУ, 2008, 363 с.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Белянский Г.С., Никитина А.П. Самаркинская и себучарская свиты Главного антиклинория Сихотэ-Алиня // Биостратиграфия юга Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 23—35.

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. Шахтаминская Мо-порфиновая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (6), с. 764—786.

Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Изох А.Э. Геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива (юго-восточное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 834—850.

Владыкин Н.В. Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1443—1455.

Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремниевая формация Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток, Дальнаука, 2003, 252 с.

Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарновых шеелит-сульфидных месторождений Востока России. Владивосток, Дальнаука, 2010, 338 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Кн. 1. Владивосток, Дальнаука, 2006, 572 с.

Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток, Дальнаука, 2006, 230 с.

Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1986, 128 с.

Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) — фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология, 1995, т. 14, № 2, с. 13—25.

Голозубов В.В., Ли Донг-У. Динамика формирования мелового Партизанско-Суходольского эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология, 1997, т. 16, № 6, с. 46—57.

Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Лебедев В.А., Орехов А.А. Монцонитоидная ассоциация Кавалеровского рудного района (Приморье): геохронология и некоторые вопросы генезиса // Тихоокеанская геология, 2011, т. 30, № 3, с. 20—31.

- Добрецов Н.Л.** Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.
- Елисеева В.К., Липман Р.Х., Святогорова Н.Н.** Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика, 1976 (11), с. 30—43.
- Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л., Степанов Г.Н., Стрижова А.А.** Гранитоиды и монцититоиды рудных районов Приморья. М., Наука, 1980, 160 с.
- Изох Э.П.** Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, СО АН СССР, 1965, 138 с.
- Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.Н., Русс В.В.** Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М., Недра, 1957, 246 с.
- Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.Н.** Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., Наука, 1967, 384 с.
- Кемкин И.В., Ханчук А.И.** Новые данные о возрасте параавтохтона самаркинского аккреционно-го комплекса Южного Сихотэ-Алиня // ДАН, 1992, т. 324, № 4, с. 847—851.
- Кемкин И.В., Голозубов В.В.** Первая находка раннеюрских радиолярий в кремнистых аллохтонах Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 1996, т. 15, № 6, с. 103—109.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А.** Новейший вулканизм и его связь с процессами межплитного литосферного взаимодействия и глубинной геодинамикой // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1204—1221.
- Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б.** Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология, 2011, т. 19, № 4, с. 417—444.
- Крук Н.Н., Москаленко Е.Ю., Киселева В.Ю., Серов П.А.** Свидетельства корово-мантийного взаимодействия при формировании гранитоидов Успенского массива (Южное Приморье) // Современное состояние наук о Земле: материалы междунар. конференции памяти В.Е. Хаина. М., ГФ МГУ, 2011, с. 1001—1004.
- Крук Н.Н., Симаненко В.П., Голозубов В.В., Ковач В.П., Владимиров В.Г., Касаткин С.А.** Геохимические особенности пород Анюйского метаморфического купола (Сихотэ-Алинь): состав протолитов и возможная природа метаморфизма // Геохимия, 2014, т. 52, № 3, с. 1—18.
- Крымский Р.Ш., Павлов В.А., Руб М.Г., Беляцкий В.Б., Левский Л.К.** Rb-Sr и Sm-Nd изотопные характеристики гранитоидов и руд шеллитового месторождения Восток-2 (Приморье) // Петрология, 1998, т. 6, № 1, с. 3—15.
- Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Мурзин О.В., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Киризова 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.
- Лисицын А.П.** Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М., Наука, 1988, 309 с.
- Мазарович О.А.** Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М., Наука, 1985, 103 с.
- Мартынов Ю.А.** Высокоглиноземистый базальтовый вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: петрология и геодинамика // Петрология, 1999, т. 7, № 1, с. 58—79.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.** Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология, 2013, т. 21, № 1, с. 94—108.
- Мельников Н.Г., Голозубов В.В.** Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника, 1980, № 4, с. 95—106.
- Москаленко Е.Ю., Крук Н.Н., Валуй Г.А.** Новые данные по геологии и геохимии гранитоидов Успенского массива (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология, 2011, т. 30, № 5, с. 80—92.
- Наталийн Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А.** Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 1994, № 6, с. 3—25.
- Неволин П.Л., Уткин В.П., Коваленко С.П., Кутуб-Заде Т.К., Митрохин А.Н.** Геодинамика формирования структуры Успенского гранитоидного массива, контроль даек и проявлений рудной минерализации // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток, Изд-во ДВГИ ДВО РАН, 2001, вып. 2, т. 1, с. 74—89.

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.

Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (10), с. 1628—1647.

Симаненко В.П., Говоров И.Н., Хетчиков Л.Н., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С. Меловые гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня: интрузивные комплексы и серии, их геодинамическая позиция и происхождение // *Тихоокеанская геология*, 1997, т. 16, № 5, с. 70—78.

Симаненко В.П., Ханчук А.И., Голозубов В.В. Первые данные по геохимии альб-сеноманского вулканизма Южного Приморья // *Геохимия*, 2002, № 1, с. 95—99.

Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // *Геохимия*, 2006, № 12, с. 12—26.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // *Геология и геофизика*, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1335.

Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М., Наука, 1991, 264 с.

Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // *Геохимия*, 2000, № 7, с. 704—717.

Ханчук А.И., Голозубов В.В. Режим трансформной окраины и орогенез // *Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований*. Владивосток, Дальнаука, 2008, с. 340—345.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // *ДАН*, 2004, т. 394, № 6, с. 791—795.

Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуй Г.А., Неволин П.Л., Москаленко Е.Ю., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И., Травин А.В. Успенский интрузив Южного Приморья — петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // *ДАН*, 2008, т. 420, № 5, с. 664—668.

Arth J.G. Behaviour of trace elements during magmatic processes — a summary of theoretical models and their applications // *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 1976, v. 4, p. 41—47.

Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // *Chem. Geol.*, 1985, v. 48, p. 43—55.

Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Chappel B., White A. Two contrasting types of granites // *Pacif. Geol.*, 1974, v. 8, № 2, p. 173—174.

Debon F., Le Fort P. A chemical—mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh // *Earth Sci.*, 1983, v. 73, p. 135—149.

Engelbreton D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.*, 1985, v. 206, p. 1—59.

England P.C., Thompson B. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I: heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 894—928.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Gansser A. Facts and theories on the Himalayas // *J. Geol. Soc. India*, 1993, v. 41, p. 487—508.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

Holtz F., Johannes W. Genesis of peraluminous granites: experimental investigation of melt composition at 3 and 5 kbar and various H₂O activities // *J. Petrol.*, 1991, v. 32, p. 935—958.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.

Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, v. 84, p. 27—41.

Le Maitre R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.

Mahood G.A., Hildreth E.W. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1983, v. 47, p. 11—30.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1989, v. 101, p. 635—643.

Montel J.-M., Vielzeuf D. Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts // *Contr. Miner. Petrol.*, 1997, v. 128, p. 176—197.

Nash W.P., Crecraft H.R. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985, v. 49, № 2, p. 309—322.

Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochim. Acta Part B: Atomic Spectroscopy*, 2003, v. 58, p. 341—350.

Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus // *Tectonophysics*, 1975, v. 25, p. 41—67.

Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 19, p. 290—300.

Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: its evolution and composition.* London, Blackwell, 1985, 312 p.

Turekian K.K., Wedepool K.H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, v. 72, № 2, p. 175—191.

Vielzeuf D., Montel J.-M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 117, p. 375—393.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B. *A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis* // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.

*Поступила в редакцию
23 сентября 2013 г.*