

МЕХАНИЗМЫ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НА ПОЗДНИХ СТАДИЯХ РАЗВИТИЯ АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ ГЕРЦИНИД

С.В. Хромых^{1,2}, П.Д. Котлер^{1,2}, Е.Н. Соколова^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

На поздних стадиях эволюции Алтайской коллизионной системы герцинид (296–280 млн лет назад) синхронно происходили процессы мантийно-корового взаимодействия по двум различающимся механизмам. Первый – непосредственное взаимодействие мантийных магм с коровыми субстратами и анатектическими выплавками, включая контаминацию базитовых расплавов, сосуществование контрастных по составу магм, химическое смешение магм с образованием гибридных пород. Второй – термальное и флюидное воздействие базитовых магм на коровые субстраты и привнос с ювенильных флюидов, влияющих на процессы анатексиса коровых субстратов или дифференциации гранитоидных магм в коровых очагах.

Ключевые слова: габбро, граниты, Центральная Азия, Таримский плюм.

Введение

Процессы мантийно-корового взаимодействия играют существенную роль в преобразовании литосферы, формировании и эволюции континентальной коры, определяют закономерности размещения и металлогеническую специфику месторождений полезных ископаемых. Исследование их эволюции особенно актуально при реконструкции истории развития аккреционно-коллизионных складчатых поясов, где пространственно совмещены разновозрастные магматические комплексы, образованные в разных геодинамических обстановках и за счет различных (как мантийных, так и коровых) магнообразующих субстратов. Наиболее масштабным примером является Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), формировавшийся с конца протерозоя до мезозоя в ходе приращения Казахстанского, Таримского и Северо-Китайского континентальных блоков и множества террейнов различной природы к южному (в современных координатах) краю Сибирского палеоконтинента [Моссаковский и др., 1993; Jahn В.-М. et al., 2004; Xiao et al., 2010 и др.]. Мантийно-коровое взаимодействие в аккреционно-коллизионных структурах ЦАСП привело к возникновению широкого спектра магматических ассоциаций: гигантских гранитоидных батолитов, сложных габбро-гранитных ассоциаций, бимодальных вулканических серий, массивов специфических щелочных и редкометалльных пород [Litvinov-sky et al, 2002; Владимиров и др., 2013; Ярмолук, Кузьмин, Козловский, 2013; Ярмолук, Козловский, Кузьмин, 2016 и др.].

Алтайская коллизионная система герцинид была сформирована в позднем палеозое при коллизии Сибирского и Казахстанского континентов [Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Щерба и др., 1998; Владимиров и др., 2003, 2008]. Процессы коллизионного взаимодействия Сибирского и Казахстанского континентов привели к деформированию осадочных толщ и форми-

рованию орогенного сооружения в конце раннего карбона, что фиксируется появлением среднекаменноугольных (нижний пенсильваний, по международной шкале) континентальных молассовых отложений в отдельных впадинах. Наиболее молодые осадки датируются средним – поздним карбоном, а с начала перми территория развивалась во внутриконтинентальном режиме. Именно на этой стадии, в возрастном интервале 300–280 млн лет, во всех структурно-формационных зонах фиксируется масштабный разнообразный магматизм (рис. 1), представленный субщелочными габброидами и пикритоидами с Cu-Ni-оруденением, габбро-гранодиорит-гранитными (андезит-дацит-риодацитовыми) сериями, плагиогранитоидами, щелочными гранитоидами, крупными массивами гранодиорит-гранит-лейкогранитов и, наконец, дайковыми поясами лампрофиров, редкометалльных гранит-порфиров (онгонитов) и редкометалльных (Li, Be, Cs, Nb, Ta, Sn) гранитных пегматитов [Лопатников и др., 1982; Ермолов и др., 1983; Дьячков и др., 1994; Навозов и др., 2011; Хромых, Куйбида, Крук, 2011; Хромых и др., 2013, 2014, 2016; Котлер и др., 2015; Соколова, Смирнов, Хромых, 2016]. Разнообразие магматических ассоциаций свидетельствует о значительном термическом градиенте в литосфере, существенной роли мантии и активном проявлении мантийно-корового взаимодействия. В настоящей работе обобщены результаты петрологических исследований некоторых из перечисленных магматических ассоциаций, выявлены различные механизмы мантийно-корового взаимодействия, приведшие к их формированию.

Габбро-гранитоидные интрузии

В пределах Чарской структурно-формационной зоны (рис. 1) проявлены относительно крупные Преображенский и Тастауский габбро-гранитоидные массивы.

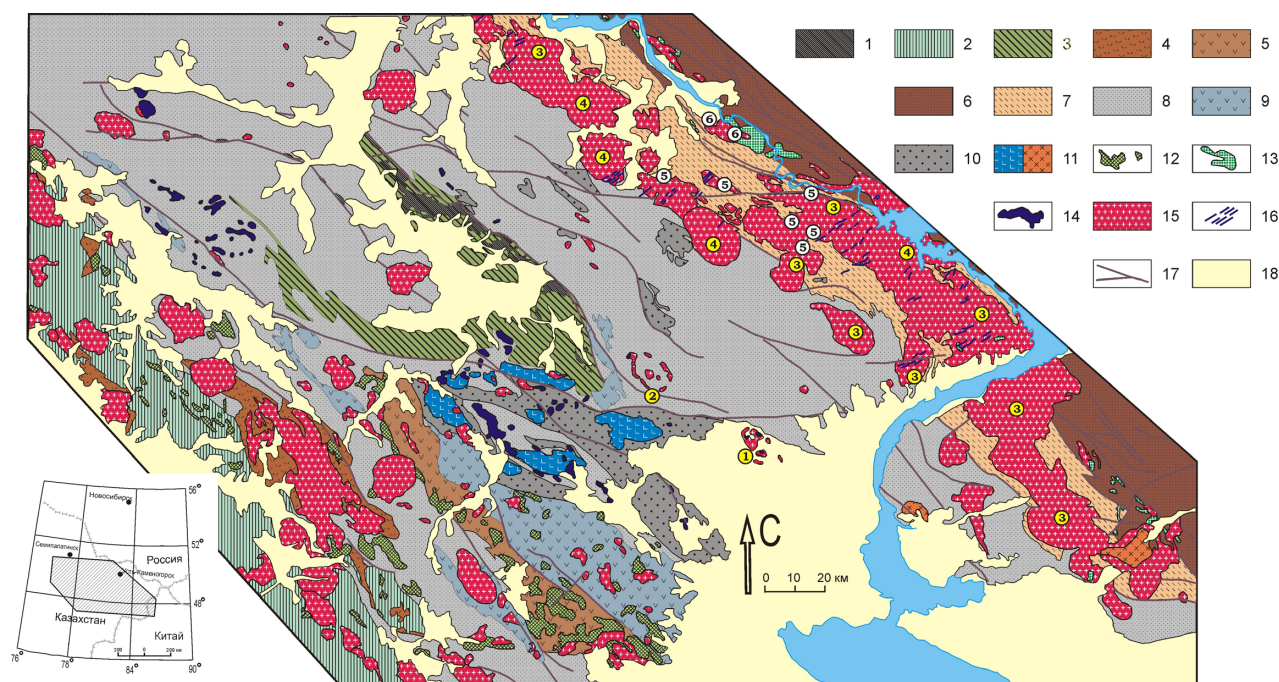


Рис. 1. Геологическая схема Алтайской коллизии системы герцинид

1 – серпентинитовый меланж и сопутствующие породы Чарского офиолитового пояса (Є–О); 2 – осадочные и вулканогенные отложения (Є–О–S) в Жарма-Саурской зоне; 3 – осадочные и вулканогенные (базальтоиды) отложения (O₃–S–D₂₋₃) в Чарской зоне; 4 – вулканогенные отложения средне-кислого состава в Жарма-Саурской зоне (D₁₋₂); 5 – вулканогенные отложения базальт-андезитового состава в Жарма-Саурской зоне (D₃); 6 – вулканогенно-осадочные отложения в Калба-Нарымской зоне (кыставкурчумская свита D_{2gv}); 7 – терригенные отложения в Калба-Нарымской зоне (такырская серия, D₃–C₁); 8 – терригенные отложения C₁; 9 – вулканогенные базальт-андезитовые отложения C₁; 10 – молассовые отложения с базальными конгломератами C₂₋₃; 11 – вулканогенные отложения C₂–P₁ в мульдах: базальт-андезитовые (а) и дацит-риолитовые (б); 12 – интрузии габброидов саурского комплекса (C₁?) в Жарма-Саурской зоне; 13 – интрузии габброидов суровского (таловского) комплекса (C₂₋₃) в Калба-Нарымской зоне; 14 – интрузии габброидов и пикритоидов аргимбайского и максутского комплексов (P₁); 15 – интрузии гранитоидов (C₁–P₁) нерасчлененные; 16 – постбатолитовые дайки миролюбовского комплекса (P₁₋₂?); 17 – разломы; 18 – рыхлые отложения (N–Q). Цифры в кружках – объекты исследования. Габбро-гранитоидные интрузии: 1 – Преображенский массив; 2 – Тастауский массив. Гранитоиды Калба-Нарымского батолита: 3 – гранодиорит-гранитная ассоциация (калбинский и каиндинский комплексы); 4 – гранит-лейкогранитная ассоциация (монастырский комплекс). Редкометалльное оруденение: 5 – месторождения редкометалльных гранитных пегматитов; 6 – Чечекский и Ахмировский дайковые пояса онгонитов. Составлена на основе Геологической карты СССР м-ба 1:500 000, серия Восточно-Казахстанская, работ [Лопатников и др., 1982; Ермолов и др., 1983; Дьячков и др., 1994; Шерба и др., 1998], и с учетом новейших геологических, петрологических и геохронологических данных [Владимиров и др., 2008; Крук, Хромых, Куйбида, 2008; Хромых и др., 2011, 2013, 2014, 2016; Ермолов, 2013; Котлер и др., 2014, 2015; Соколова, Смирнов, Хромых, 2016]

Fig. 1. Geological scheme of Hercynides Altai collision system

1 – serpentinite mélangé and associated Charsky ophiolitic complex rocks (Є–О); 2 – sedimentary and volcanogenic rocks (Є–О–S) at Zharma-Saur zone; 3 – sedimentary and volcanogenic (basaltoids) rocks (O₃–S–D₂₋₃) at the Chara zone; 4 – intermediate-felsic volcanogenic rocks at Zharma-Saur zone (D₁₋₂); 5 – volcanogenic rocks with basalt-andesitic composition at the Zharma-Saur zone (D₃); 6 – volcanogenic sedimentary rocks at Kalba-Narym zone (Kystavkurchum suite D_{2gv}); 7 – terrigenous sediments at the Kalba-Narym zone (Takyr series, D₃–C₁); 8 – terrigenous sediments C₁; 9 – volcanogenic basalt-andesitic rocks C₁; 10 – molasse sediments with basal conglomerate C₂₋₃; 11 – volcanogenic sediments C₂–P₁ in synclines: basalt-andesitic (a) and dacite-rhyolitic (b) ones; 12 – gabbroids of Saur complex (C₁?) at the Zharma-Saur zone; 13 – gabbroids of Surov (Talov) complex (C₂₋₃) at the Kalba-Narym zone; 14 – gabbroids and picritic rocks of Argimbay and Maksut complexes (P₁); 15 – granitoids (C₁–P₁) undivided; 16 – postbatholithic dikes of Mirolubov complex (P₁₋₂?); 17 – faults; 18 – incoherent sediments (N–Q). Numbers within circles mark the objects of the study. Gabbro-granitoid intrusive bodies: 1 – Preobrazhensk massif; 2 – Tastau massif. Kalba-Narym batholith granitoids: 3 – granodiorite-granitic assemblage (Kalba and Kaindin complexes); 4 – granite-leucogranitic assemblage (Monastery complex). Rare-metal mineralization: 5 – rare-metal granitic pegmatites occurrences; 6 – Chechek and Akhmir dike belts of ongonites. Composed on the base of Geologic map of USSR (1:500 000), East-Kazakhstan series, works [Lopatnikov et al., 1982; Ermolov et al., 1983; D'yachkov et al., 1994; Shcherba et al., 1998], with taking newest geological, petrological and geochronological data into consideration [Ermolov et al., 1983; Vladimirov et al., 2008; Kruk, Khromykh, Kuybida, 2008; Khromykh et al., 2013, 2014, 2016; Kotler et al., 2014; 2015; 2015; Sokolova, Smirnov, Khromykh, 2016]

Они характеризуются разнообразием слагающих их магматических пород (от оливиновых габбро до лейкогранитов), а также их сложными взаимоотношениями между собой.

Наиболее детальные исследования были проведены на Преображенском массиве, который характеризуется хорошей обнаженностью и наибольшим разнообразием магматических пород на современ-

ном эрозионном срезе. В ходе экспедиционных работ были уточнены внутреннее строение и последовательность интрузивных фаз (рис. 2).

В истории становления Преображенского интрузива наблюдается сложная последовательность внедрения фаз: 1) монцониты и кварцевые монцониты 1-й фазы; 2) габбронориты 2-й фазы; 3) биотит-амфиболовые граниты главной (3-й) фазы; 4) внедрение гетерогенной 4-й фазы монцодиоритов и порфириовидных граносиенитов; 5) завершающие дайки 5-й фазы, заполнившие контракционные трещины после остывания массива. Между монцодиоритами и порфириовидными граносиенитами наблюдаются специфические взаимоотношения, которые принято классифицировать как результат взаимодействия в подвижном состоянии и/или смешения магм (процессы минглинга и миксинга). Как монцодиориты, так и порфириовидные граносиениты встречаются в форме округлых нодулей в гранитах размерами до десятков сантиметров (см. рис. 2); нодули монцодиоритов могут достигать 1–2 м, при этом крупные тела диоритов практически повсеместно окружены ореолом более мелких нодулей, иногда наблюдаются вытянутые рои меланократовых включений. Форма контакта монцодиоритов с граносиенитами – фестончатая, характерная для пограничных поверхностей двух жидкостей с разной вязкостью. Монцодиоритовые нодули характеризуются средне-мелкозернистой структурой, причем на контакте с гранитоидами размерность зерен заметно уменьшается, свидетельствуя о быстром остывании магмы в контакте с относительно низкотемпературным гранитным расплавом. В порфириовидных граносиенитах уменьшение зернистости не отмечается даже в контакте с диоритами. Все породы сохраняют на всех участках первичные магматические структуры и массивные текстуры. Наблюдаемые взаимоотношения хорошо соответствуют признакам внедрения базитовой магмы в магму кислого состава или слабоконсолидированные гранитоиды, сформулированным для случаев взаимодействия магм [Литвиновский и др., 1992; Складов, Федоровский, 2006; Бурмакина, Цыганков, 2013].

Все породы Преображенского массива характеризуются повышенными содержаниями щелочей, относятся к субщелочному петрохимическому ряду и к породам высококальциевой известково-щелочной и шощиновой серий. Содержания кремнезема варьируют от 48 до 74 мас. %, что свидетельствует об активном проявлении процессов дифференциации. Для всех пород наблюдается закономерное снижение концентраций FeO и TiO_2 со снижением магнезиальности и ростом кремнекислотности. Рассмотрение особенностей поведения MgO , CaO , Al_2O_3 , SiO_2 свидетельствует, что для габброидов, включая монцодиориты, главным фактором эволюции составов являлось фракционирование оливина и клинопироксена; для гранитоидных пород главную роль играло фракционирование плагиоклаза.

Петрохимические данные позволяют предполагать, что ближе всего по составу к родоначальным базитовым магмам биотит-содержащие оливиновые долериты, слагающие дайки, внедрившиеся с среднекоровых уровней. Фракционирование оливина в субщелочных родоначальных магмах привело к формированию монцогаббро, а их дальнейшая дифференциация с фракционированием клинопироксена – к образованию монцодиоритов. Вместе с тем некоторые анализы диоритов демонстрируют наряду с постепенным снижением концентраций MgO , CaO , Al_2O_3 существенное увеличение кремнекислотности, что обусловлено не только фракционированием клинопироксена, но и контаминацией диоритовых магм при взаимодействии с гранитоидами. Это подтверждается и минералого-петрографическими наблюдениями: на контакте с гранитоидами и граносиенитами в диоритах увеличивается количество калиевого полевого шпата и кварца, а состав плагиоклаза становится более кислым. Редкоэлементный состав базитовых пород подтверждает их происхождение из единой первичной магмы: как для габбро, так и для диоритов отмечается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, отмечены максимумы в концентрациях K и Zr (для габбро – также в концентрациях Ba и Ti), что сближает изученные породы с базальтами океанических островов (ОИВ) и свидетельствует об обогащенном геохимическом характере мантийного источника.

Рассмотрение трендов составов гранитоидных пород позволяет предположить, что первичные гранитоидные магмы могли по составу отвечать монцогранитам или граносиенитам, а их дифференциация, сопровождавшаяся фракционированием плагиоклаза, а также Fe - и Ti -содержащих фаз (ильменита, амфибола, биотита), привела к формированию гранитов и лейкогранитов. Данные по редкоэлементному составу подтверждают эти предположения: от кварцевых монцонитов и граносиенитов до гранитов и лейкогранитов наблюдаются последовательное обеднение тяжелыми лантаноидами и углубление минимумов в концентрациях Ba , Sr , Eu , Ti . В редкоэлементных спектрах кварцевых монцонитов не наблюдается Eu -минимума, но заметно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми. Для кварцевых монцонитов характерны выраженные максимумы в концентрациях Ba , K , Zr ; а в целом гранитоиды (за исключением наиболее фракционированных лейкократовых разновидностей) демонстрируют повышенную железистость, щелочность и высокие содержания Zr , Nb , Ce и Y , что является основанием для классификации их как А-гранитоидов [Whalen, Currie, Chappell, 1987; Eby, 1992], формирование которых связывается с частичным плавлением материала нижней коры при существенном влиянии базитового источника.

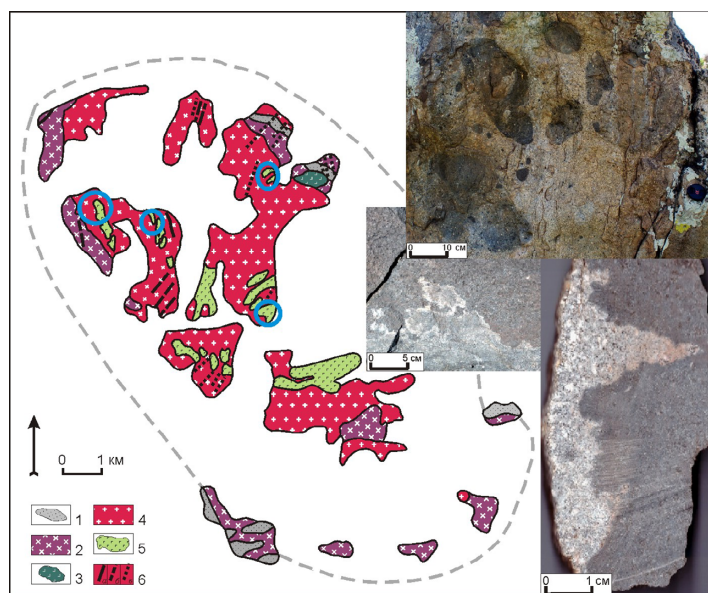


Рис. 2. Схема геологического строения Преображенского интрузива

1 – вмещающие породы (роговики по песчаникам и алевролитам C_1 , вулканические породы C_{2-3}); 2 – монзониты и кварцевые монзониты 1-й фазы; 3 – габбро 2-й фазы; 4 – граносиениты и граниты 3-й фазы; 5 – диориты 4-й фазы; 6 – послегранитовые дайки долеритов (а), граносиенит-порфиров (б), гранит-порфиров и аплитов (в). Кружками обведены обнаруженные проявления минглинг-взаимоотношений диоритов и порфировидных граносиенитов. Фотографии на врезках иллюстрируют характер взаимодействия магматических пород в Преображенском интрузиве. Вверху – нодулы монцодиоритов (темно-серые) и порфировидных граносиенитов (светло-серые) в гранитах 3-й фазы; внизу – контакт монцодиоритов и порфировидных граносиенитов, обнажение и скан среза образца. Составлена по [Ермолов и др., 1983] с авторскими уточнениями

Fig. 2. Geological structure scheme of the Preobrazhensk intrusive body

1 – host rocks (hornfels upon sandstones and aleurolites C_1 , volcanic rocks C_{2-3}); 2 – monzonites and quartz monzonites of the 1st phase; 3 – gabbro of the 2nd phase; 4 – granosyenites and granites of the 3rd phase; 5 – diorites of the 4 phase; 6 – postgranite dikes of dolerites (a), granosyenite-porphyrates (b), granit-porphyrates and aplites (v). Blue circles mark occurrences of mingling relation between diorites and porphyrocrysts granosyenites, which had been found. Inset photographs show character of interaction between igneous rocks at Preobrazhensk intrusion. Nodules of monzodiorites (dark grey) and porphyrocrysts granosyenites (light grey) of 3rd phase granites are shown at the top; Monzodiorites and porphyrocrysts granosyenites contact, outcrop and scan cut sample are shown at the bottom. Composed according to [Ermolov et al., 1983] with author's refinements

Совокупность минералогических и петрогеохимических данных позволяет сделать вывод, что все многообразие пород массива может быть разделено на две группы: габброидную и гранитоидную, произведенные при дифференциации принципиально разных первоначальных магм. Габброидные породы массива образованы из первичной трахибазальтовой магмы в ходе ее дифференциации и контаминации коровыми анатектическими выплавками. Гранитоидные породы массива произошли из первичных граносиенитовых магм, сформированных при плавлении нижнекорковых субстратов в результате теплового воздействия базитовых магм. На основании анализа полученных данных сформулирована общая модель мантийно-корового взаимодействия, приведшего к формированию Преображенского интрузива (рис. 3). Первичные трахибазальтовые магмы были образованы при плавлении обогащенных мантийных субстратов, а затем сформировали подкоровый базитовый очаг. При кристаллизации этого очага состав базитовых магм вследствие фракционирования оливина эволюционировал до монцо-габброидных.

Первое внедрение монцогабброидной магмы произошло из этого очага на нижнекоровые уровни, что способствовало плавлению метаморфизованных в условиях гранулитовой или амфиболитовой фации субстратов. При этом происходило взаимодействие монцо-габброидной магмы и анатектических выплавов с взаимной контаминацией расплавов. В результате над камерой с монцогабброидной магмой был сформирован очаг магмы кварцевых монзонитов. Расплавы монзонитового состава, как гравитационно неустойчивые, внедрились в верхние горизонты коры и образовали кварцевые монзониты 1-й фазы массива. Вслед за этим по унаследованным путям миграции произошло внедрение и базитовых магм – кварцевых монцогабброидитов 2-й фазы.

Дальнейшее прогревание нижнекорковых субстратов в результате термического воздействия базитов привело к их более масштабному плавлению и появлению граносиенит-гранитных выплавов. Их сегрегация и позволила сформировать крупный очаг гранитоидной магмы, которая внедрилась (вероятно, наследуя пути миграции ранних расплавов) в верхние горизонты

коры, сформировав главную фазу массива (биотит-амфиболовые граниты 3-й фазы). Остывание массива сопровождалось тепловым воздействием на вмещающие слабометаморфизованные породы и дифференциацией остаточных расплавов в сторону лейкогранитов с накоплением летучих компонентов.

На этой стадии произошло второе внедрение базитовых (монцо-габброидных) магм в кору, причем

по уже имеющимся путям миграции – до корневых частей гранитного массива. Очевидно, что гранитоиды находились в вязкопластичном неостывшем состоянии, поскольку в случае остывших гранитоидов возникли бы лишь хрупкие трещины и образовалась серия габброидных даек. Базитовая магма остановилась под вязкопластичным горизонтом гранитоидов.

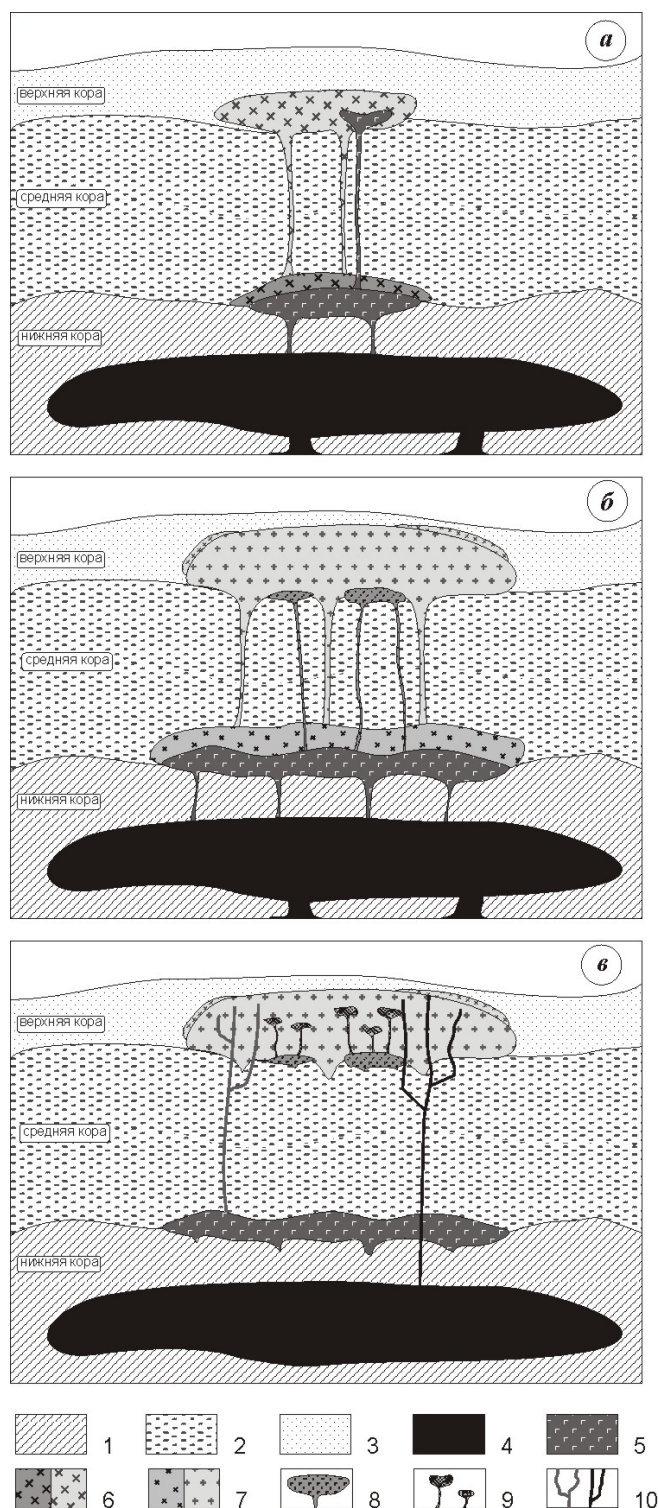


Рис. 3. Модель мантийно-корового взаимодействия и формирования Преображенского интрузива

a – ранние стадии, взаимодействие трахибазальтовых магм и коровых анатектических выплавов, внедрение и становление кварцевых монзонитов 1-й фазы и кварцсодержащих монцо-габброноритов 2-й фазы; *б* – главная стадия, масштабное плавление коровых субстратов, внедрение и становление биотит-амфиболовых гранитов 3-й (главной) фазы, внедрение в корневые части гранитного массива монцогаббро и взаимодействие магм; *в* – завершающая стадия, остывание гранитного массива, внедрение гетерогенной смеси монцодиоритовой и граносиенитовой магм, даек монцогаббро и оливиновых долеритов. 1–3 – коровые субстраты, деление условное: 1–2 – нижняя и средняя кора, метаморфизованные породы грауваккового состава, 3 – верхняя кора (нематоморфизованные песчаники, алевролиты и сланцы); 4 – глубинный очаг трахибазальтовой магмы; 5 – монцогабброидная магма; 6 – монзониты и кварцевые монзониты 1-й фазы; 7 – граносиениты (первичные магмы) и биотит-амфиболовые граниты 3-й фазы; 8 – монцогаббро-монцодиориты, взаимодействовавшие с гранитоидной магмой; 9 – гетерогенная смесь магм монцодиоритового и граносиенитового состава (4-я фаза); 10 – завершающие дайки монцогаббро и оливиновых долеритов (5-я фаза)

Fig. 3. Model of mantle-crust interaction and Preobrazhensk intrusion formation

a – early stage: interaction between trachybasaltic magma and crustal anatectic melts, intrusion and formation of 1st phase quartz monzonites and 2nd phase quartz-containing monzogabbro-norites; *b* – main stage: large melting of crustal substrata, intrusion and formation of 3rd phase (the main one) biotite-amphibole granites, injection of monzogabbro to root parts of granitic massif and magmas interaction; *c* – final stage: granitic massif cooling, injection of heterogeneous mixture of monzodioritic and granosyenitic magmas, monzogabbro dikes and olivine dolerites. 1–3 – crustal substrata (conditional dividing): 1–2 – lower and middle crust, metamorphic rocks with graywacke composition; 3 – upper crust (non-metamorphic sandstones, aleurolites and slates); 4 – abyssal spot of trachybasaltic magma; 5 – monzogabbroidic magma; 6 – monzonites and quartz monzonites of the 1st phase; 7 – granosyenites (initial magmas) and biotite-amphibole granites of the 3rd phase; 8 – monzogabbro-monzodiorites, interaction with granitoidic magma; 9 – heterogeneous mixture of monzodioritic and granosyenitic magmas (4 phase); 10 – last dikes of monzogabbro and olivine dolerites (5 phase)

Со стороны маловязкой базитовой магмы происходило прежде всего тепловое воздействие на почти закристаллизованную гранитную магму. Можно предполагать, что в гранитоидном очаге оставалось некоторое количество остаточного расплава, обогащенного несовместимыми летучими компонентами. Из-за значительного градиента в содержаниях летучих компонентов началось насыщение пограничных горизонтов базитовой магмы летучими, что вместе с процессами фракционирования клинопироксена, могло привести к изменению состава кристаллизующегося расплава от габброидного до монцодиоритового. Это привело к возникновению на границе габброидной и гранитоидной магм "пограничного" слоя монцодиоритового расплава, который и вступил в дальнейшее взаимодействие с гранитоидами. Оно сопровождалось активным переносом компонентов – Ca, Al, Ti и Mg из монцодиоритов в граниты, а K, Si и Na – из гранитов в монцодиориты. Подтверждением активного химического взаимодействия являются наблюдаемые изменения состава и соотношений минералов вблизи контактов монцодиоритов и гранитов. Результатом такого химического переноса явилось образование магм гибридных пород – порфировидных граносиенитов. Граносиенитовая и монцодиоритовая магмы существовали одновременно, но не гомогенизировались в силу разной плотности, обусловленной разным составом и, по-видимому, температурой. Именно между двумя этими магмами и происходили процессы минглинг-взаимодействия: фестончатые контакты, взаимопроникновения, нодулы диоритов в граносиенитах. Таким образом, процесс взаимодействия магм происходил на уровне основания гранитного очага. Оценки давления по составам амфиболов (0,7–0,8 кбар) позволяют предполагать глубину процесса в 2–2,5 км. Сформированная гетерогенная смесь монцодиоритов и граносиенитов оставалась достаточно горячей и при этом значительно флюидонасыщенной, вследствие чего эта смесь оказалась менее плотной по сравнению с нижележащей базитовой магмой и более подвижной по сравнению с вмещающими вышележащими практически закристаллизованными гранитами.

Остывание массива, распространяющееся сверху, способствовало появлению в нем хрупких трещин, которые заполнились находившимися снизу магмами: вначале гетерогенной смеси монцодиоритов и граносиенитов 4-й фазы, монцогаббро 4-й фазы и, наконец, наиболее глубинными оливиновыми долеритами 5-й фазы (см. рис. 3).

Таким образом, в истории формирования массива постоянно происходило активное взаимодействие базитовых магм с коровыми субстратами. На нижнекоревом уровне это привело к взаимной контаминации базитовых и гранитоидных магм, результатом которой

являются кварцевые монцониты и кварцсодержащие монцогаббронориты. На среднекоревом уровне (корневые части гранитного массива) взаимная контаминация не играла определяющей роли и были сформированы минглинг-структуры. На верхнекоревом уровне базитовые магмы не взаимодействовали с уже остывшими гранитоидами, а образовали секущие дайки.

Возраст образования Преображенского массива был оценен на основе U-Pb датирования единичных зерен магматических цирконов. U-Pb геохронологические исследования выполнены методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research) в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ), согласно методике, описанной в работе [Хубанов, Буянтуев, Цыганков, 2016]. Для цирконов из кварцевых монцонитов первой фазы установлено значение возраста по 38 точкам в $290,7 \pm 1,8$ млн лет; для цирконов из биотит-амфиболовых гранитов третьей фазы по 39 точкам – $290,4 \pm 1,3$ млн лет. Учитывая последовательную эволюцию минералогических и химических составов магм, можно с уверенностью предполагать, что формирование Преображенского интрузива – результат однократного проявления процесса мантийно-корового взаимодействия, включающего внедрение в литосферу и остывание базитовых магм, плавление коровых субстратов, внедрение в верхнекоревые уровни и остывание гранитоидных и базитовых магм. При этом последовательное внедрение базитовых расплавов из одного и того же очага свидетельствует о реализации тектонического режима растяжения литосферы.

Гранитоиды Калба-Нарымского батолита

Один из актуальных для понимания эволюции геодинамических процессов в западной части Центральной Азии вопросов – время, источники и причины формирования крупнейшего Калба-Нарымского гранитоидного батолита. Традиционно [Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994; Щерба и др., 1998] он рассматривался как неотъемлемая часть Алтайской коллизионной системы и происхождение гранитоидов связывалось с утолщением коры и последующим плавлением коровых субстратов с формированием гранитов S-типа. Однако полученные в последние годы изотопно-геохимические и геохронологические данные позволили пересмотреть продолжительность формирования гранитоидов батолита, а также рассматривать его формирование в постколлизионной геодинамической обстановке [Котлер и др., 2015; Хромых и др., 2016]. Гранитоидный батолит протягивается с северо-запада на юго-восток по всей Калба-Нарымской зоне (см. рис. 1), его расположение определялось простиранием турбидито-

вого бассейна, заполненного толщами осадочно-вулканогенной природы, накопленными в девонском краевом прогибе вблизи Рудно-Алтайской окраины Сибирского палеоконтинента [Ротараш, Самыгин, Гредюшко, 1982; Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Крук, Хромых, Куйбида, 2008; Ермолов, 2013; Котлер и др., 2015].

В строении батолита наибольшее распространение имеют гранодиориты и граниты калбинского комплекса, которые образуют крупные пластообразные плутоны мощностью до 4–5 км. Их формирование отражает главную стадию батолитообразования. Гранитоиды калбинского комплекса содержат 63–77 мас. % SiO_2 , 2–7 мас. % K_2O , принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии. В редкоземельном спектре пород LREE преобладают над HREE, в большинстве изученных проб наблюдается отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu^* от 0,7 до 0,3). Мультиэлементные графики демонстрируют отрицательные аномалии по Ba, Sr, Eu, Ti, положительные по Th, P, при разнонаправленном поведении U и Ta. Близкими по составу являются порфировидные биотитовые граниты каиндинского комплекса, которые слагают несколько крупных многофазных субизометричных интрузивов с концентрически-зональным строением. Гранитоиды каиндинского комплекса содержат 66–77 мас. % SiO_2 , 1–6 мас. % K_2O , принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии. В редкоземельном спектре пород LREE преобладают над HREE, отношение $(\text{La}/\text{Yb})_N$ варьирует в интервале 3–26, в большинстве изученных проб наблюдается отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu^* от 0,9 до 0,3). Мультиэлементные графики демонстрируют ярко выраженные отрицательные аномалии по Ba, Sr, Eu, Ti, положительные по Th и Ta, при разнонаправленном поведении U и P. Совокупность петрогеохимических данных позволяет предполагать, что гранитоиды калбинского и каиндинского комплексов близки к S-гранитам. Возраст формирования гранитоидов калбинского и каиндинского комплексов был оценен на основании U–Pb датирования единичных зерен магматических цирконов LA-ICP-MS методом [Хубанов, Буянтуев, Цыганков, 2016]. Возраст первой фазы калбинского комплекса оценен на основе двух датировок: 297 ± 1 и 293 ± 2 млн лет. Возраст второй фазы калбинского комплекса оценен на основе двух датировок: 286 ± 1 и 286 ± 3 млн лет. Возраст гранитов каиндинского комплекса оценен на основе трех датировок: 292 ± 1 , 290 ± 1 , 288 ± 2 млн лет [Хромых и др., 2016]. Общность вещественного состава и геохронологические данные дают все основания объединить ранее выделенные гранитоиды каиндинского комплекса с гранитоидами калбинского комплекса и рассматривать их в составе единой гранодиорит-гранитной ассоциации, отвечающей гранитодам S-типа.

Иное геологическое положение занимают граниты и лейкограниты монастырского комплекса, которые слагают цепочку крупных обособленных многофазных интрузивов в юго-западной части Калба-Нарымского батолита (см. рис. 1). Породы комплекса содержат 72–78 мас. % SiO_2 , 2,5–6,5 мас. % K_2O , принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии. В редкоземельном спектре пород LREE слабо преобладают над HREE, во всех изученных пробах ярко выражена отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu^* от 0,4 до 0,03). Мультиэлементные графики демонстрируют ярко выраженные отрицательные аномалии по Ba, Sr, P, Eu, Ti, положительные – по Th и Ta. По содержаниям Zr, Nb, Ce, Y, соотношению $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ граниты монастырского комплекса отчетливо могут быть классифицированы как граниты A-типа, формирование которых связывается с частичным плавлением материала нижней коры при существенном влиянии базитового источника. Возраст формирования монастырского комплекса был оценен на основании датирования единичных зерен магматических цирконов U–Pb методом по трем датировкам: 284 ± 4 млн лет (SHRIMP-II), 283 ± 2 млн лет, 276 ± 1 млн лет (LA-ICP-MS) [Хромых и др., 2016].

Таким образом, согласно проведенному U–Pb изотопному датированию, Калба-Нарымский гранитоидный батолит был сформирован в узком временном интервале – не более 20 млн лет (296 – 276 млн лет), при этом можно выделить два этапа его становления: 1) главный объем батолита слагают породы гранодиорит-гранитной ассоциации S-типа (калбинский и каиндинский комплексы), сформированные в интервале 296 – 286 млн лет; 2) второй этап эндогенной активности связан с формированием гранит-лейкогранитной ассоциации A-типа (монастырский комплекс) в интервале 284 – 276 млн лет.

Различия в вещественном составе и вариации составов для выделяемых ассоциаций представлены на диаграммах Харкера (рис. 4).

Для пород гранодиорит-гранитной ассоциации характерны широкие вариации составов ($\text{SiO}_2 = 64$ – 75 мас. %), а также тренды по уменьшению всех элементов, кроме K_2O , при увеличении содержаний кремнезема. Для пород гранит-лейкогранитной ассоциации характерны более узкие вариации составов по кремнезёму (73 – 76 мас. %), а также тренды по обогащению железом, REE, HFSE (Ta, Nb, Zr, Hf) с увеличением кремнекислотности. Также для гранит-лейкогранитной ассоциации характерны повышенные относительно гранодиорит-гранитной ассоциации содержания F и Li.

Кроме того, для пород гранит-лейкогранитной ассоциации более ярко выражены минимумы по Ba, Eu, Sr, P, Ti, а редкоземельные спектры характеризуются более слабым наклоном за счёт повышенного содержания HREE (рис. 5).

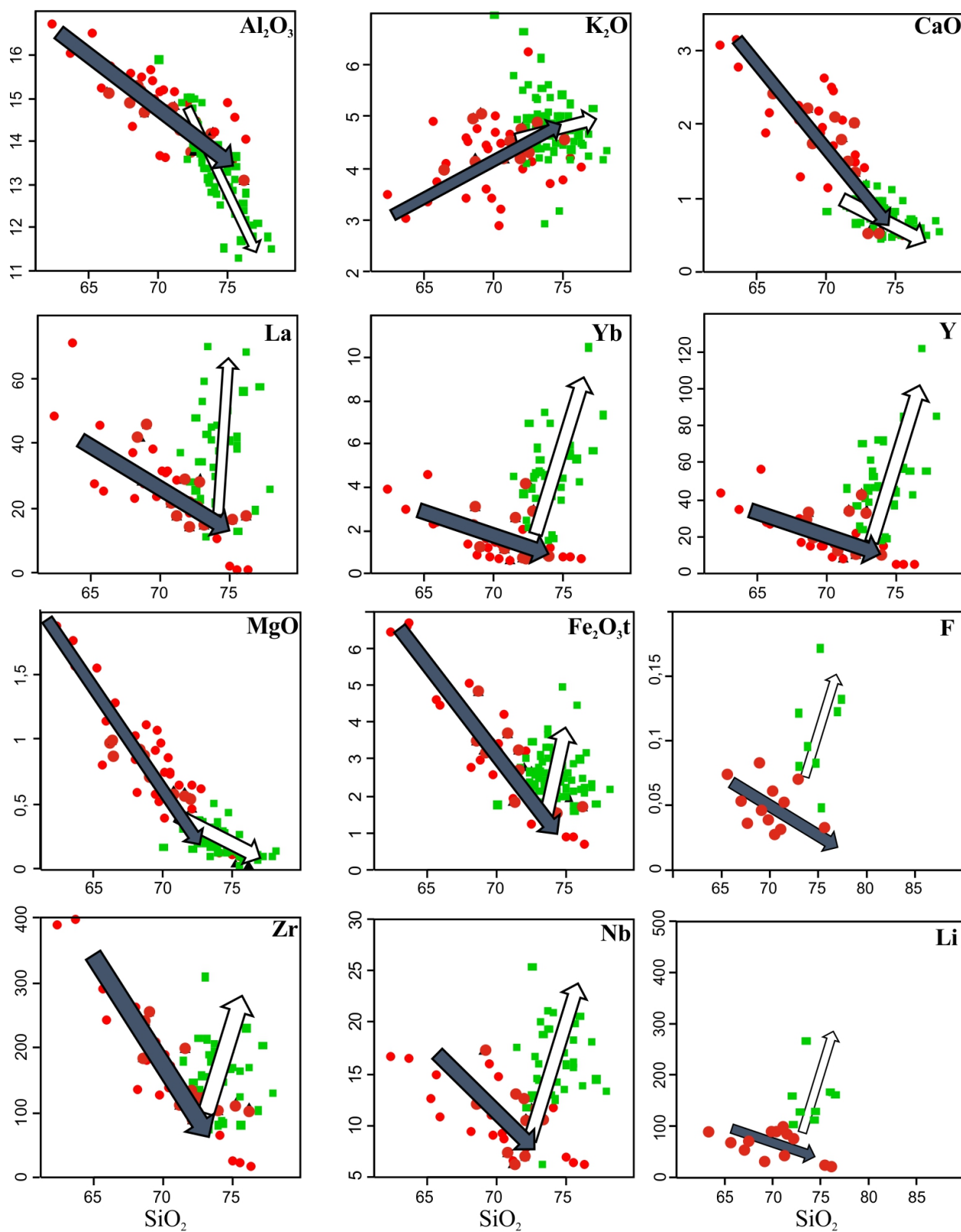


Рис. 4. Составы пород гранодиорит-гранитной ассоциации

Красные кружки, тренды изменения составов – серые стрелки) и гранит-лейкогранитной ассоциации (зелёные квадраты, тренды изменения составов – белые стрелки) на двухкомпонентных диаграммах Харкера

Fig. 4. Compositions of rocks of granodiorite-granite assemblage

Red points; grey arrows show composition change trends) and granite-leucogranite assemblage (green squares; white arrows show composition change trends) at two-component Harker diagrams

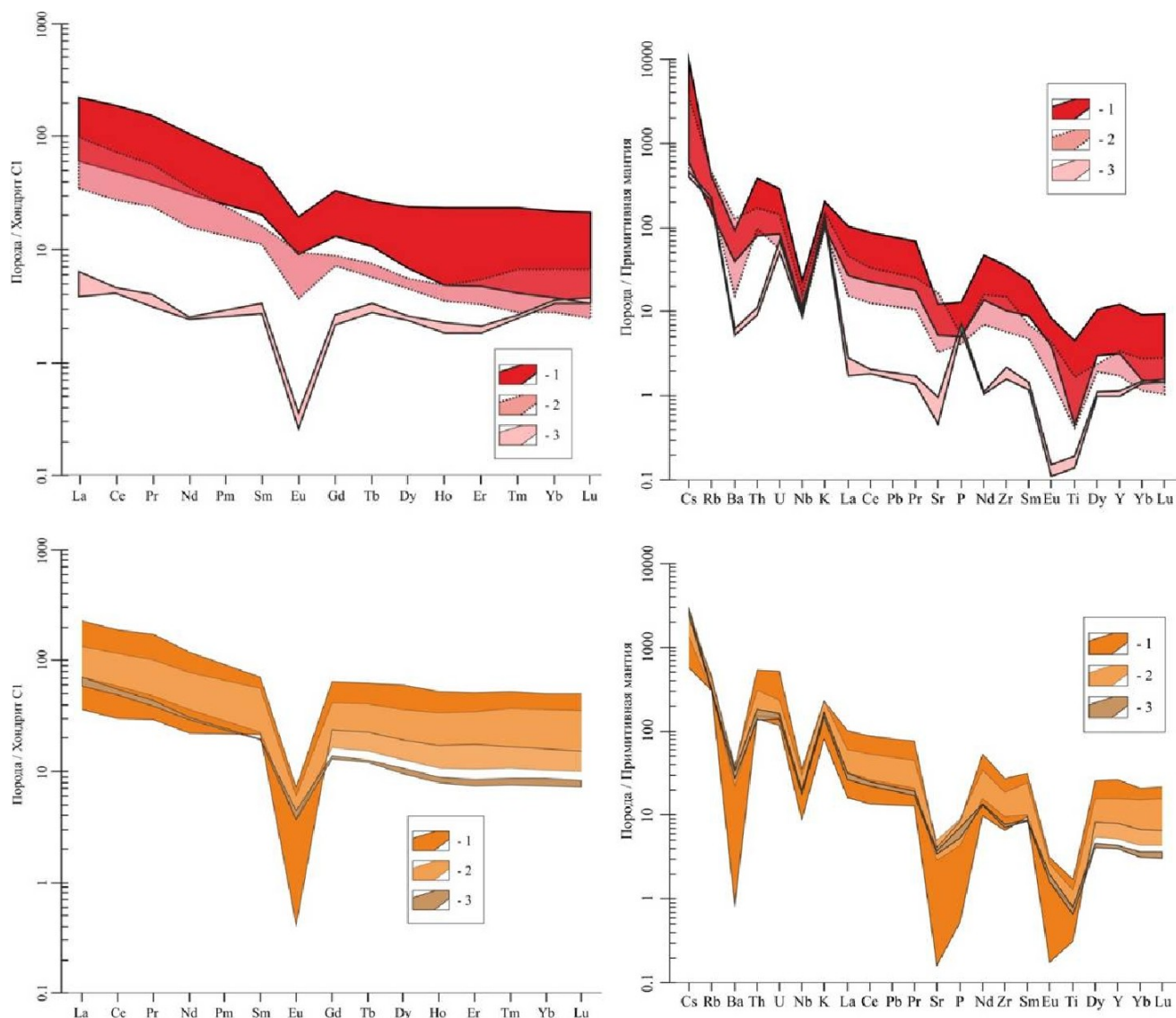


Рис. 5. Составы спектров распределения редкоземельных (слева, нормированы по хондриту [Boynton, 1984]) и редких (справа, нормированы по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]) элементов для пород гранодиорит-гранитной ассоциации (сверху, красные) и гранит-лейкогранитной ассоциации (снизу, оранжевые)

1, 2, 3 – составы пород 1-, 2- и 3-й фаз соответственно

Fig. 5. REE (on the left, normalized to chondrite [Boynton, 1984]) and trace (on the right, normalized to primitive mantle [Sun, McDonough, 1989]) patterns for granodiorite-granite assemblage rocks (at the top, red) and granite-leucogranite assemblage rocks (at the bottom, orange)

1, 2, 3 – 1st, 2nd and 3rd phases rocks compositions respectively

Изотопный состав неодима в породах гранодиорит-гранитной ассоциации варьирует в интервале $\epsilon\text{Nd}(t) = +0,8 - +3,3$ (по 9 анализам), также для этих пород характерны низкие изотопные значения Rb–Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T) = 0,70487 - 0,70590$). Для пород гранит-лейкогранитной ассоциации характерны относительно высокие значения $\epsilon\text{Nd}(T) = +3,5 - +4,3$, повышенные изотопные значения Rb–Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70726$). Учитывая разрыв во времени формирования и то, что массивы А-гранитоидов монастырского комплекса составляют преимущественно крупные самостоятельные интрузии, можно предполагать, что их по-

явление явилось результатом нового импульса плавления субстратов.

На основании анализа минерального и вещественного составов гранитоидов S- и А- типа и осадочно-метаморфических субстратов Калба-Нарымской зоны с привлечением данных по экспериментальному плавлению было предпринято петролого-геохимическое моделирование состава источников и условия выплавления гранитоидных магм, сформировавших Калба-Нарымский гранитоидный батолит. Согласно современным представлениям о формировании гранитоидов различных геохимических типов,

формирование гранитов S-типа является результатом частичного плавления осадочных пород, т.е. коровых пород, прошедших цикл выветривания, тогда как природа гранитоидов А-типа наиболее дискуссионна, по данным [Frost, Frost, 2011] породы этого типа могут формироваться в результате как дифференциации базитовых расплавов, так и плавления различных коровых источников. Данные по обобщению петрологических экспериментов [Patino Douce, 1999] показывают, что непосредственно («чистое») плавление метапелитовых субстратов приводит к формированию лейкогранитного расплава, тогда как формирование гранодиорит-гранитных серий, скорее всего, является результатом смешанного плавления различного состава (метапелитовых и метабазитовых) или вовлечения перитектических фаз [Clemens, Stevens, 2012].

Данные по петрологии высокоглиноземистых гранитов [Sylvester, 1998] позволяют оценить возможные субстраты для гранитоидов. Исходя из этих данных, предполагается, что потенциальным источником для гранит-лейкогранитов монастырского комплекса являлись метапелитовые породы Калба-Нарымского террейна, тогда как для гранодиорит-гранитов калбинского и каиндинского комплекса характерно смещение составов в сторону базитового источника, т.е. предполагается, что их формирование происходило в результате смешанного плавления метапелитового субстрата с некой долей метабазитовых пород.

Масс-балансовые расчеты по петрогеохимическому составу и численное моделирование поведения редких элементов в процессах плавления субстратов, основанное на составах гранитоидов [Хромых и др., 2016] и осадочно-метаморфических пород [Котлер и др., 2015], с привлечением экспериментальных данных [Patino Douce, Beard, 1995; Patino Douce, Harris, 1998; Castro et al., 1999; Lopez, Castro, 2001] позволили прийти к выводам, что составы гранитоидов S-типа Калба-Нарымского батолита (калбинский и каиндинский комплексы) располагаются на линии смешения составов между выплавками из метабазитовых и метапелитовых субстратов. Таим образом, формирование гранитоидов S-типа происходило в результате совместного плавления метабазитового и метапелитового субстратов. Дополнительным подтверждением этого являются данные по изотопии неодима, также вынесенные на диаграммы Харкера: для гранитоидов ближе всего отвечающих выплавкам из метабазитов, характерны самые положительные значения $\epsilon\text{Nd}(T)$, и это значение уменьшается по мере увеличения доли расплава, полученного из метапелитов.

Для реконструкции источников гранитоидных магм для пород монастырского комплекса (гранит-лейкогранитов А-типа) также использованы масс-

балансовые расчеты и численное моделирование поведения редких элементов с привлечением экспериментальных данных [Vielzeuf, Montel, 1994; Patino Douce, Beard, 1995; Montel, Vielzeuf, 1997; Castro et al., 1999; Koester et al., 2002].

Результаты моделирования позволяют утверждать, что при плавлении метапелитовых пород Калба-Нарымского террейна при давлениях меньше 5 кбар возможно выплавление высококалийевого гранитного расплава с содержанием SiO_2 более 72 мас. % и пералюминиевыми и железистыми характеристиками, которым соответствуют граниты А-типа. Однако редкоэлементное моделирование формирования гранитоидов А-типа можно считать удовлетворительным только по Rb, Sr, Ba, Th, U, HREE. По большинству других редких элементов (Ta, Nb, Y, La, Ce, Nd, Sm, Tb, Dy (HFSE и REE) даже при самых низких степенях плавления их концентрации в модельных расплавах не соответствуют минимальным в составах гранитов монастырского комплекса. Следовательно, при наличии только метаосадочных пород невозможно получить расплавы, отвечающие по уровню накопления редких элементов А-гранитам Калба-Нарымской зоны. Кроме того, немаловажным аргументом являются характерные для А-гранитов положительные значения $\epsilon\text{Nd}(T)$, тогда как для метаосадочных пород значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ слабоотрицательные.

Формирование высококремнистых пералюминиевых гранитоидов А-типа путём плавления коровых субстратов возможно лишь при дополнительном привносе высокозарядных и редкоземельных элементов из источника, обладающего резко положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$. Возможными источниками с положительными изотопными значениями неодима являются либо породы океанического основания Калба-Нарымской зоны, либо верхнемантийное вещество. Вариант с метабазитовыми породами основания не может являться действительным по следующим причинам: 1) показано, что формирование лейкогранитов происходило без участия деплетированного материала, т.е. отсутствует механизм взаимодействия метабазитов, позволяющий изменить изотопные характеристики гранитов и произвести обогащение HFSE без изменения петрогенного состава выплавки; 2) для метабазитов в субстратах Калба-Нарымского террейна характерны низкие содержания LREE.

Таким образом, наиболее вероятным источником привноса HFSE и REE является вещество верхней мантии, а транспортом — ювенильные флюиды, взаимодействующие метаморфическими субстратами на стадии их плавления. Исходя из состава гранитоидов, данные флюиды могли содержать существенные количества F и Li. Согласно экспериментальным работам [Keppler, 1993; Абрамов, 2004; Aseri, et al., 2015] в при-

существовании флюида с высокими концентрациями фтора происходит прогрессивное плавление акцессорных фаз, таких как танталит, колумбит, гафнон, циркон, что приводит к возможности транспортировки высокозарядных и редкоземельных элементов флюидом в виде фторидных соединений. Именно эта модель плавления субстратов метapelитового состава в присутствии высокофтористого флюида позволяет объяснить геохимические особенности пород гранит-лейкогранитной ассоциации монастырского комплекса.

Редкометалльные гранитоиды

Важной особенностью Калба-Нарымского гранитоидного батолита является широкое развитие редкометалльных месторождений и рудопроявлений (Ta, Nb, Li, Be, Sn, W и др.), связанных с редкометалльными гранитными пегматитами [Дьячков, 2012]. Геологические данные свидетельствуют о проявлении редкометалльных пегматитов после гранитоидов первой фазы калбинского комплекса; это подтвердилось и с геохронологическими данными: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопным датированием по 10 определениям возраст пегматитов установлен в интервале 295–283 млн лет [Котлер и др., 2014].

Фациальным аналогом редкометалльных пегматитов являются дайки редкометалльных гранитов (онгонитов), формирующие Чечекский и Ахмировский пояса (см. рис. 1). Они представлены сериями из десятка субпараллельных даек северо-восточного простирания протяженностью несколько километров, единичные дайки имеют мощность 2–5 м. Возраст дайковых пород определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по

монофракции ликвидусных вкрапленников литиевой слюды. Возраст составил $285,7 \pm 3$ млн лет, что соответствует времени проявления редкометалльных гранитных пегматитов [Хромых и др., 2014]. Проявление онгонитов в столь значительном объеме вызывает существенный интерес петрологов с целью установления источников и условия формирования первичных редкометалльных магм.

Дайки сложены микрогранитами и гранит-порфирами, которые содержат вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата, альбита, светлой слюды размером от 0,2 до 5 мм, находящиеся в тонкозернистой основной массе. Основные акцессорные минералы представлены топазом, апатитом, флюоритом и рудными минералами – касситеритом и танталит-колумбитом. Породы обоих дайковых поясов характеризуются высокими содержаниями кремнезема, имеют повышенную глиноземистость ($A/CNK = 1,1–1,3$), являются субщелочными с преобладанием натрия над калием ($Na_2O/K_2O = 1–1,5$). Главными чертами вещественного состава изученных пород являются высокие содержания редких литофильных элементов и фтора. Концентрации этих элементов сопоставимы с таковыми в типичных Li–F гранитах и их субвулканических аналогах. Детальное изучение редкоэлементного состава обнаруживает значительные вариации в содержании редких металлов, фтора и редкоземельных элементов (рис. 6). Породы Чечекского пояса могут быть разделены на две группы: 1) редкометалльные ($Li+Rb+Cs$ до 1000 г/т), F до 0,45 мас. %, суммой РЗЭ 40–100 г/т; 2) высоко-редкометалльные ($Li+Rb+Cs$ до 2500 г/т), F до 1,4 мас. %, P_2O_5 до 0,35 мас. %, сумма РЗЭ 3–15 г/т.

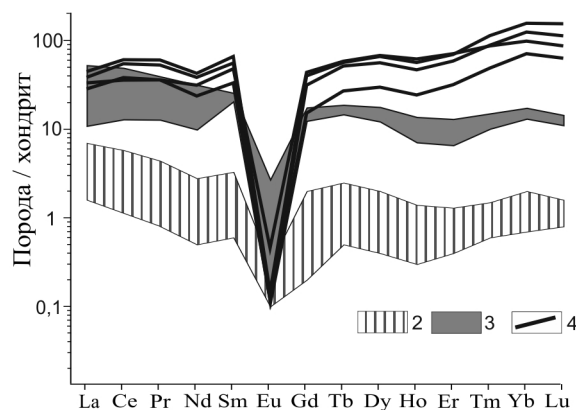
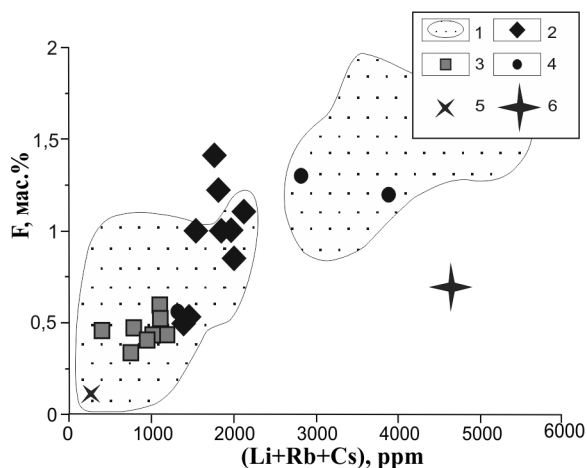


Рис. 6. Состав онгонитов Чечекского и Ахмировского дайковых поясов

1 – редкометалльные гранитоиды мира; 2 – ультраредкометалльные онгониты Чечекского пояса; 3 – редкометалльные онгониты Чечекского пояса; 4 – онгониты Ахмировского пояса; 5 – кларк гранита [Виноградов, 1962]; 6 – среднее содержание в редкометалльных промышленных пегматитах [Загорский, Перетяжко, 1992]. Спектры распределения редкоземельных элементов нормированы по хондриту [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 6. Compositions of ongonites of the Chechek and the Akhmir dike belts

1 – rare-metal granitoids of the world; 2 – ultra-rare-metal ongonites of the Chechek belt; 3 – rare-metal ongonites of the Chechek belt; 4 – ongonites of the Akhmir belt; 5 – Clarke for granites [Vinogradov, 1962]; 6 – average content in commercial rare-metal pegmatites [Zagorskiy, Peretyazhko, 1992]. REE distribution spectra were normalized to chondrite [Sun, McDonough, 1989]

Породы Ахмировского пояса отличаются от пород Чечекского пояса повышенным содержанием редких щелочей (Li+Rb+Cs до 4000 г/т) и РЗЭ (до 110–180 г/т). Содержания типичных для гранитов редких металлов (Sn, Nb, Ta) в дайках резко повышены по сравнению с кларком в гранитах (Sn до 15–100 раз Nb – до 1,5–2 раз, Ta – до 2–12 раз).

Составы вкрапленников слюды и калиевого полевого шпата отражают геохимическую специализацию дайковых пород: слюды редкометалльных разновидностей представлены фенгит-мусковитом с содержанием Li_2O не выше 0,1 мас. %, а слюды из высокоредкометалльных разновидностей часто зональные и демонстрируют широкие вариации концентраций Li_2O – от 0,4 до 5,6 мас. %, образуя тренд составов от литиевого фенгит-мусковита до железистого лепидолита (криофиллита). Слюды из пород Ахмировского пояса представлены зональными вкрапленниками, центральная часть которых сложена циннвальдитом, а краевая – лепидолитом. Полевые шпаты представлены калиевым полевым шпатом ($\text{Or}_{98}\text{Ab}_2$) и кислым плагиоклазом ($\text{Ab}_{98}\text{An}_1\text{Or}_1$ – для Чечекского пояса и $\text{Ab}_{95}\text{An}_4\text{Or}_1$ – для Ахмировского пояса). Калиевый полевой шпат пород Чечекского пояса содержит 0,1–0,25 мас. % Rb_2O , а пород Ахмировского пояса – 0,15–0,55 мас. % Rb_2O .

Во вкрапленниках кварца дайковых пород Чечекского пояса в соответствии с их типизацией проведено детальное исследование составов расплавных включений [Соколова, Смирнов, Хромых, 2016]. Изучены первичные РВ, которые встречаются как поодиночке, так и расположены группами и вдоль ростовых зон вкрапленников. Температура гомогенизации РВ составила 620–625°C. Изучение состава стекол гомогенизированных РВ проведено методами рентгеноспектрального микроанализа. В целом состав РВ соответствует составу пород: они содержат 65–74 мас. % SiO_2 , имеют высокоглиноземистый состав ($A/\text{CNK} = 1,1\text{--}1,4$) с преобладанием Na_2O над K_2O , для них характерно повышенное количество F (до 2 мас. %) и P_2O_5 (до 0,4 мас. %). Сравнение составов РВ из вкрапленников выделенных типов пород Чечекского пояса показывает, что РВ из вкрапленников высокоредкометалльных пород отчетливо выделяются более высоким содержанием P_2O_5 , F и более низким содержанием K_2O и CaO. Расплавы высокоредкометалльных пород отличаются более высоким содержанием литофильных редких элементов (Cs 80–115 г/т, Rb 350–720 г/т, Be 40–70 г/т против Cs 25–60 г/т, Rb 170–250 г/т, Be 10–12 г/т в редкометалльных), низким содержанием Sr и Ba (до 1 г/т) и низким суммарным содержанием РЗЭ. Таким образом, появление двух типов пород в составе Чечекского дайкового пояса (редкометалльных и высокоредкометалльных) обусловлено различиями в составе самих расплавов. Редкометалльная специфика

была присуща расплавам в момент кристаллизации вкрапленников кварца.

Исследования минералогии и геохимии пород Чечекского и Ахмировского дайковых поясов позволяют предположить, что они формировались при кристаллизации дифференцированных редкометалльных гранитных расплавов, что сближает их с Li гранитными пегматитами Калба-Нарымского батолита [Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994; Соколова, Смирнов, Хромых, 2016]. Проявления редкометалльных гранитоидов традиционно связывались с процессами формирования калбинского комплекса, однако, несмотря на то что породы калбинского комплекса формируют основной объем Калба-Нарымского гранитоидного батолита, область распространения редкометалльного магматизма локальна. Следовательно, процессы внутрикамерной дифференциации гранитоидных магм калбинского комплекса не приводили сами по себе к формированию обогащенных редкометалльных гранитных магм. Согласно моделям метамагматического вызревания [Загорский и др., 2014], существенную роль могут играть ювенильные трансмагматические флюиды, отделяющиеся от обогащенных мантийных магм. При этом редкометалльные магмы Чечекского и Ахмировского дайковых поясов могли формироваться в результате дифференциации в крупных очагах гранитоидной магмы калбинского комплекса в условиях привноса специализированных рудоконцентрирующих ювенильных флюидов (F, P_2O_5) и обогащения за счет этого редкометалльными элементами.

Источником ювенильных флюидов очевидно являлся подкоровый базитовый резервуар. В пределах Калба-Нарымской зоны проявления магматизма мантийной природы на современном эрозионном срезе представлены миролюбовским комплексом даек [Лопатников и др., 1982], формирующих обширные рои северо-восточного простирания, прорывающие гранитоиды батолита. В состав миролюбовского комплекса включены проявленные в гомодромной последовательности оливиновые и безоливиновые долериты, лампрофиры, диориты, кварцевые диориты и гранитоиды. Дайки миролюбовского комплекса пространственно размещены в пределах массивов гранитоидов, часто приурочены к тектоническим нарушениям, а также к размещениям пегматитовых полей среди гранитоидов, в том числе с редкометалльным оруденением. Вопросы возраста и объема миролюбовского комплекса в силу отсутствия детальных исследований пока остаются дискуссионными, однако установлено, что существенную долю занимают породы мантийного генезиса (долериты и лампрофиры). Долериты и лампрофиры миролюбовского комплекса характеризуются повышенными для базитов содержаниями щелочей, тита-

на и фосфора, соответствуют высококальциевой извещково-щелочной серии и близки к ОИВ-базальтам, что позволяет предполагать их формирование за счет обогащенного мантийного источника. Кроме того, концентрации в этих породах редких металлов, фтора и бора находятся на уровне или превышают таковые в гранитоидах калбинского комплекса (в г/т): Li – от 3 до 7; Cs – от 0,9 до 3,5; Rb – от 16 до 38; Sn – от 0,4 до 0,8; Be – от 0,1 до 0,5; Nb – от 12 до 16; Ta – от 0,7 до 1,1; F – от 120 до 140; B – от 1 до 3 [Лопатников и др., 1982; авторские данные]. Это позволяет предполагать, что долериты и лампрофиры являются родственными тем мантийным магмам, которые являлись источником редких элементов для процессов метаматматического вызревания онгонитовых магм в очагах гранитоидов калбинского комплекса.

Эволюция механизмов мантийно-корового взаимодействия

Геохронологические данные свидетельствуют от субсинхронности проявления габбро-гранитоидных интрузий, формирования гранитоидов Калба-Нарымского батолита и связанных редкометалльных гранитов и пегматитов (интервал 297–276 млн лет). Таким образом, на изученной территории субсинхронно происходили процессы мантийно-корового взаимодействия по двум отличающимся механизмам. Первый тип – непосредственное взаимодействие мантийных магм с коровыми субстратами и анатектическими выплавками, что предполагает контаминацию базитовых расплавов коровым веществом, химическое смешение базитовых и кремнекислых магм с образованием гибридных пород (магматический миксинг), физическое взаимодействие базитовых и кремнекислых магм, которое не приводит к существенному изменению макро- и микрокомпонентного состава пород (магматический минглинг). Второй тип – термальное и флюидное воздействие мантии (мантийных магм) на коровые субстраты, что предполагает привнос с флюидами определенных ювенильных петрогенных или редких элементов в коровые очаги гранитоидных магм, либо влияние мантийных флюидов на процессы анатексиса коровых субстратов или дифференциации гранитоидных магм в коровых очагах.

Отличием Калба-Нарымской и Чарской зон Алтайской коллизионной системы является разное проявление базитов на современном эрозионном срезе – в Чарской зоне, помимо базитов в составе габбро-гранитоидных интрузий, проявлены самостоятельные массивы габброидов и пикритоидов [Хромых и др., 2013], в то время как в Калба-Нарымской зоне син- или постбатолитовые базиты представлены лишь сравнительно небольшими объемами долеритов

и лампрофиров миролюбовского дайкового комплекса. Гранитоидный магматизм в этих зонах проявлен диаметрально противоположно (см. рис. 1). Очевидно, причиной различий является состав и строение литосферы этих зон. Калба-Нарымский террейн представляет собой скученный окраинно-континентальный турбидитовый бассейн, заполненный водонасыщенными терригенными осадочными толщами. Тепловое воздействие базитовых магм на них привело к формированию мощных вязкопластичных линз из мигматитов и автохтонных гранитоидов. Базитовые расплавы, как более плотные, не могли преодолеть эти вязкопластичные толщи и оставались на нижних горизонтах. Чарская зона представляет собой скученный реликт палеоокеанического бассейна с маломощной тугоплавкой литосферой, воздействие базитовых магм на которую не вызвало их масштабного плавления. Здесь базитовые расплавы смогли сгенерировать лишь локальные коровые очаги плавления в ослабленных зонах растяжения, а затем, по хрупким разломам – достичь вместе с гранитоидными выплавками средневерхнекоровых уровней. В пределах Калба-Нарымской зоны достичь среднекоровых уровней могли только подвижные глубинные флюиды, отделившиеся от базитовых магм, их проникновение в гранитные очаги калбинского комплекса могло привести к специфической дифференциации с появлением редкометалльных гранитных магм, а последующее взаимодействие с коровыми осадочно-метаморфическими субстратами могло привести к появлению А-гранитов монастырского комплекса. Базитовый магматизм на средне-коровом уровне проявился здесь только после завершения гранитоидного, в виде дайковых роев после остывания и растрескивания литосферы. Определяющими факторами являются прежде всего проницаемость литосферы и ее реологические свойства.

Геохронологические данные по габброидам и гранитоидам совпадают с данными о возрасте магматизма Северо-Западного Китая – 320–270 млн лет для гранитоидов [Chen et al., 2010], габброидов и пикродолеритов с Cu–Ni оруденением [Pirajno et al., 2009] и трапповых базальтов Таримского и Джунгарского микроконтинентов [Li et al., 2014], проявление которых отвечает формированию Таримской крупной изверженной провинции в результате активности Таримского мантийного плюма [Pirajno et al., 2009; Владимиров и др., 2008; Добрецов и др., 2010; Gao et al., 2014; Xu et al., 2014; Ярмолюк, Козловский, Кузьмин, 2016]. Развитие мантийно-корового магматизма может быть объяснено предложенными в последнее время моделями взаимодействия мантийных плюмов с литосферой [Добрецов и др., 2010; Xu et al., 2014]. Согласно этим моделям, выделяются несколько стадий плюм-литосферного взаимодействия, обуслов-

ленные продолжительностью реакции тугоплавкой литосферной мантии и литосферы на тепловое и химическое (флюидное) воздействие поднявшегося плюма. Начальный этап соответствует взаимодействию «головы» плюма с литосферной мантией и образованием при низких степенях ее плавления субщелочных и щелочных глубинных расплавов (субщелочные базиты, карбонатиты, кимберлиты). Основной этап соответствует растеканию плюма вдоль границ литосферы с формированием «шляпы», утонением и эрозией литосферной мантии и литосферы, что вызывает их масштабное плавление с формированием трапповых базальтов, последующим прогревом коры, активным мантийно-коровым взаимодействием, формированием габбро-гранитных серий, гранитоидных батолитов. Взаимодействие головы плюма с литосферной мантией привело к формированию мафиче-

ских расплавов, внедрение которых в нижние части коры привело к анатексису и появлению выплавов граносиенитового состава. Регрессивный этап фиксируется формированием дайковых поясов контрастного состава. Таким образом, территория Алтайской коллизионной системы в ранней перми представляла собой пример интерференции плейт- и плюмтектонических факторов. Аккреционно-коллизионные процессы являлись структурообразующим фактором, а Таримский мантийный плюм играл роль энергетического источника, обусловившего длительность и разнообразие проявлений мантийного и корового магматизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-35-20815-мол_а_вед), РНФ (грант № 15-17-10010).

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов С.С.** Образование высокофтористых магм путем фильтрации флюида через кислые магмы: петрологические и геохимические свидетельства мегамагматизма // *Петрология*. 2004. Т. 12, № 1. С. 22–45.
- Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А.** Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья (Бургасский кварцевосиенитовый массив): состав, петрогенезис // *Петрология*. 2013. Т. 21, № 3. С. 309–334.
- Виноградов А.П.** Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // *Геохимия*. 1962. № 7. С. 555–565.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.** Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д.** Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49, № 7. С. 621–636.
- Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И.** Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // *Петрология*. 2013. Т. 21, № 2. С. 177–201.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51, № 9. С. 1159–1187.
- Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А.** Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай). Алматы, 1994. 208 с.
- Дьячков Б.А.** Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск : ВКГТУ, 2012. 130 с.
- Ермолов П.В.** Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда : Изд.-полиграф. центр Казахстанско-Российского университета, 2013. 206 с.
- Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д.** Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск : Наука, 1983. 207 с.
- Загорский В.Е., Перетяжко И.С.** Типы и средний состав миароловых пегматитов Малханского хребта // *Геология и геофизика*. 1992. № 1. С. 87–97.
- Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н.** Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизийных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // *Геология и геофизика*. 2014. № 2. С. 237–251.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М. : Недра, 1990. Т. 1. 326 с.
- Котлер П.Д., Хромых С.В., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Травин А.В., Владимиров А.Г., Юдин Д.С., Крук Н.Н.** Ag–Ag изотопное датирование редкометалльных пегматитов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан). Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора : материалы II Междунар. геол. конф. 17–20 августа 2014 г. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2014. С. 101–103.
- Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Караваева Г.С., Крук Н.Н., Мурзинцев Н.Г.** Новые данные о возрасте и геодинамической интерпретации гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // *Доклады Академии наук*. 2015. Т. 462, № 5. С. 572–577.
- Котлер П.Д., Крук Н.Н., Хромых С.В., Навозов О.В.** Вещественный состав и источники осадочных толщ Калба-Нарымского террейна (Восточный Казахстан) // *Вестник Томского государственного университета*. 2015. № 400. С. 345–353.

Крук Н.Н., Хромых С.В., Куйбида М.Л. Гранитоидный магматизм турбидитовых палеобассейнов: состав, источники, механизмы формирования // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов : материалы I Междунар. геол. конф. (Улан-Удэ, 26–29 августа 2008 г.). Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 207–208.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А., Шадаев М.Г. Синплутонические базитовые интрузии ранних стадий формирования Ангаро-Витимского батолита (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1992. № 7. С. 70–80.

Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.С. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М. : Наука, 1982. 248 с.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.

Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А., Караваева Г.С. Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. Алматы : КазГео, 2011. № 4. С. 66–72.

Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.

Скляров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.

Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Хромых С.В. Условия кристаллизации, состав и источники редкометалльных магм при формировании онгонитов Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // Петрология. 2016. Т. 24, № 2. С. 168–193.

Хромых С.В., Куйбида М.Л., Крук Н.Н. Петрогенезис высокотемпературных кремнекислых расплавов в вулканических структурах Алтайской коллизионной системы герцинид, Восточный Казахстан // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 4. С. 529–540.

Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритонитов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1648–1667.

Хромых С.В., Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Травин А.В., Анникова И.Ю. Геохимия и возраст редкометалльных дайковых поясов Восточного Казахстана // Доклады Академии наук. 2014. Т. 45, № 5. С. 612–617.

Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 983–1004.

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃–MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.

Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Мыслик А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М. Большой Алтай (геология и металлогения). Алматы : Гылым, 1998. 395 с.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 115–142.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центральнo-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 3. С. 457–475.

Aseri A.A., Linnen R.L., Xu D.Ch., Thibault Y., Holtz F. Effects of fluorine on the solubilities of Nb, Ta, Zr and Hf minerals in highly fluxed water-saturated haplogranitic melts // Ore Geology Reviews. 2015. V. 64. P. 736–746.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / ed. by P. Henderson. Amsterdam : Elsevier, 1984. P. 63–114.

Castro A., Patino Douce A.E., Corretge L.G., de la Rosa J.D., El-Biad M., El-Hmidi H. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 135. P. 255–276.

Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., Zhang L., Xu Zh. He G.Q., Wang T. Zircon U–Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // Lithos. 2010. V. 115. P. 137–152.

Clemens J.D., Stevens G. What controls chemical variation in granitic magmas? // Lithos. 2012. V. 134–135. P. 317–329.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.

Frost C.D., Frost B.R. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin // Journal of Petrology. 2011. V. 52, № 1. P. 39–53.

Gao R., Xiao L., Pirajno F., Wang G., He X., Yang G., Yan Sh. Carboniferous–Permian extensive magmatism in the West Junggar, Xinjiang, northwestern China: its geochemistry, geochronology, and petrogenesis // Lithos. 2014. V. 204. P. 125–143.

Jahn B.-M., Windley B., Natal'in B., Dobretsov N.L. Phanerozoic continental growth in Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 599–603.

Keppler H. Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 114. P. 47–488.

Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A.D., Porcher C.G., Soliani E. Experimental Melting of Cordierite Gneiss and the Petrogenesis of Syntectonic Peraluminous Granites in Southern Brazil // Journal of Petrology. 2002. V. 43, № 8. P. 1595–1616.

Li Y.Q., Li Z.L., Yu X., Langmuir C.H., Santosh M., Yang S.F., Chen H.L., Tang Z.L., Song B.A., Zou S.Y. Origin of the Early Permian zircons in Keping basalts and magma evolution of the Tarim Large Igneous Province (northwestern China) // Lithos. 2014. V. 204. P. 47–58.

- Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanzvilevich A.N., Shadaev M.G.** Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // *Lithos*. 2002. V. 64. P. 97–130.
- Lopez S., Castro A.** Determination of the fluid-absent solidus and supersolidus phase relationships of MORB-derived amphibolites in the range 4–14 kbar // *American Mineralogist*. 2001. V. 86. № 11–12. P. 1396–1403.
- Montel J.M., Vielzeuf D.** Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1997. V. 128. P. 176–196.
- Patino Douce A.E., Beard J.S.** Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar // *Journal of Petrology*. 1995. № 3. P. 707–738.
- Patino Douce A.E., Harris N.** Experimental Constraints on Himalayan Anatexis // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. № 4. P. 689–710.
- Patino Douce A.E.** What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // *Geological Society, London*. 1999. V. 168. P. 55–75.
- Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G.S., Naumov E.A.** Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // *Ore geology reviews*. 2009. V. 35, is. 2. P. 114–136.
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / eds by A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989. V. 42. P. 313–345.
- Sylvester P.J.** Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 29–44.
- Vielzeuf D., Montel J.M.** Partial melting of metagreywackes. Part I: Fluid-absent experiments and phase relationships // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1994. V. 117. P. 375–393.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.** A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 95. P. 407–419.
- Xiao W.J., Huang B., Han Ch., Sun Sh., Li J.** A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // *Gondwana Research*. 2010. V. 18, is. 2–3. P. 253–273.
- Xu Y.G., Wei X., Luo Z.Y., Liu H.Q., Cao J.** The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // *Lithos*. 2014. V. 204. P. 20–35.

Авторы:

Хромых Сергей Владимирович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, доцент, кафедра минералогии и петрографии, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.
E-mail: serkhrom@mail.ru

Котлер Павел Дмитриевич, младший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Соколова Екатерина Николаевна, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, лаборатория термобаро-геохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, старший преподаватель, кафедра геологии рудных месторождений, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Geosphere Research, 2017, 1, 73–91. DOI: 10.17223/25421379/2/8

S.V. Khromykh^{1,2}, P.D. Kotler^{1,2}, E.N. Sokolova^{1,2}

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

² Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

MECHANISMS OF MANTLE-CRUST INTERACTION AT THE LATE STAGES OF EVOLUTION OF HERCYNIAN ALTAI COLLISION SYSTEM

Hercynian Altai collision system was formed in Late Paleozoic as a result of collision of Siberia and Kazakhstan continents. At late stages of its evolution (from 300 to 280 Ma) the huge and different gabbro and granitoid magmatism occurred in this territory. A variety of igneous associations prove the significant thermal gradient in lithosphere, the essential role of mantle and the active manifestation of the mantle-crust interaction processes. In gabbro-granite intrusions the specific relationships between mafic and felsic rocks are observed. It allows to classify them as a result of magma-mingling and magma-mixing processes. Based on petrological and geochemical data there was determined that the consistent active interaction between mafic magmas and crustal substrates were happened during forming of intrusive massifs. The mutual contamination of mafic and felsic magmas occurred at low-crustal level. The active interaction between different magmas with mingling-structure forming occurred at middle-crustal level. When intrusions have cooled the mafic magmas intruded at upper-crustal levels as dikes. Kalba-Naryn granite batholith was formed in close interval, no more than 20 Ma (296–276 Ma). There are two stages of its forming: 1) main volume of batholith presented by rocks of granodiorite-granite association (S-type) formed from 296 to 286 Ma; 2) second stage corresponds to formation of granite-leucogranite association (A-type) from 284 to 276 Ma. Granites of S-type formed by partial melting of mixed substrate (metapelitic and metabasic). Granites of A-type formed by partial melting of metapelitic substrate with the assistance of juvenile F-riched fluids. Rare-metal granites form a series of large dikes. They have high content of rare lithophilic elements and fluorine, it allows to classify the rocks as ongonites. Results of mineralogical, petrological and thermobarogeochemical investigations confirm that rare-metal specialization was characteristic for the parental melts. Rare-metal magmas were formed as a result of differentiation of granitic magmas in large chambers under conditions of filtration of

specific ore-concentrated fluids (F, P₂O₅ etc.) and enriched them in rare-metal elements. Thus at the late stages of evolution of Hercynian Altai Collision System the processes of mantle-crust interaction occurred synchronously but in two different ways. First case – direct interaction of mantle magmas with crustal substratum and anatectic melts. The process suggests contamination of mafic magmas by crustal material, chemical interaction of magmas and formation of hybrid rocks (magma-mixing) or physical interaction of magmas and formation of magma-mingling structures. The second case – thermal and fluid impact of mantle magmas on crustal substratum. The process suggests fluid infusing of special juvenile rare elements in crustal chambers of granitic magmas or effect of juvenile fluids on processes of anatexis and processes of differentiation of granitic magmas. The huge endogenous activity corresponds to Tarim Large Igneous Province formed in Late Paleozoic as a manifestation of Tarim mantle plume.

Keywords: *gabbro, granites, Central Asia, Tarim mantle plume.*

REFERENCES

- Abramov S.S. Formation of fluorine-rich magmas by fluid filtration through silicic magmas: petrological and geochemical evidence of metamagmatism // *Petrology*. 2004. V. 12. № 1. pp. 17–36.
- Burmakina G.N., Tsygankov A.A. Mafic microgranular enclaves in Late Paleozoic granitoids in the Burgasy quartz syenite massif, Western Transbaikalia: composition and petrogenesis // *Petrology*. 2013. V. 21. № 3. pp. 280–303.
- Vinogradov A.P. *Srednie sodержaniya khimicheskikh elementov v glavnykh tipakh izverzhennykh gornykh porod zemnoy kory* [Average contents of chemical elements in main types of igneous rocks of the earth's crust] // *Geochemistry*. 1962. № 7. pp. 555–565. In Russian
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N., Khromykh S.V. Geodynamics and granitoid magmatism of collisional orogens // *Russian Geology and Geophysics*. 2003. № 12. pp. 1275–1292.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V., Polyansky O.P., Chervov V.V., Vladimirov V.G., Travin A.V., Babin G.A., Kuibida M.L., Khomyakov V.D. Permian magmatism and lithospheric deformation in the Altai caused by crustal and mantle thermal processes // *Russian Geology and Geophysics*. 2008. № 7. pp. 468–479.
- Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyakov G.V., Babin G.A., Mekhonoshin A.S., Kruk N.N., Khlestov V.V., Khromykh S.V., Travin A.V., Yudin D.S., Shelepaev R.A., Karmysheva I.V., Mikheev E.I. Gabbro-granite intrusive series and their indicator importance for geodynamic reconstructions // *Petrology*. 2013. V. 21. № 2. pp. 158–180.
- Dobretsov N.L., Borisenko A.S., Izokh A.E., Zhmodik S.M. A thermochemical model of eurasian permo-triassic mantle plumes as a basis for prediction and exploration for Cu-Ni-PGE and rare-metal ore deposits // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. № 9. pp. 903–924.
- D'yachkov B.A., Mayorova N.P., Shcherba G.N., Abdrakhmanov K.A. *Granitoidnye i rudnye formatsii Kalba-Narymskogo poyasa (Rudnyy Altay)* [Granitoid and ore formations of Kalba-Narym zone (Ore Altai)]. Almaty, 1994. 208 p. In Russian
- D'yachkov B.A. *Geneticheskie tipy redkometall'nykh mestorozhdeniy Kalba-Narymskogo poyasa* [Genetic types of rare metal deposits of the Kalba-Narym zone]. Ust'-Kamenogorsk: VKGTU, 2012. 130 p. In Russian
- Ermolov P.V. *Aktual'nye problemy izotopnoy geologii i metallogenii Kazakhstana*. [Actual problems of isotopic Geology and metallogeny of Kazakhstan]. Karaganda. Izdatel'sko-poligraficheskiy tsentr Kazakhstansko-Rossiyskogo universiteta, 2013. 206 p. In Russian
- Ermolov P.V., Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyansky N.V., Kuzebny V.S., Revyakin P.S., Bortsov V.D. *Orogennyy magmatizm ofiolitovykh poyasov (na primere Vostochnogo Kazakhstana)* [Orogenic magmatism of ophiolite belts (on the example of Eastern Kazakhstan)]. Novosibirsk: Nauka. 1983. 207 p. In Russian
- Zagorskiy V.E., Peretyazhko I.S. *Tipy i sredniy sostav miarolovyykh pegmatitov Malkhanskogo khrebt* [Types and average composition miarolitic pegmatites Malhansky Ridge] // *Geologiya i geofizika*. 1992. № 1. pp. 87–97. In Russian
- Zagorsky V., Vladimirov A.G., Makagon V.M., Kuznetsova L.G., Smirnov S.Z., D'yachkov B.A., Annikova I., Shokalsky S.P., Uvarov A.N. Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. № 2. pp. 237–251.
- Zonenshayn L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. *Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR* [Plate tectonics in the USSR]. Moscow. Nedra, 1990. V. 1. 326 p. In Russian
- Kotler P.D., Khromykh S.V., Smirnov S.Z., D'yachkov B.A., Travin A.V., Vladimirov A.G., Yudin D.S., Kruk N.N. *Ar-Ar izotopnoe datirovaniye redkometall'nykh pegmatitov Kalba-Narymskogo batolita (Vostochnyy Kazakhstan)* [Ar-Ar isotopic dating of rare-metal pegmatites Kalba-Narym batholith (Eastern Kazakhstan)] // *Granity i evolyutsiya Zemli: granity i kontinental'naya kora. Materialy II mezhdunarodnoy geologicheskoy konferentsii*. 17–20 avgusta 2014 g, Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, 2014. pp. 101–103. In Russian
- Kotler P.D., Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Navozov O.V., Travin A.V., Karavaeva G.S., Kruk N.N., Murzintsev N.G. New data on the age and geodynamic interpretation of the Kalba-Narym granitic batholith, Eastern Kazakhstan // *Doklady Earth Sciences*. 2015. V. 462. № 2. pp. 565–569.
- Kotler P.D., Kruk N.N., Khromykh S.V., Navozov O.V. The composition and sources of Kalba-Narym terrain sediments (Eastern Kazakhstan) // *Tomsk State University Journal*. 2015. № 400. pp. 345–353. In Russian
- Kruk N.N., Khromykh S.V., Kuybida M.L. *Granitoidnyy magmatizm turbiditovykh paleobasseyinov: sostav, istochniki, mekhanizmy formirovaniya* [Granitoid magmatism of turbidite paleobasins: composition, sources, mechanisms of formation] // *Granity i evolyutsiya Zemli: geodinamicheskaya pozitsiya, petrogenezis i rudonosnost' granitoidnykh batolitov: Materialy I mezhdunarodnoy geologicheskoy konferentsii* (Ulan-Ude, 26–29 avgusta 2008). Ulan-Ude: Izd-vo BNTs SO RAN, 2008. pp. 207–208. In Russian
- Litvinovskiy B.A., Zanzilevich A.N., Kalmanovich M.A., Shadaev M.G. *Sinplutonicheskie bazitovye intruzii rannikh stadiy formirovaniya Angaro-Vitimskogo batolita (Zabaykal'e)* [Sinplutonic mafic intrusions of the early stages of the formation of the Angara-Vitim batholith (Transbaikalia)] // *Geologiya i geofizika*. 1992. № 7. pp. 70–80. In Russian
- Lopatnikov V.V., Izokh E.P., Ermolov P.V., Ponomareva A.P., Stepanov A.S. *Magmatizm i rudonosnost' Kalba-Narymskoy zony Vostochnogo Kazakhstana* [Magmatism and ore-bearing of Kalba-Narym area of East Kazakhstan]. Moscow: Nauka, 1982. 248 p. In Russian

- Mossakovskiy A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. *Tsentral'no-Aziatskiy skladchatyy poyas: geodinamicheskaya evolyutsiya i istoriya formirovaniya* [Central Asian fold belt: geodynamic evolution and formation history] // *Geotektonika*. 1993. № 6. pp. 3–33. In Russian
- Navozov O.V., Solyanik V.P., Klepikov N.A., Karavaeva G.S. *Nereshennye voprosy prostranstvennoy i geneticheskoy svyazi nekotorykh vidov poleznykh iskopaemykh s intruziyami Kalba-Narymskoy i Zapadno-Kalbinskoy zon Bol'shogo Altaya* [Unresolved issues of spatial and genetic relationship between some types of mineral resources with intrusions of Kalba-Narym and West Kalba zones of Grand Altai] // *Geologiya i okhrana nedr. Almaty. «KazGeo»*, 2011. № 4. pp. 66–72. In Russian
- Rotarash I.A., Samygin S.G., Gredyushko E.A. *Devonskaya aktivnaya kontinental'naya okraina na Yugo-Zapadnom Altaye* [Devonian active continental margin of the South-Western Altai] // *Geotektonika*. 1982. № 1. pp. 44–59. In Russian
- Sklyarov E.V., Fedorovskii V.S. Magma mingling: tectonic and geodynamic implications // *Geotectonics*. 2006. № 2. pp. 120–134.
- Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Khromykh S.V. Conditions of crystallization, composition, and sources of rare-metal magmas forming ongonites in the Kalba-Narym zone, Eastern Kazakhstan // *Petrology*. 2016. V. 24. № 2. pp. 153–177.
- Khromykh S.V., Kuybida M.L., Kruk N.N. Petrogenesis of high-temperature siliceous melts in volcanic structures of the altai collisional system of hercynides (Eastern Kazakhstan) // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. T. 52. № 4. pp. 411–420.
- Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Izokh A.E., Travin A.V., Prokop'ev I.R., Azimbaev E., Lobanov S.S. Petrology and geochemistry of gabbro and picrites from the Altai collisional system of Hercynides: evidence for the activity of the Tarim plume // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. V. 54. № 10. pp. 1648–1667.
- Khromykh S.V., Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Travin A.V., Annikova I.Y. Geochemistry and age of rare-metal dyke belts in eastern Kazakhstan // *Doklady Earth Sciences*. 2014. V. 459. № 2. pp. 1587–1591.
- Khromykh S.V., Tsygankov A.A., Kotler P.D., Navozov O.V., Kruk N.N., Vladimirov A.G., Travin A.V., Yudin D.S., Burmakina G.N., Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Antsiferova T.N., Karavaeva G.S. Late paleozoic granitoid magmatism of Eastern Kazakhstan and Western Transbaikalia: plume model test // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57. № 5. pp. 983–1004.
- Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. U-Pb dating of zircons from PZ₃-MZ igneous complexes of Transbaikalia by sector-field mass spectrometry with laser sampling: technique and comparison with SHRIMP // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57. № 1. pp. 241–258.
- Scherba G.N., Bespaev Kh.A., D'yachkov B.A., Mysnik A.M., Ganzhenko G.D., Sapargaliev E.M. *Bol'shoy Altay (geologiya i metallogeniya)* [Grand Altai (geology and metallogeny)]. Almaty: Gylm, 1998. 395 p. In Russian
- Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Kuzmin M.I. Late Paleozoic-early Mesozoic within-plate magmatism in north asia: traps, rifts, giant batholiths, and the geodynamics of their origin // *Petrology*. 2013. V. 21. № 2. pp. 101–126.
- Yarmolyuk V.V., Kozlovskiy A.M., Kuz'min M.I. Zoned magmatic areas and anorogenic batholith formation in the Central Asian orogenic belt (by the example of the Late Paleozoic Khangai magmatic area) // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57. № 3. pp. 457–475.
- Aseri A.A., Linnen R.L., Xu D.Ch., Thibault Y., Holtz F. Effects of fluorine on the solubilities of Nb, Ta, Zr and Hf minerals in highly fluxed water-saturated haplogranitic melts // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 64. pp. 736–746.
- Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984. pp. 63–114.
- Castro A., Patino Douce A.E., Corretge L.G., de la Rosa J.D., El-Biad M., El-Hmidi H. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. V. 135. pp. 255–276.
- Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., Zhang L., Xu Zh. He G.Q., Wang T. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // *Lithos*. 2010. V. 115. pp. 137–152.
- Clemens J.D., Stevens G. What controls chemical variation in granitic magmas? // *Lithos*. 2012. V. 134–135. P. 317–329.
- Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. V. 20. pp. 641–644.
- Frost C.D., Frost B.R. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52. № 1. pp. 39–53.
- Gao R., Xiao L., Pirajno F., Wang G., He X., Yang G., Yan Sh. Carboniferous–Permian extensive magmatism in the West Junggar, Xinjiang, northwestern China: its geochemistry, geochronology, and petrogenesis // *Lithos*. 2014. V. 204. pp. 125–143.
- Jahn B.-M., Windley B., Natal'in B., Dobretsov N.L. Phanerozoic continental growth in Central Asia // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. V. 23. pp. 599–603.
- Keppler H. Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 114. pp. 47–488.
- Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A.D., Porcher C.G., Soliani E. Experimental Melting of Cordierite Gneiss and the Petrogenesis of Syntectonic Peraluminous Granites in Southern Brazil // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43. № 8. pp. 1595–1616.
- Li Y.Q., Li Z.L., Yu X., Langmuir C.H., Santosh M., Yang S.F., Chen H.L., Tang Z.L., Song B.A., Zou S.Y. Origin of the Early Permian zircons in Keping basalts and magma evolution of the Tarim Large Igneous Province (northwestern China) // *Lithos*. 2014. V. 204. pp. 47–58.
- Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zandvilevich A.N., Shadaev M.G. Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // *Lithos*. 2002. V. 64. pp. 97–130.
- Lopez S., Castro A. Determination of the fluid-absent solidus and supersolidus phase relationships of MORB-derived amphibolites in the range 4–14 kbar // *American Mineralogist*. 2001. V. 86. № 11–12. pp. 1396–1403.
- Montel J.M., Vielzeuf D. Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1997. V. 128. pp. 176–196.
- Patino Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar // *Journal of Petrology*. 1995. № 3. pp. 707–738.

- Patino Douce A.E., Harris N. Experimental Constraints on Himalayan Anatexis // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. № 4. pp. 689–710.
- Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // *Geological Society, London*. 1999. V. 168. pp. 55–75.
- Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G.S., Naumov E.A. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // *Ore geology reviews*. 2009. V. 35. Iss. 2. pp. 114–136.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders A.D., Norry M.J.). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989. V. 42. pp. 313–345.
- Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. 1998. V. 45. pp. 29–44.
- Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1994. V. 117. P. 375–393.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 95. P. 407–419.
- Xiao W.J., Huang B., Han Ch., Sun Sh., Li J. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // *Gondwana Research*. 2010. V. 18, Is. 2–3. pp. 253–273.
- Xu Y.G., Wei X., Luo Z.Y., Liu H.Q., Cao J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // *Lithos*. 2014. V. 204. pp. 20–35.

Author:

Khromykh Sergey V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Scientific Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Assistant Professor, Department of Mineralogy and Petrography, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.

E-mail: serkhrom@mail.ru

Kotler Pavel D., Junior Scientific Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Sokolova Ekaterina N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Scientific Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Senior Lecturer, Department of Geology of Ore Deposits, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia