

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ, ИСТОЧНИКИ МАГМ, ГЕОДИНАМИКА

**А.А. Цыганков**

*Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия*

Общее направление эволюции позднепалеозойского гранитоидного магматизма Забайкалья выражается в возрастании щелочности последовательно формирующихся интрузивных комплексов: от доминирующих на ранней стадии высококальциевых известково-щелочных гранитов баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит), через переходные (от известково-щелочных к субщелочным) граниты и кварцевые сиениты промежуточной стадии (зазинский комплекс), к щелочным гранитоидам (раннекуналейский комплекс), завершающим позднепалеозойский этап магматизма. Этот общий эволюционный тренд осложняется одновременным развитием разнотипных гранитоидных комплексов, различающихся набором и геохимической спецификой пород. Указанные изменения состава сопровождаются уменьшением объемов гранитоидного магматизма во времени. Источником гранитоидов Ангаро-Витимского батолита были коровые метатерригенные протолиты, возможно, разного состава и возраста. Изотопный состав всех последующих гранитоидных комплексов указывает на их смешанное мантийно-коровое происхождение. Механизмы образования таких гранитоидов различны. В одних случаях доминирующим фактором было смешение мантийных и коровых магм, в других — фракционная кристаллизация гибридных расплавов, в третьих — фракционная кристаллизация непосредственно мантийных производных либо плавление метабазитовых источников при варьирующем, но в целом подчиненном вкладе коровых протолитов. Непосредственным геологическим свидетельством синхронности корового и мантийного магматизма являются синплутонические базитовые интрузии, комбинированные дайки и мафические включения, характерные для постбаргузинских гранитоидов. Геодинамическая обстановка позднепалеозойского этапа магматизма Байкальской складчатой области дискуссионна. В основном рассматриваются три возможных варианта: воздействие мантийного плюма, модель активной континентальной окраины и постколлизивно-рифтогенная модель. Последняя согласуется с отсутствием мафических пород в составе Ангаро-Витимского батолита, а также с постбаргузинским возрастом щелочных пород Витимской провинции.

*Гранитоидный магматизм, источники магм, изотопный состав, геодинамика, Западное Забайкалье.*

## LATE PALEOZOIC GRANITOIDS IN WESTERN TRANSBAIKALIA: SEQUENCE OF FORMATION, SOURCES OF MAGMAS, AND GEODYNAMICS

**A.A. Tsygankov**

The evolution of Late Paleozoic granitoid magmatism in Transbaikalia shows a general tendency for an increase in the alkalinity of successively forming intrusive complexes: from high-K calc-alkaline granites of the Barguzin complex (Angara–Vitim batholith) at the early stage through transitional calc-alkaline–alkaline granites and quartz syenites (Zaza complex) at the intermediate stage to peralkaline granitoids (Early Kunalei complex) at the last stage. This evolution trend is complicated by the synchronous development of granitoid complexes with different sets and geochemical compositions of rocks. The compositional changes were accompanied by the decrease in the scales of granitoid magmatism occurrence with time. Crustal metaterrigenous protoliths, possibly of different compositions and ages, were the source of granitoids of the Angara–Vitim batholith. The isotopic composition of all following granitoid complexes points to their mixed mantle–crustal genesis. The mechanisms of granitoid formation are different. Some granitoids formed through the mixing of mantle and crustal magmas; others resulted from the fractional crystallization of hybrid melts; and the rest originated from the fractional crystallization of mantle products or the melting of metabasic sources with the varying but subordinate contribution of crustal protoliths. Synplutonic basic intrusions, combined dikes, and mafic inclusions, specific for the post-Barguzin granitoids, are direct geologic evidence for the synchronous occurrence of crustal and mantle magmatism. The geodynamic setting of the Late Paleozoic magmatism in the Baikal folded area is still debatable. Three possible models are proposed: (1) mantle plume effect, (2) active continental margin, and (3) postcollisional rifting. The latter model agrees with the absence of mafic rocks from the Angara–Vitim batholith and with the post-Barguzin age of peralkaline rocks of the Vitim province.

*Granitoid magmatism, sources of magmas, isotopic composition, geodynamics, western Transbaikalia*

## ВВЕДЕНИЕ

Позднепалеозойская гранитоидная провинция Западного Забайкалья представляет собой одну из немногих на Земле областей, где разные по составу гранитоиды формировались одновременно в течение нескольких десятков миллионов лет. Более того, гранитоидный магматизм сопровождался, а возможно, и инициировался мантийным мафическим магматизмом повышенной и высокой щелочности.

В последние 10—15 лет в регионе выполнен большой объем изотопно-геохронологических исследований, охватывающих как собственно гранитоиды, так и породы базитового и щелочного ряда. Некоторым промежуточным итогом этих исследований стало признание того, что основной объем гранитоидов региона, включая гигантский (150 тыс. км<sup>2</sup>) Ангаро-Витимский батолит (АВБ), сформировался в позднем палеозое (конец карбона—начало перми), а не в докембрии или раннем палеозое, как считалось ранее [Салоп, 1967; Литвиновский и др., 1993]. В связи с этим особую актуальность приобрели проблемы, напрямую связанные с этим фактом, а именно достоверность и разрешающая способность использованных геохронологических методов; общая продолжительность позднепалеозойского магматического цикла и правомерность его «подразделения» на отдельные этапы; источники магм разнотипных гранитоидов; взаимосвязь собственно корового гранитообразования и мантийного магматизма, в том числе щелочного; вещественная эволюция разнотипных салических магм и их рудный потенциал; геодинамические условия позднепалеозойского магматизма и т.д. Очевидно, что большинство этих проблем имеют давнюю историю, однако факт одновременности проявления разнотипного магматизма, сосредоточенного в пределах относительно небольшого сегмента литосферы, его беспрецедентные масштабы, все это привлекает особое внимание исследователей.

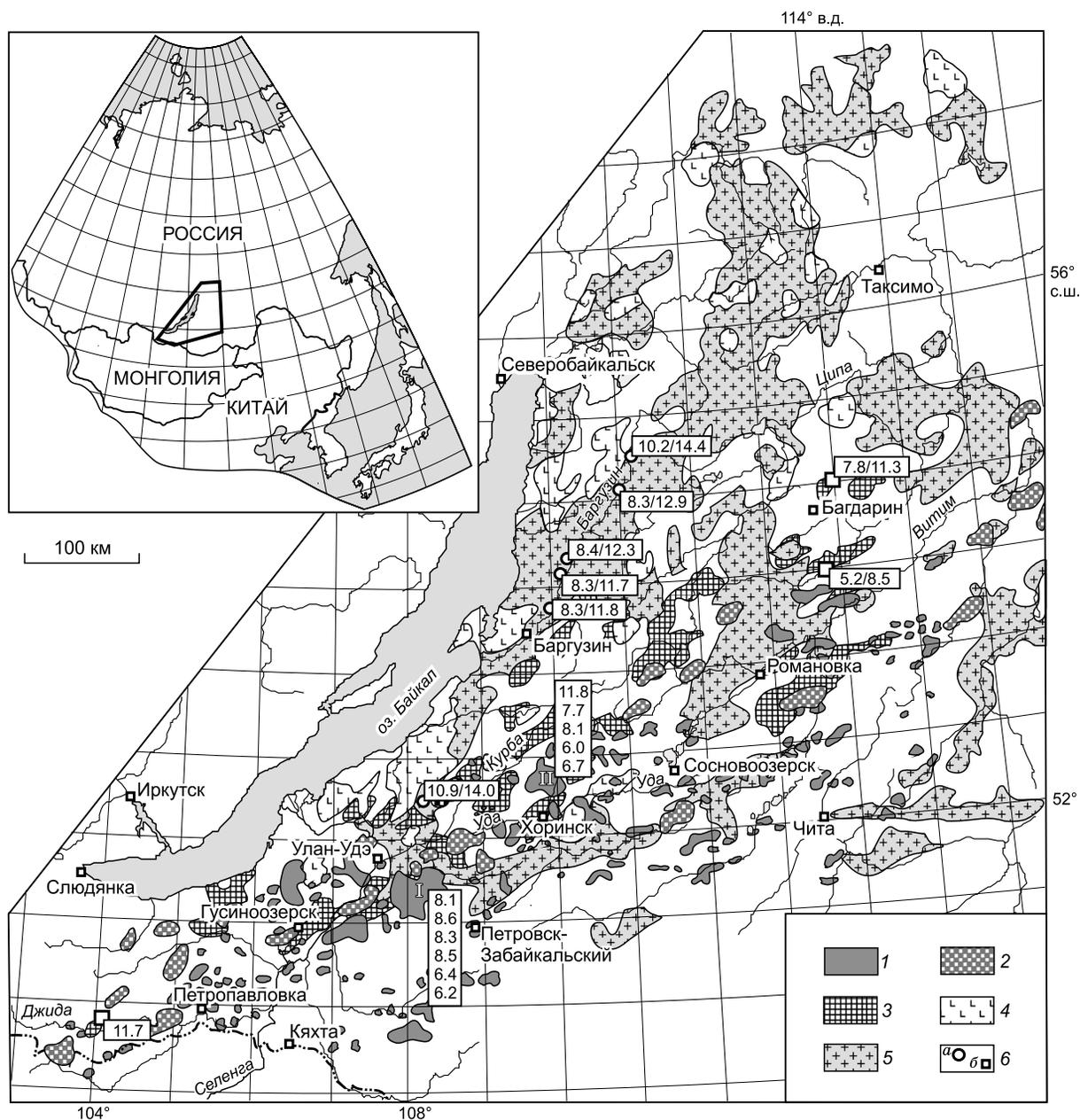
## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

В Западном Забайкалье разновозрастные и разные по составу гранитоиды занимают не менее 80 % общей площади региона. Судя по имеющимся данным [Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2007б, 2010а], подавляющая часть этих пород сформировалась в позднем палеозое, в период примерно с 330 до 275 млн л.н. Детальные U-Pb изотопно-геохронологические исследования, проведенные в юго-западной части Западно-Забайкальского магматического ареала, дополненные выполненными ранее определениями, позволили предложить следующую последовательность магматических событий [Цыганков и др., 2010а].

Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Забайкалья (рис. 1) начался с формирования известково-щелочных биотитовых гранитов Ангаро-Витимского батолита (баргузинский комплекс), впервые выделенного Л.И. Салопом [1967]. Суммарная площадь, занимаемая баргузинскими гранитами, составляет около 150 000 км<sup>2</sup>. Батолит (ареал-плутон [Литвиновский и др., 1993]) включает множество отдельных массивов как автохтонных, так и типично интрузивных гранитов близкого состава, различающихся внутренним строением и текстурно-структурными особенностями. Автохтонные гранитоиды характеризуются гнейсовидной текстурой, ориентированной согласно метаморфической полосчатости вмещающих гнейсов или кристаллосланцев, содержат их «останцы» и окаймлены широкими зонами строматитовых и венитовых мигматитов. Аллохтонные (интрузивные) разности баргузинских гранитов существенно преобладают над автохтонными. Как правило, они представлены среднезернистыми массивными гомогенными или порфиоровидными (Qtz или Kfs) биотитовыми гранитами, реже гранодиоритами, образующими крупные плутоны площадью в сотни квадратных километров. Основным темновесным минералом является биотит, в наиболее меланократовых разностях появляется роговая обманка. Аллохтонным гранитам свойственны «нормальные» интрузивные контакты, сопровождающиеся зонами ороговикования вмещающих пород [Рейф, 1976]. Очень характерны ксенолиты кристаллосланцев, отличающиеся от останцев пород протолита в гранитоидах автохтонной фации угловатыми очертаниями и разной ориентировкой метаморфической полосчатости.

По нашим данным [Цыганков и др., 2007б, 2010а], формирование гранитоидов баргузинского комплекса происходило в период примерно с 325—330 до 310 млн л.н., однако недавно полученные новые изотопно-геохронологические определения [Ковач и др., 2012] позволяют продлить этот интервал до 290 млн л.н. Более того, авторы цитированной работы пришли к выводу о том, что продолжительность позднепалеозойского цикла магматизма (Ангаро-Витимский батолит, по [Ковач и др., 2012]) не превышала 22 млн лет, что не согласуется с общей совокупностью геологических (относительно временных соотношения между разнотипными гранитоидами) и изотопно-геохронологических (U-Pb) данных.

Вслед за баргузинскими гранитами одновременно (305—285 млн лет) происходило образование гранитоидов двух геохимических типов: высококалиевых кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов с подчиненными габброидами, выделяемых нами в качестве чивыркуйского интрузивного комплекса, и переходных от высококалиевых известково-щелочных к субщелочным кварцевых сиенитов и лейкогранитов зазинского комплекса, также сопровождающихся синплутоническими базитовыми интрузиями и



**Рис. 1. Схема расположения герцинских гранитоидов Забайкалья, составлена на основе [Карта..., 1989].**

На врезке показан контур изучаемого региона. 1 — щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса (раннекуналейский (280—273 млн лет) и позднекуналейский (230—210 млн лет) комплексы); 2 — шошонитовая интрузивная серия (монцит-сиенит-кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами, нижнеселенгинский комплекс, 285—278 млн лет); 3 — переходные от высококальциевых известково-щелочных до субщелочных (alkaline) граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами (засинский комплекс, 305—285 млн лет); 4 — высококальциевые известково-щелочные кварцевые монциты, кварцевые сиениты и габброиды (чивыркуйский комплекс, 305—285 млн лет); 5 — известково-щелочные граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит), 330—310 млн лет; 6 — точки отбора проб для определения изотопного состава кислорода (см. табл. 4): а — баргузинский комплекс, б — засинский комплекс, цифровые значения —  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) в цирконе/кварце; римские цифры: I — Брянский и II — Хоринский щелочно-гранитоидные плутоны, цифровые значения —  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) в кварце.

комбинированными дайками [Литвиновский и др., 1995б; Цыганков и др., 2010а; Litvinovsky et al., 2012]. Типоморфными породами чивыркуйского комплекса являются Amph-Bt порфириовидные (Kfs) кварцевые сиениты, тогда как в зазинском комплексе доминируют лейкократовые (аляскитовые) граниты, содержащие не более 1—2 об. % Bt, а кварцевые сиениты выделяются в качестве первой интрузивной фазы. Для обоих комплексов типичны сопутствующие базиты, представленные синплутоническими габброидными интрузиями, комбинированными дайками [Литвиновский и др., 1995а,б; Цыганков и др., 2010а; Litvinovsky et al., 2012] и мафическими включениями (mafic microgranular enclaves — ММЕ) [Литвиновский и др., 1993; Бурмакина, Цыганков, 2013].

Приведенный выше интервал формирования чивыркуйского и зазинского комплексов значительно перекрывает время образования баргузинских гранитов (с учетом последних данных [Ковач и др., 2012]). Вместе с тем во всех документально зафиксированных случаях зазинские граниты прорывают породы как баргузинского, так и чивыркуйского комплексов, причем временной разрыв между ними может составлять первые миллионы лет [Цыганков и др., 2007б], что сопоставимо с разрешающей способностью использованных методов датирования. Соотношения чивыркуйских и баргузинских гранитоидов не столь однозначны. Первые (так называемые низкокремниевые гранитоиды) рассматривались в качестве ранней фазы становления АВБ [Литвиновский и др., 1993], однако полученные к настоящему времени данные [Цыганков и др., 2007б, 2010а] свидетельствуют об обратном. Таким образом, можно констатировать, что на протяжении 10—15 млн лет (~ 305—290 млн л.н.) одновременно происходило формирование трех геохимически разных типов гранитоидов, при этом наиболее ранними являются баргузинские. Сопутствующие базиты появляются только в составе относительно более поздних чивыркуйском, зазинском и последующих комплексах.

Следующий этап (285—278 млн л.н.) ознаменовался формированием шошонитовой монцонит-сиенит-кварцево-сиенитовой интрузивной серии с синплутоническими высококалийевыми базитами. Типоморфными разновидностями пород этой серии являются монцонитоиды, обычно сопровождающиеся кварцевыми сиенитами и субщелочными гранитами с постепенными переходами между ними. Для монцонитов и сиенитов типичны клинопироксен, роговая обманка и биотит. Сопутствующие базиты представлены комбинированными дайками и синплутоническими интрузиями высококалийевых (шошонитовых) габбро [Литвиновский и др., 1995а], отмечают ММЕ.

Позднепалеозойский магматизм завершился становлением щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитов и сиенитов Брянского и Хоринского плутонов (раннекуналейский комплекс, 280—273 млн лет) [Litvinovsky et al., 2002; Цыганков и др., 2010а]. Темноцветные минералы пород рассматриваемых плутонов представлены щелочными амфиболом и пироксеном, биотит характеризуется высокой железистостью, щелочной полевой шпат доминирует над плагиоклазом. Формированию щелочно-гранитоидных плутонов предшествовали дайки бимодальной трахибазальт-трахит-трахириолитовой серии, образующие протяженный (около 200 км) пояс [Хубанов, 2009], а также излияния трахидацит-трахириолитовых и трахибазальт-командитовых лав. Следует отметить, что аналогичного состава щелочные гранитоиды и эффузивные образования составляют Монголо-Забайкальский вулканоплутонический пояс, который только на территории Забайкалья включает более 350 отдельных массивов щелочных гранитов, а также обширные вулканические поля, сложенные трахибазальтами, трахириолитами и командитами. Возрастные данные по некоторым из них (Харитоновский, Малокуналейский массивы, вулканы цаган-хуртейской свиты) [Литвиновский и др., 2001; Reichow et al., 2010] указывают на поздне триасовый (230—220 млн лет) возраст, однако количественные соотношения вулканоплутонических комплексов двух возрастных групп пока неизвестны.

Кроме того, имеются Rb-Sr данные о возрасте сиеногранитов Большекульского массива ( $282 \pm 5$  млн лет) [Посохов и др., 2005], прорывающих щелочные гранитоиды Хоринского полифазного плутона. Недавно получены новые геохронологические данные (цирконы, SHRIMP-II) о возрасте Безымянного массива Li-F гранитов ( $291.7 \pm 3.7$  млн лет) [Рампилов, Рипп, 2012], а также щелочных пород (уртиты, ийолиты, мельтейгиты, нефелиновые сиениты) Витимской провинции 294—306 млн лет [Дорошкевич и др., 2012а,б].

Таким образом, позднепалеозойский магматизм Западного Забайкалья, начавшись с формирования гигантского объема «нормальных» известково-щелочных гранитов (баргузинский комплекс — Анггаро-Витимский батолит), эволюционировал в сторону возрастания щелочности однотипных пород (гранитоидов, базитов) и доли мантийного магматизма во времени.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Для геохимической характеристики позднепалеозойских гранитоидов и связанных с ними мафических пород Забайкалья использована авторская база данных, включающая 579 анализов, приведенных в On-Line Supplementary Data [Litvinovsky et al., 2011]. Кроме того, использованы новые неопубликованные данные, в том числе по породам базитового ряда, которые частично приведены в табл. 1, 2 и отра-

жены на петрохимических и геохимических диаграммах. Для удобства изложения позднепалеозойский магматизм Западного Забайкалья условно разделен на три стадии, последовательная смена которых фиксируется более или менее контрастным изменением состава гранитоидов.

Граниты баргузинского комплекса (АВБ), сформировавшиеся на *ранней стадии* (330—290 млн лет) позднепалеозойского магматизма Забайкалья, содержат 68—76 мас. %  $\text{SiO}_2$  и от 3 до 6 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ , что определяет их принадлежность к высококалийевой известково-щелочной (НК-СА) серии (рис. 2, а). Агпаитовый индекс (НК)/А в основном варьирует от 0.7 до 0.83, иногда немного отклоняясь в большую (но не более 0.89) или меньшую сторону (см. рис. 2, в);  $\text{A/CNK} \approx 1$  (0.97—1.08, см. табл. 1). На классификационной диаграмме [Sylvester, 1989] (см. рис. 2, д) граниты баргузинского комплекса занимают поле известково-щелочных высокоглиноземистых и высокофракционированных известково-щелочных (НФ-СА) пород; разности, наиболее богатые щелочами, смещаются ниже горизонтальной линии в область субщелочных составов. Типичны широкие вариации содержаний индикаторных микроэлементов, таких как Sr, Nb, Zr (рис. 3). Например, содержание Sr варьирует от 150 до более чем 1000 г/т, при этом отмечается отрицательная корреляция с  $\text{SiO}_2$ . Концентрация Rb в породах (не показано) коррелирует с калиевой щелочностью, в меньшей мере с кремнеземом, составляя 67—280 г/т. Содержания Nb также весьма изменчивы и варьируют от первых до первых десятков грамм на тонну. Концентрация Zr не превышает 250 г/т, отмечается слабая отрицательная корреляция с кремнеземом ( $r = -0.44$ ) и более высокая положительная связь с суммой REE ( $r = 0.67$ ).

Редкоземельный спектр НК-СА гранитов баргузинского комплекса характеризуется резким преобладанием LREE над HREE (рис. 4, а): отношение  $(\text{La/Yb})_n$  в большинстве проб варьирует в интервале 18—40; в некоторых случаях резко возрастает почти до 170, что связано с деплетированностью таких пород HREE и наиболее свойственно породам автохтонной фации. Отрицательная Eu аномалия наблюдается в большинстве изученных проб ( $\text{Eu/Eu}^*$  до 0.45), однако в некоторых порфиридных гранитах, а также в пробах с максимальной величиной  $(\text{La/Yb})_n$  отношения дефицит Eu не зафиксирован (см. рис. 4, а). Следует отметить возрастание величины Eu минимума с уменьшением отношения  $(100 \cdot ((\text{MgO} + \text{FeO}^* + \text{TiO}_2)/\text{SiO}_2))$ , что подтверждает высокофракционированный характер баргузинских гранитов.

Мультиэлементные графики наиболее представительных проб НК-СА гранитов баргузинского комплекса, нормированные по среднему составу континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003], показаны на рис. 5, а. Типичны отрицательные аномалии Ba, Ta, P, Eu и Ti, положительные Th, K, Pb и Gd при разнонаправленном поведении U и Sr.

На *промежуточной стадии* позднепалеозойского магматизма (305—285 млн лет) сформировались известково-щелочные низкокремниевые гранитоиды чивыркуйского комплекса и переходные от известково-щелочных к субщелочным граниты и кварцевые сиениты зазинского комплекса. Так же, как и предшествующие баргузинские граниты, те и другие в основном принадлежат к высококалийевой известково-щелочной серии (см. рис. 2, а, б), при этом содержание калия в соотношении с  $\text{SiO}_2$  немного выше, что обуславливает смещение фигуративных точек в поле пород шошонитовой серии.

Различия между одновременными чивыркуйским и зазинским комплексами выражаются как в разном наборе пород, так и в их петрохимических особенностях. Петротипом чивыркуйского комплекса являются низкокремниевые гранитоиды, в основном кварцевые монцониты; подчиненное значение имеют монцониты, кварцевые сиениты и гранодиориты. Для зазинского комплекса, наоборот, типичны высококремниевые лейкограниты при подчиненной роли кварцевых сиенитов. Эти различия иллюстрируют классификационные и бинарные диаграммы (см. рис. 2, 3), на которых поля чивыркуйских и зазинских гранитоидов практически не перекрываются.

Напомним, что, несмотря на одинаковый временной интервал формирования рассматриваемых комплексов, во всех известных случаях зазинские граниты прорывают чивыркуйские монцонитоиды и кварцевые сиениты. При этом чивыркуйские, как и предшествующие баргузинские, являются известково-щелочными (см. рис. 2, в), агпаитовый индекс, за редкими исключениями, не превышает 0.85. В зазинских гранитах агпаитовый индекс заметно выше, в результате чего они смещаются в субщелочное поле классификационной диаграммы (см. рис. 2, з).

Микроэлементный состав пород рассматриваемых комплексов различается не столь контрастно. Значимые различия, более чем в два раза, наблюдаются по Sr (см. рис. 3) и Ba (не показан), тогда как диапазоны концентраций Zr и Nb большей частью перекрываются. Редкоземельный спектр пород обоих комплексов характеризуется резким преобладанием LREE над HREE (см. рис. 4, б, в):  $(\text{La/Yb})_n = 9—34$  и  $14—34$  в чивыркуйских и зазинских гранитоидах соответственно. Отличие заключается в том, что для зазинских гранитов более характерна отрицательная Eu аномалия ( $\text{Eu/Eu}^* = 0.35—0.57$ ) (см. табл. 1). В большинстве проб чивыркуйских гранитоидов также наблюдается отрицательная Eu аномалия, однако в среднем ее величина меньше ( $\text{Eu/Eu}^* = 0.62—0.75$ , см. табл. 1), чем в зазинских гранитах; в некоторых

Таблица 1. Химический состав представительных проб позднелазейских гранитоидов Западного Забайкалья

Компонент	Баргузинский комплекс (Ангаро-Витимский батолит), известково-щелочные граниты (330—310 млн лет)																			
	Bt-Gr				Gn-Gr				Bt-Gr				Porph-Gr				Bt-Gr			
	BR-03-11*	BR-07-11*	BR-10/1-11*	BR-25-11*	Gl-1/2-03	Gl-2/1-03*	Hk-10/2-06	Hk-12-06	Hk-15-06	Zg-5/1/2-03	Zg-5/1-03	Zg-64/3-03	Zg-61/1b*							
SiO <sub>2</sub> , мас. %	71.50	71.90	71.60	67.70	72.80	71.80	71.90	68.40	70.80	71.40	72.40	72.50	73.60	73.90						
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.20	0.34	0.58	0.23	0.25	0.23	0.48	0.34	0.37	0.26	0.28	0.15	0.12						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.70	15.20	14.70	16.10	13.90	14.70	14.40	16.20	14.60	14.10	14.60	14.60	14.20	14.20						
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.87	0.51	0.47	0.61	0.61	0.73	0.76	1.35	1.33	1.18	0.74	0.78	0.64	0.45						
FeO	0.95	0.76	1.24	1.80	0.52	1.14	0.84	0.96	0.60	1.12	0.72	0.76	0.57	0.42						
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.05	0.04	0.05	0.02	0.02	0.01	0.02						
MgO	0.40	0.25	0.30	0.71	0.25	0.37	0.35	0.53	0.45	0.54	0.34	0.38	0.25	0.15						
CaO	1.37	1.74	1.27	2.94	1.36	1.50	1.29	1.93	1.62	1.70	1.26	1.48	0.82	0.89						
Na <sub>2</sub> O	4.27	4.50	4.19	4.59	3.46	4.20	4.08	4.19	4.00	4.13	3.77	3.77	2.99	3.58						
K <sub>2</sub> O	4.32	3.64	4.76	3.51	5.34	4.39	4.27	4.74	4.95	4.22	5.00	4.47	6.23	5.32						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.07	0.07	0.15	0.04	0.07	0.08	0.10	0.13	0.13	0.07	0.11	0.03	0.03						
П.п.п.	0.51	0.46	0.64	0.90	0.64	0.35	0.67	0.37	0.39	0.48	0.34	0.60	0.40	0.34						
Сумма	99.27	99.26	99.61	99.62	99.16	99.53	98.90	99.30	99.25	99.42	99.52	99.75	99.86	99.39						
Ba, г/г	827	1500	1835	2778	727	1104	1039	771	984	1007	711	751	1482	685						
Rb	183	53	101	42	219	144	190	208	222	234	234	218	258	279						
Sr	373	723	588	1264	339	551	494	416	494	521	341	403	313	205						
Cs	4.86	0.57	1.51	н.д.	н.д.	3.60	7.84	2.95	5.54	6.22	5.83	4.64	4.34	4.04						
Ga	17.1	19	19	19	19	20.5	20.1	22.0	21.0	21.1	18.4	20.7	14.3	16.4						
Ta	0.90	0.23	н.д.	н.д.	н.д.	1.56	0.80	0.86	0.84	0.92	1.05	0.47	0.29	н.д.						
Nb	18.8	5.1	8.9	8.9	6.8	15.5	16.6	12.5	12.7	11.7	17.0	13.1	10.2	19.8						
Hf	3.78	8.60	6.10	7.20	7.20	4.67	4.51	5.60	5.04	5.25	3.18	5.94	2.79	2.94						
Zr	163	355	260	311	246	212	199	202	166	165	126	215	142	95						
Y	14	6	7	5	4	14	11	13	11	10	8	7	6	12						
Th	15.7	4.87	5.60	7.40	60.00	10.8	8.9	18.5	24.9	17.7	12.9	14.6	15.5	27.0						
U	5.02	1.24	2.37	0.39	7.40	1.23	2.23	2.83	4.85	3.75	2.48	2.41	1.92	3.81						
Cr	0.5	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	7.2	7.4	н.д.	н.д.	н.д.	5.6	10.0	4.2	4.7						
Ni	12.2	»	»	»	»	6.1	10.3	»	»	»	3.0	13.8	0.8	3.2						
Co	3.0	137	118	65	226	1.8	1.6	2.9	2.0	2.8	1.9	1.8	0.8	0.9						
Sc	3.5	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	2.7	3.0	3.1	2.5	2.1	1.4	2.9	1.0	1.6						

V	24.5	11.1	9.3	43.0	13.8	16.3	14.8	28.0	21.4	18.7	9.9	16.5	6.8	7.5
Cu	5.1	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	3.3	6.8	0.7	0.5	3.1	2.9	2.9	1.3	1.8
Pb	171	15	240	14	19	18	н.д.	23	24	26	24	22	37	32
Zn	45	62	41	н.д.	61	34	67	52	46	54	31	59	18	24
La	41	35	33	75	70	40	49	38	41	36	33	37	23	34
Ce	78	54	58	135	110	83	86	71	64	64	54	53	52	58
Pr	7.3	4.6	6.0	13.1	9.0	7.0	8.0	6.8	6.9	6.6	5.1	5.5	3.8	5.4
Nd	23	14	22	45	27	23	26	23	22	23	16	18	12	18
Sm	3.77	1.83	3.03	5.20	2.64	3.75	3.48	3.39	3.61	3.25	2.54	2.65	1.87	3.36
Eu	0.65	0.60	0.83	1.47	0.72	0.68	0.58	0.90	0.84	0.89	0.58	0.70	0.42	0.57
Gd	4.62	2.07	2.79	4.54	2.73	3.99	4.57	2.91	2.65	2.74	3.11	2.98	2.11	4.52
Tb	0.62	0.19	0.28	0.32	0.19	0.55	0.60	0.41	0.36	0.46	0.45	0.40	0.30	0.58
Dy	2.42	1.13	1.46	1.41	0.87	2.40	1.78	1.88	1.83	2.03	1.44	1.30	1.20	2.07
Ho	0.49	0.20	0.23	0.16	0.12	0.47	0.36	0.42	0.39	0.33	0.27	0.24	0.23	0.41
Er	1.52	0.69	0.73	0.51	0.39	1.49	1.15	0.92	1.07	0.89	0.90	0.78	0.70	1.10
Tm	0.22	0.10	0.10	0.06	0.05	0.21	0.17	0.18	0.16	0.15	0.10	0.09	0.10	0.17
Yb	1.56	0.79	0.65	0.32	0.41	1.43	1.25	1.06	1.05	1.01	0.79	0.67	0.71	1.30
Lu	0.25	0.13	0.11	0.05	0.06	0.22	0.20	0.17	0.16	0.15	0.12	0.10	0.11	0.21
Eu/Eu*	0.48	0.94	0.86	0.90	0.81	0.53	0.44	0.85	0.79	0.89	0.63	0.76	0.64	0.45
(La/Yb) <sub>n</sub>	18.9	31.8	36.4	168.1	122.5	20.0	28.3	25.4	27.8	25.8	30.1	39.8	23.2	18.7
NK/A	0.80	0.75	0.82	0.71	0.83	0.79	0.79	0.74	0.82	0.81	0.80	0.76	0.82	0.82
A/CNK	1.03	1.05	1.02	0.96	1.00	1.02	1.05	1.04	0.98	0.97	1.05	1.06	1.08	1.07

Компонент	Чивыркуйский комплекс, высококальциевые известково-щелочные кварцевые монзониты и сиениты						Зазинский комплекс, субщелочные граниты						Нижнеселенгинский комплекс, монзониты, сиениты		
	Bu-07-68/4	Bu-113/5	Xn-6-02	Xn-62-02	050-04*	Q-Mnz	BG-32-11*	BG-36-11*	002/1-04	044/1-04	162-05	166-05	Xc59-02	Xc67-03	Xc-99/1*
	Mnz	Q-Sy	Q-Sy	Q-Sy	Q-Mnz	Q-Mnz	Gr	Gr	Gr	Gr	Mnz	Sy	Mnz	Sy	Sy
SiO <sub>2</sub> , мас. %	57.20	62.90	62.20	68.30	63.10	75.20	76.80	71.80	74.00	70.60	72.50	60.00	60.00	60.30	
TiO <sub>2</sub>	1.31	0.64	0.78	0.48	0.58	0.13	0.10	0.21	0.16	0.37	0.20	0.60	0.60	1.12	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.05	17.20	16.75	15.50	18.30	12.70	12.00	14.20	14.30	14.50	14.35	16.80	16.80	18.80	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.59	2.13	2.47	2.03	1.79	1.08	0.75	1.37	0.66	1.10	0.84	3.30	3.30	2.00	
FeO	4.72	2.19	2.92	1.38	1.73	0.05	0.05	0.16	0.31	1.21	0.61	2.43	2.43	1.94	
MnO	0.10	0.11	0.09	0.07	0.08	0.11	0.05	0.05	0.02	0.03	0.04	0.09	0.09	0.07	
MgO	3.00	1.46	2.20	0.94	1.15	0.23	0.11	0.39	0.13	0.59	0.31	1.33	1.33	1.15	
CaO	5.33	3.35	4.14	2.65	3.03	0.83	0.48	0.95	0.63	1.51	0.83	3.16	3.16	2.11	
Na <sub>2</sub> O	4.48	4.51	4.00	3.96	5.10	4.22	3.90	4.20	3.87	3.60	3.66	4.00	4.00	5.50	
K <sub>2</sub> O	2.85	4.32	3.35	4.54	4.05	4.38	4.72	5.38	5.75	6.30	6.67	7.44	7.44	6.00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.48	0.22	0.35	0.15	0.19	0.03	0.02	0.08	0.03	0.11	0.05	0.31	0.31	0.28	
П.л.п.	1.24	0.98	0.80	0.41	0.69	0.60	0.26	0.46	0.31	0.47	0.43	0.61	0.61	0.74	
Сумма	100.35	100.01	100.05	100.41	99.79	99.51	99.17	99.25	100.14	100.39	100.49	100.07	100.07	100.01	
Ba, г/г	1256	1240	1354	804	2374	159	68	495	132	1186	380	2408	2408	2790	
Rb	94	134	80	207	93	235	230	225	182	181	220	165	165	81	
Sr	1213	577	883	594	927	67	31	329	73	367	133	784	784	988	
Cs	н.д.	5.43	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	3.80	4.18	2.14	2.14	1.89	
Ga	21.9	18.2	17.5	18.4	20.1	18	15	20.0	18.4	18	19.3	19.0	19.0	18.8	
Ta	0.91	0.96	н.д.	н.д.	0.33	н.д.	н.д.	1.00	0.81	1.54	1.14	0.99	0.99	0.21	
Nb	14.7	14.8	6.7	12.7	5.9	32.0	18.0	30.4	22.7	21.4	22.5	14.9	14.9	18.5	
Hf	5.09	7.45	6.55	5.72	6.86	5.10	3.28	5.87	3.20	8.87	6.42	2.55	2.55	3.99	
Zr	249	296	228	194	302	114	69	209	95	327	241	120	120	285	
Y	19	27	15	17	13	22	11	24	18	25	16	25	25	9	
Th	8.9	14.1	10.1	43.3	5.5	32	30	28.4	22.4	16.9	17.7	12.0	12.0	0.9	
U	1.99	2.87	1.85	6.78	1.32	8.90	3.61	2.17	2.35	3.42	1.38	3.46	3.46	0.11	
Cr	56.0	н.д.	19.3	н.д.	2.8	н.д.	н.д.	3.3	6.6	н.д.	н.д.	2.6	2.6	5.9	
Ni	н.д.	»	18.0	»	7.0	»	»	5.5	4.5	»	»	3.4	2.3	4.5	
Co	19.0	9.6	10.8	3.9	4.7	107	191	2.0	0.7	4	1.2	4.3	4.3	3.2	
Sc	8.5	10.5	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	3	3.3	8.7	8.7	6.2	
V	130.4	90.4	67.6	22.2	60.0	7.1	5.3	17.1	н.д.	30	9.8	66	66	65	

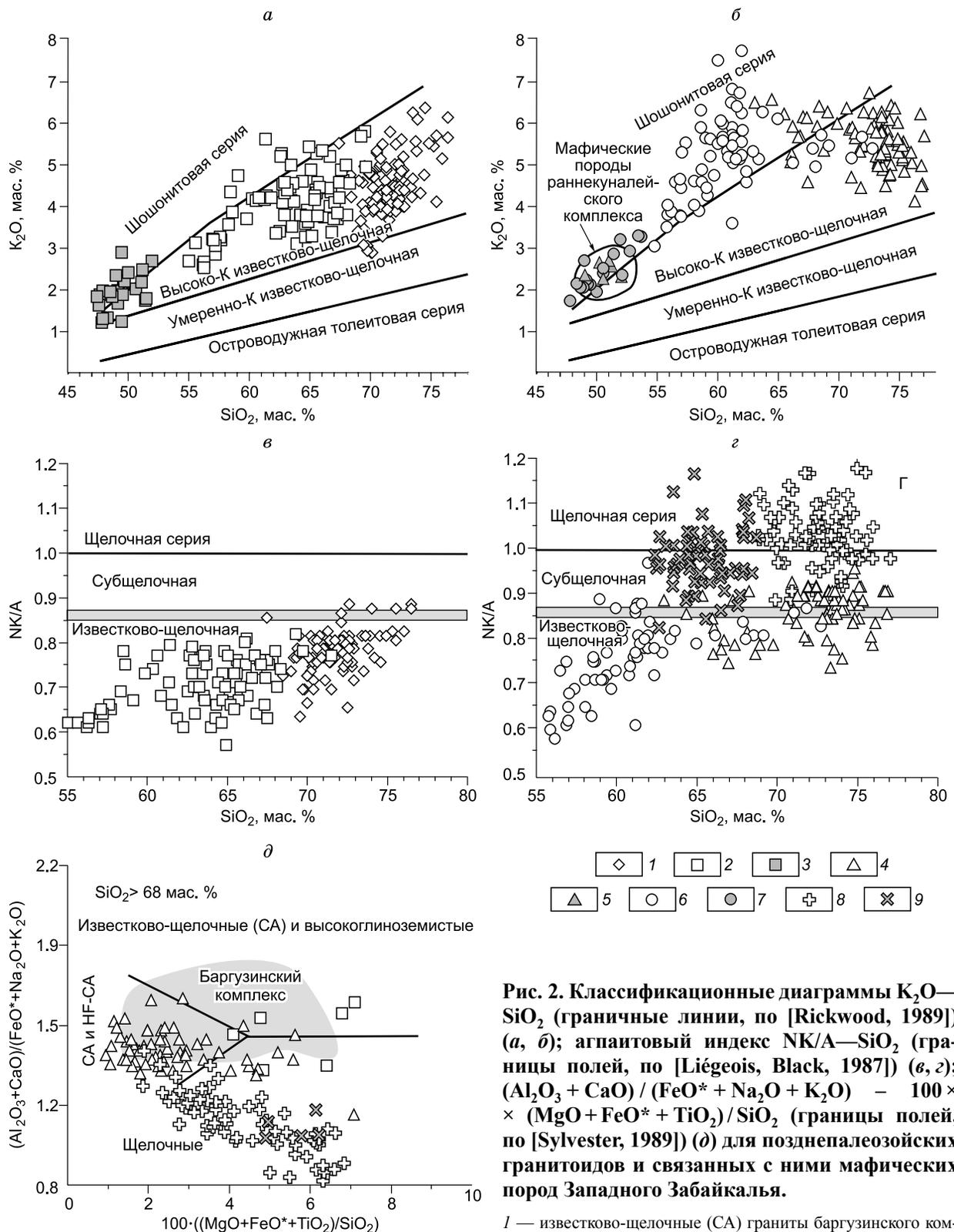
Cu	57.3	7.2	16.3	3.9	9.4	н.д.	9.5	9.8	4	2.3	7.1	5.2	5.0
Pb	179	29	18	27	16	26	23	20	21	36	49	36	30
Zn	н.д.	77	64	65	47	67	30	15	36	66	67	70	70
La	66	56	41	60	38	23	48	48	78	71	58	56	44
Ce	112	98	88	106	72	47	102	96	155	127	109	110	79
Pr	13.5	10.6	9.6	11.1	7.6	5.2	10.8	8.8	13.4	11.1	11.7	12.4	8.7
Nd	50	39	36	38	25	19	35	26	47	34	41	46	32
Sm	8.29	6.95	5.84	6.01	4.55	3.52	5.83	4.12	7.07	4.92	7.1	8.4	5.2
Eu	2.35	1.59	1.65	1.30	1.53	0.38	0.97	0.43	1.26	0.82	1.73	1.63	2.57
Gd	5.51	6.32	4.97	5.07	3.40	3.72	4.54	3.16	6.48	3.94	4.78	6.25	5.78
Tb	0.76	0.84	0.64	0.65	0.43	0.51	0.71	0.51	0.76	0.52	0.71	0.88	0.69
Dy	3.63	4.87	3.44	3.61	2.25	3.42	3.87	3.31	4.77	3.02	3.92	4.98	2.08
Ho	0.75	0.89	0.66	0.70	0.46	0.69	0.75	0.59	0.84	0.54	0.75	1.01	0.36
Er	1.53	2.43	1.85	2.04	1.29	2.28	2.51	1.87	2.27	1.62	2.18	2.76	0.87
Tm	0.23	0.41	0.24	0.27	0.18	0.38	н.д.	0.25	0.36	0.23	0.31	0.42	0.11
Yb	1.40	2.93	1.65	2.06	1.37	2.86	2.50	1.86	2.32	1.80	1.95	2.77	0.75
Lu	0.20	0.37	0.25	0.32	0.22	0.49	0.46	0.28	0.31	0.23	0.29	0.42	0.11
Eu/Eu*	1.00	0.72	0.91	0.70	1.14	0.32	0.56	0.35	0.56	0.55	0.86	0.66	1.42
(La/Yb) <sub>n</sub>	33.9	13.7	18.0	21.0	20.1	5.8	13.8	18.6	24.0	28.5	21.2	14.6	41.9
NK/A	0.61	0.70	0.61	0.74	0.70	0.92	0.90	0.88	0.88	0.92	0.64	0.87	0.83
A/CNK	0.85	0.94	0.94	0.95	1.00	0.96	0.98	1.04	0.93	0.97	0.97	0.82	0.97

Компонент	Раннекуналейский комплекс, щелочные и щелочно-полеволлаговые граниты и сyenиты													
	AFS-Sy							PA-Gr						
	09-50*	09-51*	09-52*	09-53*	09-54*	09-55*	09-56*	B406	B627	B378	B371	M347	3070	M340
SiO <sub>2</sub> , мас. %	67.80	65.50	66.20	67.60	64.80	73.80	65.70	64.60	65.00	69.80	74.00	65.80	72.18	74.00
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.45	0.50	0.50	0.74	0.42	0.62	0.55	0.62	0.40	0.21	0.51	0.30	0.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.85	17.75	17.60	16.10	16.35	11.10	16.70	16.20	16.80	13.60	12.00	17.30	13.99	12.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.97	1.36	1.69	1.79	1.97	3.07	1.54	1.61	1.64	1.50	0.87	0.93	0.81	1.11
FeO	0.40	0.44	0.31	0.44	1.23	0.44	0.88	3.49	1.01	2.09	1.48	1.27	0.75	0.52
MnO	0.12	0.07	0.09	0.12	0.11	0.12	0.09	0.10	0.12	0.15	0.10	0.12	0.05	0.10
MgO	0.23	0.25	0.25	0.30	0.59	0.15	0.42	0.36	0.40	0.41	0.21	0.17	0.14	0.06
CaO	0.45	0.57	0.50	0.56	1.14	0.25	0.64	0.43	0.46	0.32	0.14	0.38	0.56	0.03
Na <sub>2</sub> O	5.91	6.22	5.92	5.87	5.95	4.44	6.24	5.89	6.42	5.10	4.40	5.31	4.61	4.66
K <sub>2</sub> O	5.64	6.26	6.26	6.00	5.59	4.85	5.89	5.85	5.73	5.56	4.66	6.76	5.38	4.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.04	0.04	0.03	0.14	0.03	0.15	0.08	0.10	0.04	0.02	0.10	0.07	0.02
П.п.п.	0.36	0.45	0.49	0.37	0.54	0.59	0.44	0.88	1.31	1.33	1.36	0.69	0.50	1.06
Сумма	99.23	99.36	99.85	99.68	99.15	99.26	99.31	100.04	99.61	100.30	99.45	99.34	99.34	99.65
Ba, г/г	88	130	18	24	39	620	760	390	80	150	66	180	195	53
Rb	150	96	90	132	197	52	62	150	130	260	250	120	210	220
Sr	24	38	6	11	9	52	95	52	34	19	12	28	46	4
Cs	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	1.54
Ga	»	»	»	»	»	»	»	19.0	26.0	18.0	27.0	22.0	23.6	22.1
Ta	»	»	»	»	»	»	»	1.50	н.д.	4.90	4.20	1.12	3.20	1.54
Nb	35.0	17.0	15.0	34.0	42.0	9.0	9.0	27	38	63	47	25	44	31
Hf	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	15.0	н.д.	14.0	21.0	20.0	12.5	8.9
Zr	580	385	403	545	936	110	130	610	930	850	560	970	500	330.0
Y	42	33	30	47	64	20	16	53	64	110	77	42	43	39.0
Th	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	28.0	н.д.	43.0	38.0	16.8	45.2	21.7
U	»	»	»	»	»	»	»	3.70	»	6.70	6.20	3.46	7.40	2.77
V	18.5	15.5	15.3	18.4	27.9	13.3	17.6	н.д.	»	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	7
Pb	12	»	9	8	30	»	6	»	»	»	»	»	»	33
Zn	54	27	36	50	64	26	30	»	»	»	»	»	»	67
La	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	120	120	98	66	74	57	50
Ce	»	»	»	»	»	»	»	260	240	220	170	245	141	96

Pr	»	»	»	»	»	»	»	»	»	н.д.	н.д.	17.5	13.0	9.0
Nd	»	»	»	»	»	»	»	»	»	81	84	63	43	30
Sm	»	»	»	»	»	»	»	»	»	13.00	13.00	10.46	7.90	5.08
Eu	»	»	»	»	»	»	»	»	»	1.20	1.10	0.76	0.45	0.32
Gd	»	»	»	»	»	»	»	»	»	н.д.	н.д.	7.83	5.96	4.18
Tb	»	»	»	»	»	»	»	»	»	1.50	2.20	1.27	1.04	0.71
Dy	»	»	»	»	»	»	»	»	»	н.д.	н.д.	6.75	6.16	4.27
Ho	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	1.36	1.32	0.94
Er	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	4.12	4.30	3.03
Tm	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0.64	0.75	0.50
Yb	»	»	»	»	»	»	»	»	»	4.40	8.50	4.38	5.43	3.58
Lu	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0.58	1.30	0.72	0.83	0.58
Eu/Eu*	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0.34	0.32	0.25	0.19	0.21
(La/Yb) <sub>n</sub>	»	»	»	»	»	»	»	»	»	19.6	8.3	12.2	7.5	10.0
NK/A	1.00	0.96	0.94	1.00	0.97	1.13	1.00	0.99	1.00	0.99	1.06	0.93	0.96	1.01
A/CNK	0.95	0.98	1.01	0.94	0.91	0.85	0.94	0.97	0.94	0.96	0.91	1.04	0.97	0.99

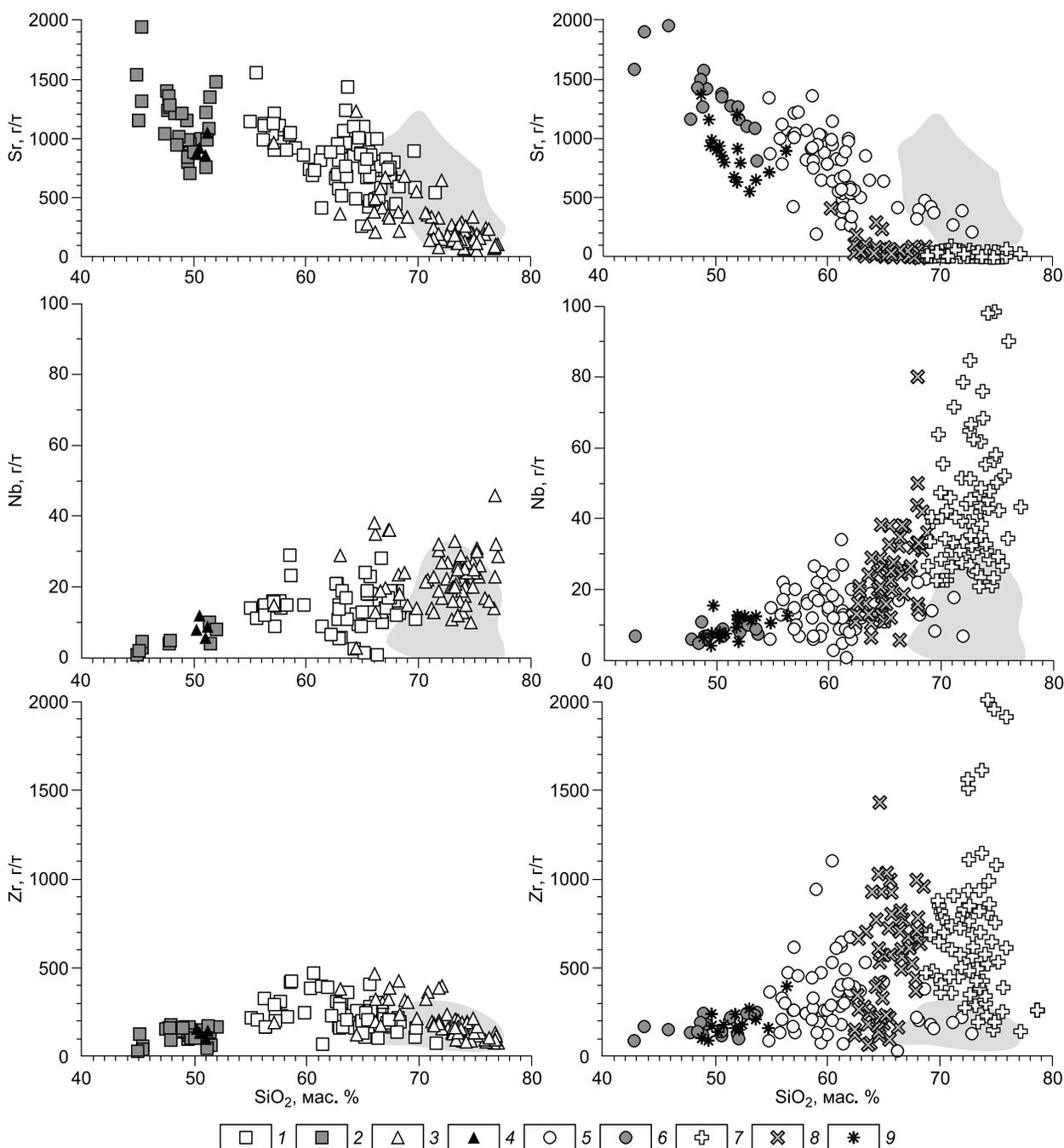
Примечание. Vt-Gr — биотитовый гранит, Gp-Gr — гнейсогранит, Gr — гранит, Pofhr-Gr (Q-Sy) — порфириновый гранит (кварцевый сиенит), Mnz (Q-Mnz) — монцит (кварцевый монцит), Sy — сиенит, PA-Gr (PA-Sy) — щелочной гранит (сиенит), AFS-Gr (AFS-Sy) — щелочно-полевошпатовый гранит (сиенит). Здесь и в табл. 2 — Eu/Eu\* =  $Eu_n/(Sm_n \cdot Gd_n)^{1/2}$  или  $Eu_n/(Sm_n^{2/3} + Tb_n^{1/3})$ ; NK/A =  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$  мол. %, A/CNK =  $(Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O)$  мол. %, н.д. — нет данных. Анализы выполнены ICP-MS методом в ИГХ СО РАН на масс-спектрометре ELEMENT-2 (аналитик Е.В. Смирнова), методика пробоподготовки описана в [Цыганков и др., 2007a]. Остальные данные заимствованы из [Litvinovsky et al., 2011].

\* Неопубликованные данные.



**Рис. 2.** Классификационные диаграммы K<sub>2</sub>O—SiO<sub>2</sub> (границные линии, по [Rickwood, 1989]) (а, б); агпаитовый индекс NK/A—SiO<sub>2</sub> (границы полей, по [Liégeois, Black, 1987]) (в, г);  $(Al_2O_3 + CaO) / (FeO^* + Na_2O + K_2O) - 100 \times (MgO + FeO^* + TiO_2) / SiO_2$  (границы полей, по [Sylvester, 1989]) (д) для позднепалеозойских гранитоидов и связанных с ними мафических пород Западного Забайкалья.

1 — известково-щелочные (CA) граниты баргузинского комплекса (АВБ); 2 — CA гранитоиды (монзониты, кварцевые сиениты) и 3 — габброиды чивыркуйского комплекса; 4 — субщелочные кварцевые сиениты и лейкограниты и 5 — синплутонические габбро зазинского комплекса; б — высококалийевые (шошонитовые) монзониты, сиениты и 7 — связанные с ними мафические породы нижнеселенгинского комплекса; 8 — щелочные граниты, 9 — щелочно-полевошпатовые сиениты раннекуналейского комплекса. а, б — щелочные гранитоиды раннекуналейского комплекса не показаны. а, в — баргузинский и чивыркуйский комплексы, б, г — зазинский и нижнеселенгинский комплексы; широкая серая линия на в, г — область неопределенности.

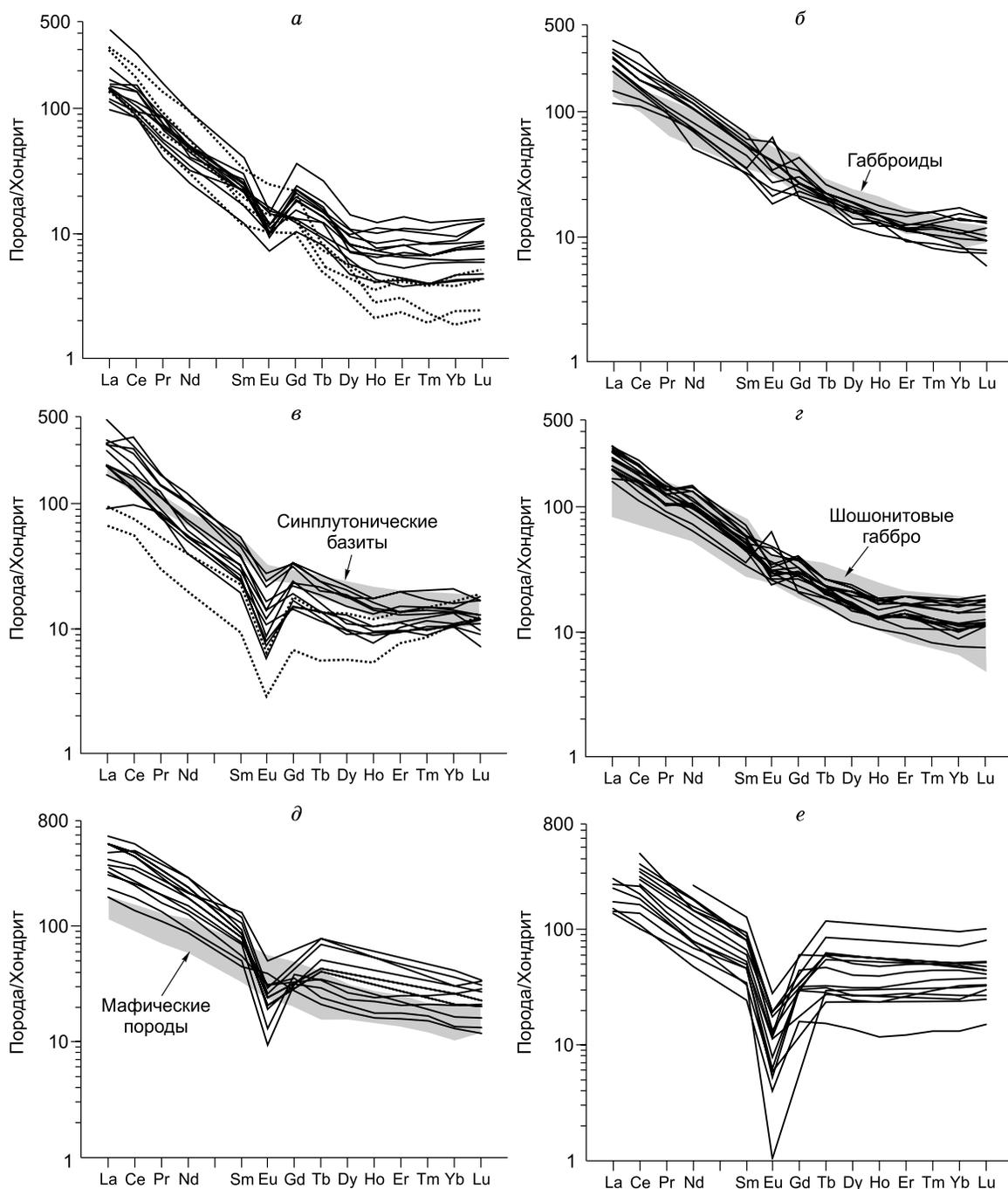


**Рис. 3. Соотношение элементов-примесей (Sr, Nb, Zr) с  $\text{SiO}_2$  в позднепалеозойских гранитоидах и связанных с ними мафических породах Западного Забайкалья.**

1 — известково-щелочные гранитоиды (монцитониты, кварцевые монцитониты, кварцевые сиениты) и 2 — габброиды чивыркуйского комплекса; 3 — субщелочные кварцевые сиениты и лейкограниты и 4 — синплутонические габбро зазинского комплекса; 5 — высококальциевые (шошонитовые) монцитониты, сиениты и 6 — связанные с ними мафические породы нижнеселенгинского комплекса; 7 — щелочные граниты, 8 — щелочно-полевошпатовые сиениты и 9 — мафические породы раннекуналейского комплекса. Серое поле — баргузинский комплекс.

случаях отрицательная аномалия отсутствует или наблюдается избыток европия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.14$ ), обусловленный аккумуляцией полевого шпата.

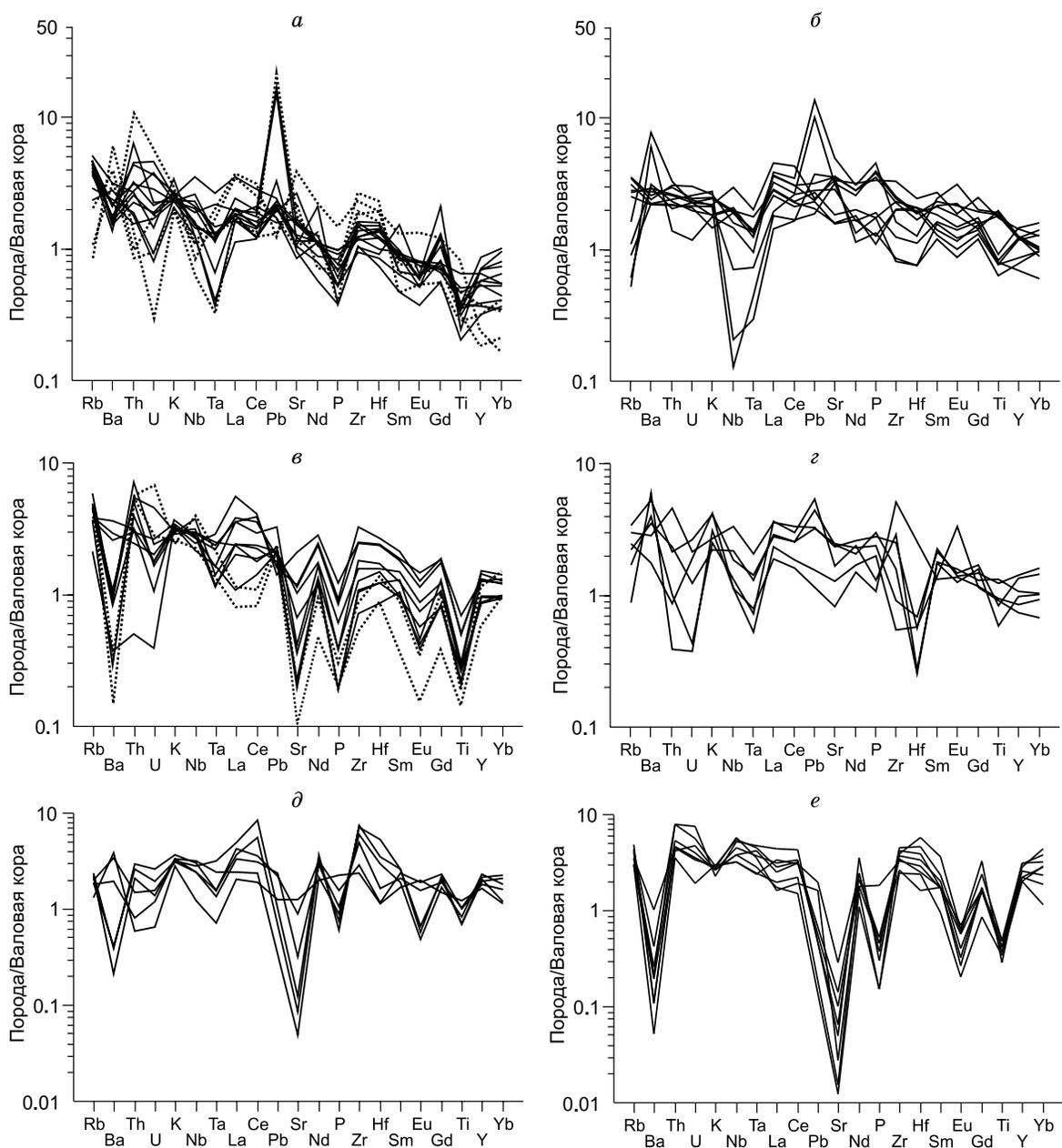
Спаyder-диаграммы наилучшим образом демонстрируют различия микроэлементного состава пород рассматриваемых комплексов (см. рис. 5, б, в). Большинство проб чивыркуйских гранитоидов характеризуются отсутствием резких аномалий, но в некоторых отчетливо проявлены максимумы Ba и Pb



**Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в позднепалеозойских гранитоидах и связанных с ними мафических породах.**

*a—e* — здесь и на рис. 5 комплексы: *a* — баргузинский, *б* — чивыркуйский, *в* — зазинский, *г* — нижнеселенгинский, *д*, *е* — раннекуналейский: *д* — РА и АФС сиениты, *е* — РА и АФС граниты. *a*, *в* — здесь и на рис. 5 пунктирными линиями показаны пробы (см. табл. 1), в которых определялся изотопный состав кислорода в цирконе и кварце.

и Nb-Ta минимум. Кроме того, относительные сгущения нормированных кривых в области Nd, P и Ti и их разнонаправленное поведение (см. рис. 5, б) подчеркивают геохимические различия между монцитоидами (более высокие концентрации) и кварцевыми сиенитами. Для зазинских гранитоидов, напротив, типичен «пилообразный» вид нормированных кривых. По сравнению с чивыркуйскими они содержат больше Rb, что коррелирует с повышенной калиевой щелочностью; также наблюдаются отчетливо



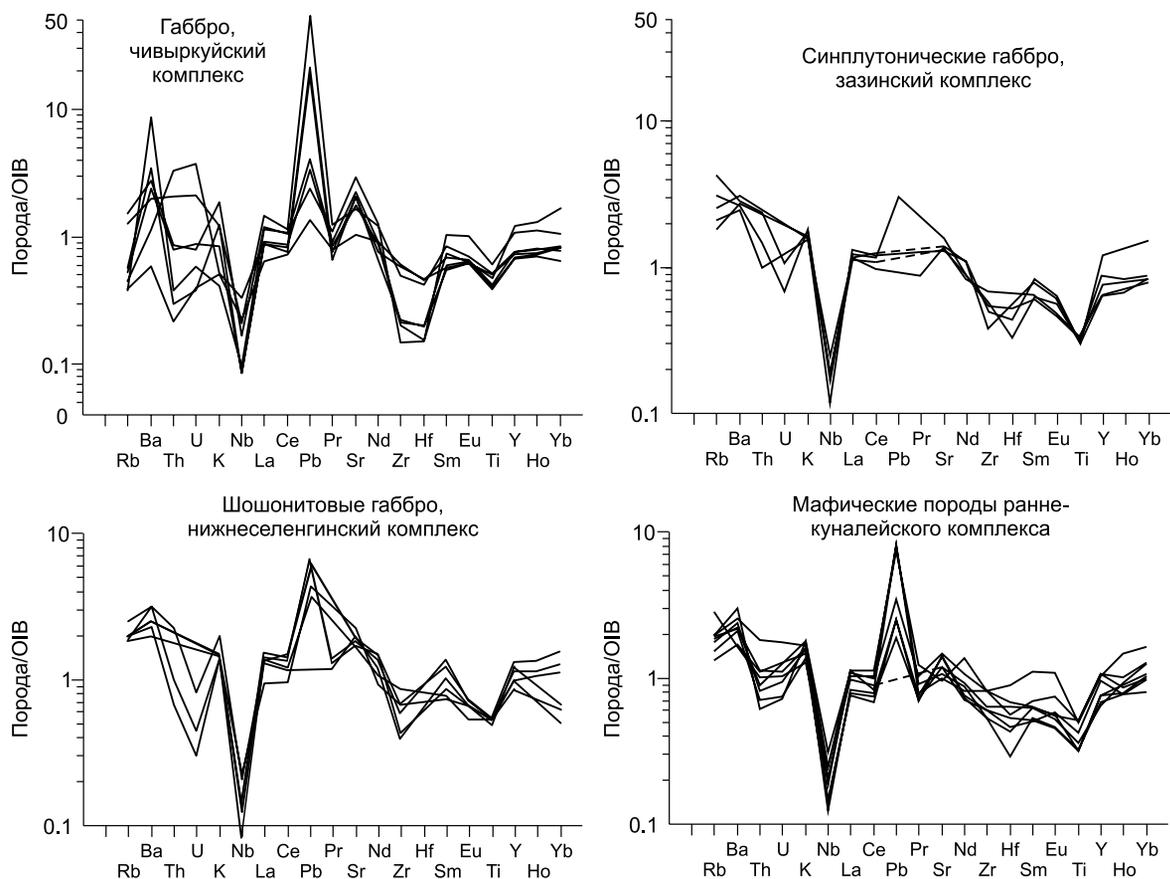
**Рис. 5.** Спайдер-диаграммы для позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья.

Нормировано по валовой континентальной коре [Rudnick, Gao, 2003].

выраженный максимум Th и резкая деплетированность Sr, P, Eu, Ti, в меньшей степени Ta; отсутствует Pb максимум (см. рис. 5, в).

В целом, несмотря на значительную область перекрытия, геохимические различия между породами двух одновременно сформировавшихся и тесно пространственно ассоциирующих комплексов вполне очевидны. При этом чивыркуйские гранитоиды в определенной мере «наследуют» геохимические характеристики предшествующих баргузинских гранитов, тогда как в заинских появляются признаки щелочных гранитоидов, завершающих позднепалеозойский магматизм Забайкалья.

*Заключительный раннепермский этап* (285—278 млн лет) позднепалеозойского магматизма Забайкалья ознаменовался почти одновременным формированием высококалийевых монцонитов и сиенитов нижнеселенгинского и щелочных и щелочно-полевошпатовых гранитов и сиенитов раннекуналейского комплексов. От близких по кремнекислотности пород предыдущего этапа они отличаются максимально высокой общей (раннекуналейский) и калиевой (нижнеселенгинский) щелочностью (см.



**Рис. 6. Спайдер-диаграммы для мафических пород, связанных с позднепалеозойскими гранитоидами Западного Забайкалья.**

Нормировано по OIB [Sun, McDonough, 1989]; штриховые линии — нет данных.

рис. 2, з, д). На классификационной диаграмме (см. рис. 2, б) фигуративные точки монцитов и сиенитов нижнеселенгинского комплекса почти полностью располагаются в поле пород шошонитовой серии, однако их агпайтовый индекс обычно не превышает 0.85 (см. рис. 2, з), что определяет их известково-щелочной характер. Щелочные граниты (РА) и щелочно-полевошпатовые сиениты (AFS) раннекуналейского комплекса являются типичными представителями пород метаалюминиевой ( $A/CNK < 1$ ) субщелочной (alkaline) и щелочной (peralkaline) серий (см. рис. 2, з, д). На классификационных диаграммах [Whalen et al., 1987, 2006] (не показаны) они располагаются в полях гранитов А-типа [Цыганков и др., 2010а].

Геохимические характеристики пород раннекуналейского комплекса свойственны гранитоидам А-типа: предельно низкие содержания Sr (Ba), максимально высокие Rb, Zr, Nb (см. табл. 1, рис. 3). Нижнеселенгинские сиениты и монцитоны отличаются на порядок более высоким Sr (Ba) и, соответственно, более низким Nb и Zr (см. рис. 3). Спектр распределения REE в сиенитах и монцитонах нижнеселенгинского комплекса во многом напоминает раннекуналейские РА граниты и AFS сиениты (см. рис. 4, з—е), что отражается как в суммарном содержании лантаноидов (см. табл. 1), так и в величине  $(La/Yb)_n$  (10—27 и 9—24 соответственно). Главное отличие заключается в меньшей величине отрицательной Eu аномалии или ее отсутствии в породах нижнеселенгинского комплекса ( $Eu/Eu^* = 0.59—1.0$ ). В некоторых сиенитах (Усть-Хилокский массив) отмечается избыток европия ( $Eu/Eu^* = 2.24$ ) за счет избыточного щелочного полевого шпата. В РА гранитах и AFS сиенитах раннекуналейского комплекса  $Eu/Eu^* = 0.23—0.60$ . Щелочные граниты рассматриваемого комплекса содержат больше HREE при близком содержании легких лантаноидов ( $(La/Yb)_n = 3—16$ ) и имеют еще более глубокую Eu аномалию ( $Eu/Eu^* = 0.14—0.36$ ).

Спайдер-диаграммы близких по основности (сиениты, монцитоны) пород нижнеселенгинского и раннекуналейского комплексов демонстрируют значительное перекрытие по целому ряду элементов

(см. рис. 5, *z—e*). Вместе с тем характерные особенности гранитоидов *A*-типа (раннекуналейский комплекс) проявляются очень ярко: резкая отрицательная аномалия Sr, P, Eu, Ti, высокие La, Ce, Zr, Hf.

Таким образом, общее направление эволюции позднепалеозойского гранитоидного магматизма Забайкалья выражается в возрастании щелочности последовательно формирующихся интрузивных комплексов: от доминирующих на ранней стадии высококальциевых известково-щелочных гранитов баргузинского комплекса, через переходные (от известково-щелочных к субщелочным) граниты и кварцевые сиениты промежуточной стадии (зазинский комплекс), к щелочным гранитоидам, завершающим позднепалеозойский этап магматизма. Этот общий эволюционный тренд осложняется одновременным формированием разных гранитоидных комплексов (чивыркуйский — зазинский, отчасти баргузинский; нижнеселенгинский — раннекуналейский), различающихся набором петротипов и геохимической спецификой пород. Указанные изменения состава сопровождаются уменьшением объемов гранитоидного магматизма во времени.

### Мафические породы, связанные с позднепалеозойскими гранитоидами

Каждый из описанных выше интрузивных комплексов, за исключением самого раннего баргузинского, сопровождается породами основного (трахибазальтового) состава, морфология проявлений которых весьма разнообразна: небольшие плутоны, синплутонические интрузии, мафические включения, комбинированные дайки. При всем этом разнообразии мафические породы имеют весьма близкий химический состав, независимо от принадлежности к тому или иному комплексу [Litvinovsky et al., 2011]. Следует подчеркнуть, что во многих случаях исходный состав пород в значительной мере искажен процессами взаимодействия с салической магмой, в результате чего резко возрастает содержание SiO<sub>2</sub> и щелочей, в первую очередь, калия и связанных с ним микроэлементов. С учетом этого, ниже рассматриваются породы, содержащие не более 55 мас. % SiO<sub>2</sub>. Также исключены пробы с аномально высоким калием. Состав наиболее представительных проб приведен в табл. 2 и показан на рис. 2, 3, 6.

Рассматриваемые мафические породы характеризуются низкой магнезиальностью  $Mg\# = 100 \cdot (MgO / (MgO + FeO^*))$  мол. %, варьирующей в диапазоне 52—40 % (до 70 % в наиболее магнезиальных разностях, см. табл. 2), умеренным содержанием TiO<sub>2</sub> (0.8—1.5 мас. %, в базитах нижнеселенгинского комплекса до 2.4 %, см. табл. 2), повышенной глиноземистостью (15—20 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), высокой калиевой щелочностью, частично соответствующей умеренно калиевой и в основном высококальциевой известково-щелочной и шощонитовой сериям (см. рис. 2). На классификационной диаграмме (не показана) позднепалеозойские базитовые породы занимают поля монцогаббро и монцодиоритов и лишь некоторые пробы отклоняются в область щелочных габбро (нижнеселенгинский комплекс) или нормальных габбро.

Содержания индикаторных элементов-примесей также весьма близки (см. рис. 3). Можно лишь отметить относительно пониженные содержания Sr (Ba) в базитах раннекуналейского комплекса по сравнению с близкими по возрасту мафическими породами нижнеселенгинского комплекса, однако и в этом случае наблюдается значительная область перекрытия. Сходство мафических пород, связанных с разнотипными гранитоидами, иллюстрируют графики распределения REE (см. рис. 4), на которых хорошо видно практически полное перекрытие редкоземельных спектров. В целом для них характерно умеренное обогащение LREE относительно HREE ( $(La/Yb)_n = 8—23$ ), слабовыраженная или вовсе отсутствующая отрицательная Eu аномалия ( $Eu/Eu^* = 0.67—1.11$ ) (см. табл. 2). Вместе с тем в некоторых случаях имеет место избыток Eu ( $Eu/Eu^*$  до 1.25), обусловленный кумулюсным плаггиоклазом.

Нормированные по OIB графики распределения литофильных элементов в мафических породах, связанных с позднепалеозойскими гранитоидами Забайкалья (см. рис. 6), также демонстрируют одинаковые или близкие геохимические «метки», отражающие, по-видимому, сходный состав источника магм: это резкая деплетированность Nb (в меньшей мере Ti, Zr, Hf), обогащенность LILE, положительные Pb и Sr аномалии. Последние наименее отчетливо выражены в зазинских базитах, что, скорее всего, связано с недостатком данных.

Таким образом, мафические породы не обнаруживают заметных геохимических различий в зависимости от времени своего формирования. Геохимическое сходство разновозрастных, но пространственно тесно связанных базитов, очевидно, объясняется тем, что на протяжении всего позднепалеозойского этапа магматизма образование базитовых магм было связано с одной и той же мантийной областью магмогенерации.

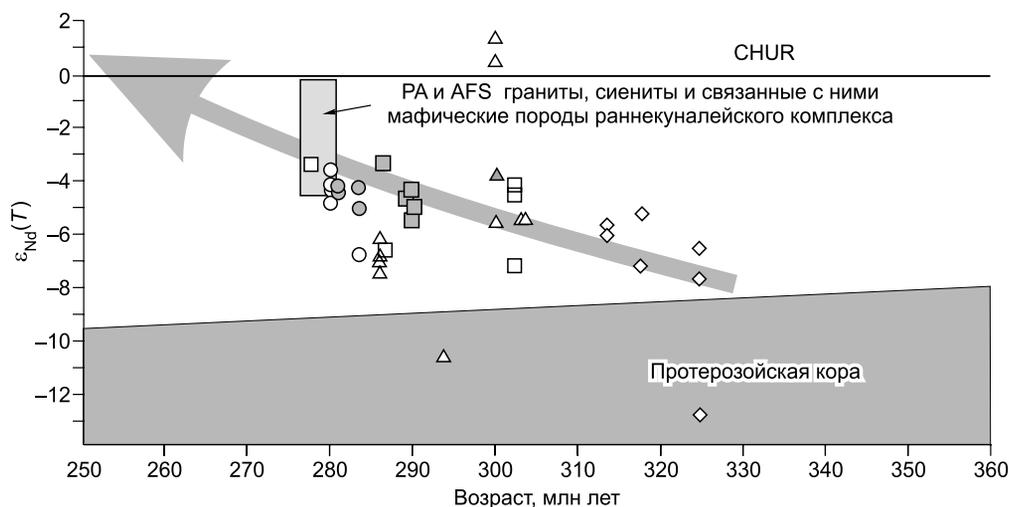
### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Радиогенные и стабильные изотопы обычно используются как наиболее надежные трассеры источников магм. Нами выполнено обобщение опубликованных [Wickham et al., 1996] и новых данных по изотопному составу O, Sr и Nd позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья и связанных с ними базитов [Litvinovsky et al., 2011]. За время, прошедшее после написания указанной статьи, были

Таблица 2. Представительные химические анализы мафических пород, связанных с позднепалеозойскими гранитоидами Западного Забайкалья

Компонент	Чивыркуйский						Зазинский		Нижнеселенгинский					
	Or-28/2	Or-35	Bu-19/1	Bu-68/6	09-18*	09-30*	Sh-11/1*	Sh-12/3*	Xc-13/3	Xc-13/6	Ux-5/1*	Ux-5*	Ux-7/1*	Ux-6/5*
SiO <sub>2</sub> , мас. %	47.80	51.50	52.00	51.40	52.10	43.70	52.00	49.00	48.40	50.60	49.20	49.40	48.70	49.90
TiO <sub>2</sub>	1.46	1.12	1.21	1.49	1.15	1.36	0.96	0.90	1.40	1.15	1.55	1.52	1.56	1.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.75	19.15	19.00	18.1	21.00	17.30	17.30	12.60	17.95	18.65	17.80	17.80	17.30	17.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.86	1.67	2.89	4.66	2.47	3.59	4.12	3.79	4.80	3.82	5.63	5.47	5.44	3.36
FeO	6.62	7.82	4.29	6.61	3.41	8.93	4.49	5.19	6.84	6.02	4.72	4.98	5.28	5.70
MnO	0.13	0.14	0.11	0.16	0.11	0.21	0.17	0.17	0.13	0.15	0.21	0.21	0.22	0.14
MgO	3.84	4.68	3.92	6.70	3.24	7.31	4.85	11.28	4.75	4.88	4.19	4.33	4.67	6.10
CaO	9.33	7.90	8.37	7.56	9.41	11.92	6.00	7.70	8.00	6.93	8.39	7.92	8.29	8.23
Na <sub>2</sub> O	3.38	3.63	3.85	3.13	4.38	1.83	5.87	4.00	3.48	3.72	3.53	3.50	3.41	3.12
K <sub>2</sub> O	1.22	1.78	2.69	1.74	0.74	0.73	2.30	2.38	2.12	2.47	2.14	2.16	2.10	1.96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.29	0.46	0.50	0.48	0.40	0.40	0.30	0.33	0.38	0.69	0.57	0.57	0.57
П.п.п.	1.72	0.66	0.70	2.41	1.32	2.33	1.28	2.48	1.34	1.49	1.26	1.41	1.63	1.53
Сумма	99.49	100.34	99.49	104.46	99.81	99.61	99.74	99.79	99.54	100.26	99.31	99.27	99.17	99.82
Ba, г/т	839	1192	961	688	400	206	1093	954	1600	1400	890	878	698	1316
Rb	16	18	47	39	14	12	79	57	51	50	62	62	57	38
Sr	1357	1352	1481	1088	1169	683	900	860	1430	1350	1219	1313	1140	1450
Ga	21.3	20.6	19.9	19.6	24.6	24.0	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
Ta	0.22	0.34	0.41	0.57	0.30	0.30	»	»	»	»	»	»	»	»
Nb	4.1	4.1	8.0	10.1	16.2	10.8	9.0	5.7	5.0	7.0	6.8	3.9	6.7	9.1
Hf	3.62	1.55	3.53	3.31	1.20	1.60	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
Zr	164	162	170	137	49	41	193	107	140	140	164	110	190	190
Y	21	20	22	22	20	35	19	26	17	17	33	29	38	25
Th	3.18	1.19	3.40	8.25	13.00	0.90	н.д.	н.д.	н.д.	7.00	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
U	0.90	0.39	0.80	2.13	3.80	0.40	»	»	»	н.д.	»	»	»	»
Cr	н.д.	н.д.	н.д.	110	93	116	67	848	»	»	9	12	24	175
Ni	»	»	»	н.д.	11	17	36	129	»	»	8	11	18	86
Co	29	31	22	42	15	37	39	49	»	»	44	54	74	58
Sc	24.9	20.9	18.2	19.0	12.3	52.3	н.д.	н.д.	»	»	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
V	253	184	148	238	182	450	116	124	»	»	234	304	336	163
Cu	57.4	14.9	36.2	157.2	6.2	58.7	н.д.	н.д.	22.0	32.0	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
Pb	68	59	13	621	11	4	»	»	14	12	22	»	21	35
Zn	94	71	100	н.д.	77	116	50	61	88	90	110	78	116	101
La	32	32	44	54	34	24	43	49	н.д.	н.д.	52	48	56	н.д.
Ce	65	60	84	92	69	58	78	97	»	»	107	94	113	»
Pr	7.3	6.4	8.9	12.0	8.3	7.7	8.6	12.4	»	»	13.6	11.4	12.7	»
Nd	29	25	35	46	33	35	32	42	»	»	53	47	58	»
Sm	5.72	5.50	6.81	8.36	5.90	7.40	6.50	7.90	»	»	13.60	10.20	12.30	»
Eu	1.85	1.86	1.97	2.09	1.90	1.90	1.47	1.86	»	»	2.17	2.00	2.20	»
Gd	5.15	4.47	5.66	6.35	5.40	7.30	4.90	5.70	»	»	6.20	7.50	8.40	»
Tb	0.69	0.60	0.89	0.76	0.70	1.10	0.67	0.81	»	»	»	1.20	1.10	»
Dy	3.82	3.56	4.15	4.13	4.20	6.90	3.90	4.70	»	»	6.40	5.15	7.30	»
Ho	0.79	0.74	0.85	0.84	0.80	1.40	0.72	0.88	»	»	1.20	1.12	1.44	»
Er	2.30	1.89	2.53	1.71	2.10	4.10	1.90	2.30	»	»	3.80	2.62	3.50	»
Tm	0.30	0.28	0.31	0.31	0.30	0.60	0.28	0.30	»	»	0.46	»	0.53	»
Yb	1.77	1.38	1.67	1.81	1.80	3.70	1.80	1.90	»	»	2.75	2.40	3.40	»
Lu	0.29	0.23	0.28	0.31	0.30	0.60	0.28	0.31	»	»	0.39	0.36	0.49	»
Mg #	40.4	47.2	50.3	52.5	50.6	51.7	51.3	70.0	43.1	47.9	43.3	43.8	45.0	55.5
Eu/Eu*	1.02	1.11	0.94	0.84	1.01	0.78	0.76	0.81	н.д.	н.д.	0.63	0.67	0.63	н.д.
(La/Yb) <sub>n</sub>	13.10	16.74	18.92	21.21	13.55	4.61	17.18	18.39	»	»	13.67	14.29	11.90	»

\* Неопубликованные данные.



**Рис. 7.** Диаграмма зависимости  $\epsilon_{Nd}(T)$  от возраста для позднепалеозойских гранитоидов и связанных с ними мафических пород Западного Забайкалья.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Nd изотопные данные приведены в табл. 3. Стрелкой показано направление изотопной эволюции гранитоидного магматизма. Поле изотопного состава пород раннекуналейского комплекса, по [Litvinovsky et al., 2011].

получены дополнительные данные, которые позволяют уточнить некоторые выводы, сформулированные в цитированной работе.

Данные по радиогенным и стабильным изотопам демонстрируют постепенные изменения  $\epsilon_{Nd}(T)$ ,  $I_{Sr}$  и  $\delta^{18}O$  значений в фельзических (гранитоиды) и мафических породах в течение продолжительного периода времени (около 120 млн лет) — от карбона до позднего триаса [Litvinovsky et al., 2011]. Эти изменения можно интерпретировать как систематическое изменение в пропорциях мантийного и корового компонентов в источниках гранитоидных магм. При этом следует иметь в виду, что позднепалеозойские мафические породы (обогащенные калием габброиды и базальты) характеризуются слабоотрицательными или близкими к нулевым значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  [Ярмолюк и др., 2002; Litvinovsky et al., 2011] — от  $-5$  до  $0$ , что подтверждается нашими новыми определениями по базитам чивыркуйского и нижнеселенгинского комплексов ( $-5 \dots -4.3$ ) (рис. 7, табл. 3). Изотопный состав мафических пород Забайкалья характеризует состав литосферной мантии, которая, вероятно, была обогащена коровыми компонентами на субдукционном этапе конвергенции литосферных плит в раннем палеозое. Этот вывод подтверждается повышенными значениями  $I_{Sr}$  ( $0.7050—0.7060$ ), а также резкими отрицательными Nb и положительными Pb аномалиями на графиках распределения элементов-примесей, нормированных по OIB, в синплутонических габброидах, мафических включениях и базитах комбинированных даек [Litvinovsky et al., 2011; Бурмакина, Цыганков, 2013]. Еще одна особенность изотопных данных — это почти полное перекрытие значений  $\epsilon_{Nd}(T)$  в мафических породах и гранитоидах. Так, согласно новым определениям,  $\epsilon_{Nd}(T)$  в гранитах Шараталинского массива (заянский комплекс) варьирует в очень узком диапазоне  $-6.19 \dots -7.69$ , что почти полностью перекрывается с приведенными выше значениями по близковозрастным базитам.

Граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит) имеют низкие значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , в основном в диапазоне от  $-5$  до  $-8$  (см. рис. 7), соответствующие рифейской континентальной коре ( $T(DM) = 1.6—1.7$  млрд лет), что согласуется с Nd изотопной систематикой коровых магматических протолитов Западного Забайкалья [Ярмолюк и др., 1999]. Вместе с тем Nd изотопный состав гранитоидов весьма неоднороден. Так, среди типично автохтонных гнейсогранитов Зеленогривского массива (хр. Улан-Бургасы, 325 млн лет [Цыганков и др., 2007]) наблюдаются очень широкие вариации  $\epsilon_{Nd}(T)$  — от  $-12.8$  ( $T(DM-2) = 2163$  млн лет) до  $-7.7 \dots -6.4$  ( $T(DM-2) = 1600—1700$  млн лет). Можно предположить, что такая изотопная гетерогенность отражает неоднородности источника. Иначе говоря, область магмообразования представляла собой тектонически совмещенные блоки метаморфических пород разного состава и возраста.

Коровая природа баргузинских гранитов подтверждается данными по изотопному составу кислорода, составляющими  $10—12 \text{‰}$   $\delta^{18}O$  в валовых пробах и от  $7$  до  $14 \text{‰}$  в титаните, калиевом полево шпате и кварце [Litvinovsky et al., 2011]. В дополнение к опубликованным нами получены новые данные

Таблица 3. Nd изотопные данные по позднепалеозойским гранитоидам Западного Забайкалья и связанным с ними мафическим породам

Проба	Порода	Плутон	Возраст, млн лет	Sm, г/г	Nd, г/г	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T(\text{DM-2})$ , млн лет
<b>Баргузинский комплекс (Ангаро-Витимский батолит), известково-щелочные граниты (330—310 млн лет)</b>									
Zg51/2-03	Гнейсогранит	Зеленогривский	325	1.444	7.003	0.12466	0.512093	-7.7	1701
Zg64/3-04	»	»	325	0.855	4.295	0.12035	0.512148	-6.4	1606
Zg64-04 <sup>a</sup>	»	»	325	3.747	22.025	0.10286	0.511781	-12.8	2163
Gl-8/3-03	Гранит	Гольцовый	313	2.406	13.17	0.11045	0.512152	-6.0	1587
Gl-5/3-03	»	»	313	3.754	22.79	0.09958	0.512149	-5.7	1577
Te-44-02	Порф. гранит	Тэмэнский	318	1.425	7.713	0.11169	0.512090	-7.2	1688
Nk-12-06 <sup>a</sup>	»	»	318	3.174	20.818	0.09220	0.512154	-5.2	1526
<b>Чивыркуйский комплекс, высококальциевые известково-щелочные кварцевые монциты, сиениты, габброиды (305—285 млн лет)</b>									
PR-050-04 <sup>a</sup>	Qtz монцит	Романовский	278	3.982	27.259	0.08832	0.512273	-3.3	1334
Kh-62-02	»	Хангинтуйский	302	4.219	24	0.10628	0.512223	-4.6	1468
Xn-62a-02 <sup>a</sup>	Qtz сиенит	»	302	4.856	31.689	0.09263	0.512220	-4.1	1425
Kh-6-03	Qtz монцит	»	302	6.266	35.54	0.10659	0.512093	-7.2	1676
Bu-114-06 <sup>a</sup>	Qtz сиенит	Бургасский	287	5.123	31.409	0.09860	0.512129	-6.6	1599
Bu19/1-02	Габбро	»	287	4.674	24.45	0.11557	0.512322	-3.2	—
09-18 <sup>b</sup>	»	р. Курба	~ 290	6.49	31.4	0.12495	0.512257	-4.7	—
09-18/1 <sup>b</sup>	»	»	~ 290	6.55	33.8	0.11715	0.512249	-4.5	—
Og-28-02	»	Орефьевский	290	2.173	10.02	0.13111	0.512239	-5.4	—
Og-28-03	»	»	290	5.521	27.44	0.12164	0.512238	-5.0	—
<b>Зазинский комплекс, субщелочные граниты, кварцевые сиениты и синплутонические габброиды (305—285 млн лет)</b>									
002/1-04	Гранит	Ангырский	303	1.956	11.78	0.10038	0.512163	-5.5	1556
044/1-04	»	»	303	2.098	12.01	0.10561	0.512178	-5.5	1539
543/4-04 <sup>a</sup>	»	хр. Улан-Бургасы	293	9.033	30.165	0.18102	0.512056	-10.8	1967
Sh-07-24	Габбро	Шалутинский	300	5.755	29.62	0.11746	0.512280	-3.9	—
Sh-07-25	Qtz сиенит	»	300	4.373	21.3	0.12412	0.512201	-5.7	1527
174-05 <sup>a</sup>	Гранит	Улекчинский	300	4.602	27.207	0.10225	0.512490	0.6	1021
177-05 <sup>a</sup>	Qtz сиенит	»	300	5.874	32.689	0.10863	0.512539	1.3	961
162/4-05 <sup>b</sup>	Гранит	Шараталинский	286	5.53	31.60	0.10579	0.512114	-6.9	1641
162-05 <sup>b</sup>	»	»	286	16.60	96.00	0.10453	0.512105	-7.0	1652
162/6-05 <sup>b</sup>	»	»	286	6.31	32.90	0.11595	0.512093	-7.7	1706
166-05 <sup>b</sup>	»	»	286	6.24	37.50	0.10059	0.512141	-6.2	1582
<b>Нижнеселенгинский комплекс, монциты, сиениты, шошонитовые габбро (285—278 млн лет)</b>									
Xc13/4-02 <sup>b</sup>	Габбро	Хасуртинский	283	5.340	25.650	0.12586	0.512249	-5.03	—
Xc13/6-02 <sup>b</sup>	»	»	283	6.500	31.100	0.12635	0.512285	-4.35	—
Xc-59-02 <sup>a</sup>	Монцит	»	283	7.777	46.207	0.10175	0.512114	-6.8	1630
V341	Сиенит	Усть-Хилокский	280	11.00	68.00	0.09780	0.512246	-4.1	1419
V361-20	»	»	280	3.30	17.49	0.11407	0.512238	-4.9	1454
V111	Монцит	»	280	6.50	36.31	0.10822	0.512263	-4.2	1406
V342	Габбро	»	280	11.00	57.00	0.11667	0.512263	-4.5	—
V517-3	»	»	280	7.19	38.33	0.11340	0.512275	-4.1	—
V144	Сиенит	Надеинский	270	6.62	35.95	0.11133	0.512297	-3.7	1356

Примечание. Таблица составлена на основе [Litvinovsky et al., 2011]. Определения проводились на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262.

<sup>a</sup>, <sup>b</sup> Неопубликованные данные.

<sup>a</sup> Выполнено в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) под руководством Т.Б. Баяновой.

<sup>b</sup> Выполнено в ИЗК СО РАН (г. Иркутск), аналитик Е.И. Демонтерова.

по изотопному составу кислорода в цирконе и кварце из баргузинских гранитов, отобранных по профилю Улюнхан — Курумкан — Баргузин — Турунтаево, протяженностью свыше 350 км (см. рис. 1). Изученные граниты представлены типоморфными разностями авто- и аллохтонной фаций. Для них характерны ксенолиты и останцы метаморфических пород (метатерригенных кристаллосланцев), причем не только в автохтонных, но и в типично интрузивных фациях. Распределение элементов-примесей, включая редкоземельные элементы, вполне свойственно баргузинским гранитам (см. рис. 4, а).

Новые определения изотопного состава кислорода в кварце и цирконе (табл. 4) выполнены под руководством В.Ф. Посохова в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) на масс-спектрометре Finnigan-MAT 253 методом лазерной абляции. Величина навески составляла 2—2.5 мг, в качестве стандарта использован кварц NBS-28 с аттестованным значением  $\delta^{18}\text{O}$  V-SMOW 9.6 ‰. Среднее измеренное значение составило 9.44 ‰, стандартное отклонение 0.03. В целом величина  $\Delta\delta^{18}\text{O}$  между цирконом (ранним минералом) и кварцем (наиболее поздним), обусловленная фракционированием, составляет 3.6 ‰, что свидетельствует о сохранности изотопной системы. Изотопный состав кислорода в цирконе, отвечающий изотопному составу расплава, варьирует от 8.3 до 10.9 ‰, в кварце — от 11.7 до 14.4 ‰ (рис. 8). Такие значения типичны для магм, образованных за счет плавления метатерригенных источников, что согласуется с приведенными выше геологическими и изотопно-геохимическими данными.

Гранитоиды зазинского комплекса изотопно гетерогенны. На графике  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ —возраст (см. рис. 7) часть изученных проб соответствует общему эволюционному тренду. Для них характерны несколько более высокие по сравнению с баргузинскими гранитами значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , составляющие  $-6 \dots -4$ , включая синплутонические габбро. Другие пробы отклоняются от общей последовательности как в сторону коровых, так и в сторону мантийных значений (см. рис. 7, табл. 3). В соответствии с этим модельный возраст источника гранитов, соответствующий линии изотопной эволюции, составляет около 1.5 млрд лет, что достаточно близко к баргузинским гранитам. Граниты с плюсовыми значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ , содержащие значительную долю ювенильного компонента, характеризуются более молодым модельным возрастом (около 1.0 млрд лет), и, напротив, наиболее коровые разности зазинских гранитов ( $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -10.8$ ) имеют и наиболее древний модельный возраст источника (1.9 млрд лет). При этом следует подчеркнуть, что валовой и микроэлементный состав гранитоидов, характеризующихся разным изотопным составом, не различается.

Данные по изотопному составу кислорода в кварце, цирконе и титаните зазинских гранитов и кварцевых сиенитов менее контрастны (см. табл. 4, рис. 8). Однако и в этом случае на фоне преобладающих коровых значений — 10—11.5 ‰  $\delta^{18}\text{O}$  в кварце, отмечаются пробы с мантийным изотопным составом: 5.2/8.5 ‰ (циркон/кварц), 4.3—5.9/8.9—9.5 ‰ (титанит/кварц) (см. табл. 4). Таким образом, среди петрографически и геохимически неразличимых лейкогранитов зазинского комплекса есть производные как существенно коровых магм, так и магм, содержащих значительную или даже доминирующую долю мантийного компонента. Стоит напомнить, что аналогичным образом раннепермские и позднетриасовые щелочные граниты и сиениты различаются лишь на изотопном уровне [Litvinovsky et al., 2011].

Породы чивыркуйского и нижнеселенгинского комплексов изотопно более однородны (возможно, недостаточно данных). Они характеризуются умеренно отрицательными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ , в основном в диапазоне от  $-5.5$  до  $-3$  (см. табл. 3), и в целом соответствуют тренду изотопной эволюции позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья (см. рис. 7). При этом Nd изотопный состав гранитоидов и связанных с ними базитов не различается. Изотопный состав кислорода в кварце составляет 8.3—9.8 ‰ в кварцевых сиенитах и монцонитах

**Рис. 8. Изотопный состав кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  (‰, SMOW) в кварце, цирконе, титаните и плагиоклазе из позднепалеозойских гранитоидов и связанных с ними мафических пород Западного Забайкалья.**

1 — кварц, 2 — циркон, 3 — титанит, 4 — плагиоклаз. Номер пробы см. табл. 4. Серое поле — область преобладающих значений  $\delta^{18}\text{O}$  в кварце; пунктирные линии — в цирконе и титаните.

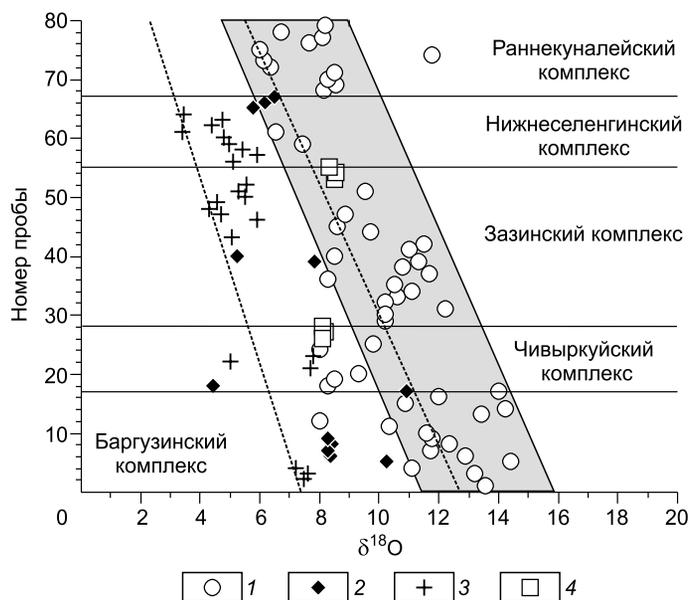


Таблица 4. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  (‰, SMOW) в минералах из позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья

№ п/п	Плутон/район	№ пробы	Порода	Qtz	Zrn	Ttn	$\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{Qtz-Zrn}}$
<b>Баргузинский комплекс (Ангаро-Витимский батолит), известково-щелочные граниты (330—310 млн лет)</b>							
1	Верхний Витим	601	Гранит	13.54	—	—	—
2	»	606-11	»	—	—	7.48	—
3	»	607-2	»	13.18	—	7.6	—
4	Баргузинский хр.	ТВ18	»	11.09	—	7.21	—
5	Баргузинский хр., р. Улюгна	BR-03-11*	»	14.41	10.24	—	4.17
6	Баргузинский хр., р. Алла	BR-07-11*	»	12.88	8.35	—	4.53
7	Баргузинский хр., р. Хахи	BR-11/1-11*	»	11.74	8.26	—	3.48
8	Баргузинский хр., р. Курумкан	BR-10/1-11*	»	12.33	8.43	—	3.9
9	Баргузинский хр., р. Улюн	BR-21-11*	»	11.77	8.29	—	3.48
10	Гольцовый массив, хр. Улан-Бургасы	Gl-10-03*	»	11.6	—	—	—
11	Тэмэнский массив, р. Курба	Te-2007	Порф. гранит	10.33	—	—	—
12	»	Te-44-02*	»	8.0	—	—	—
13	Зеленогровский массив, хр. Улан-Бургасы	Zg-07-63	Гранит	13.43	—	—	—
14	»	Zg-07-64	»	14.21	—	—	—
15	»	07/209-1	»	10.86	—	—	—
16	»	Zg-65/1-03*	Гнейсогранит	12.0	—	—	—
17	»	BR-25-11*	»	13.99	10.91	—	3.08
<b>Чивыркуйский комплекс, высококальциевые известково-щелочные кварцевые монцониты и сиениты, габбро (305—285 млн лет)</b>							
18	Бургасский массив, хр. Улан-Бургасы	Bu-07-70	Qtz сиенит	8.27	4.43	—	3.84
19	»	Bu-113a-07	»	8.51	—	—	—
20	»	Bu-113-07*	»	9.3	—	—	—
21	Хангинтуйский массив, хр. Улан-Бургасы	Xn-118/8-03*	Гранодиорит	—	—	7.7	—
22	»	Xn-6-02*	Qtz монцонит	—	—	5.0	—
23	»	Xn-62-02*	Qtz сиенит	—	—	7.8	—
24	Романовский массив, Витимское плоскогорье	050-04*	Qtz монцониты	8.0	—	—	—
25	Витимское плоскогорье, р. Алха	183-05	Сиенит	9.8	—	—	—
26	Орефьевский массив, хр. Улан-Бургасы	Op-28/2-02	Габбро	—	—	—	8.1 (PI)
27	»	Op-27/4-02	»	—	—	—	8.2 (PI)
28	»	Op-28-02	»	—	—	—	8.1 (PI)
<b>Зазинский комплекс, субщелочные граниты, кварцевые сиениты и синплутонические габброиды (305—285 млн лет)</b>							
29	Шараталинский массив, хр. Улан-Бургасы	PR-163-05	Гранит	10.2	—	—	—
30	»	PR-166-05	»	10.2	—	—	—
31	»	PR-166(2)-05	»	12.2	—	—	—
32	»	PR-142/1-05	»	10.2	—	—	—
33	Унэгэтэйский массив, р. Курба	PR-023a-04	Лейкогранит	10.6	—	—	—
34	Малыгинский массив, хр. Улан-Бургасы	PR-126-05	»	11.1	—	—	—
35	Улекчинский массив, р. Джида	PR-174-05	»	10.5	—	—	—
36	»	PR-177-05	Qtz сиенит	8.3	—	—	—
37	»	PR-12-2	Гранит	11.69	—	—	—
38	Армакский массив, р. Джида	PR-178-05	Лейкогранит	10.8	—	—	—

№ п/п	Плутон/район	№ пробы	Порода	Qtz	Zrn	Ttn	$\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{Qtz-Zrn}}$
39	Усойский массив, хр. Усойский	BG-32-11*	»	11.3	7.83	—	3.47
40	р. Байса, Витимское плоскогорье	BG-36-11*	Гранит	8.49	5.22	—	3.27
41	Ангырский массив, р. Курба	Ап-222-02	»	11.0	—	—	—
42	хр. Улан-Бургасы	543/4-04	»	11.5	—	—	—
43	Ангырский массив, р. Курба	B73	»	—	—	5.08	—
44	Шалутинский массив, р. Селенга	PR-192-05	»	9.7	—	—	—
45	»	PR-193-05	Qtz сиенит	8.6	—	—	—
46	»	B736	Гранит	—	—	5.9	—
47	»	ZZ-1	Qtz сиенит	8.88	—	4.71	—
48	»	ZZ-2	»	—	—	4.3	—
49	»	ZZ-3	Гранит	—	—	4.57	—
50	»	22	Qtz сиенит	—	—	5.52	—
51	»	SH15	»	9.53	—	5.27	—
52	»	SH9a	»	—	—	5.56	—
53	»	SH-07-23	Габбро	—	—	—	8.52(PI)
54	»	SH-07-24	»	—	—	—	8.57(PI)
55	»	SH21D	»	—	—	—	8.33(PI)
<b>Нижнеселенгинский комплекс, монциты, сиениты, шошонитовые габбро (285—278 млн лет)</b>							
56	Хасуртинский массив, Уда-Курбинское междуречье	Хс-55а-02*	Монцит	—	—	5.1	—
57	»	Хс-59а-02*	»	—	—	5.9	—
58	»	Хс-67-03*	»	—	—	5.4	—
59	Усть-Хилокский массив, р. Селенга	B343	Сиенит	7.42	—	4.99	—
60	»	B341	»	—	—	4.8	—
61	»	B337	»	6.52	—	3.4	—
62	»	B700-10	»	—	—	4.39	—
63	»	B700	»	—	—	4.74	—
64	»	B349	»	—	—	3.44	—
65	»	УХ-07-7	Габбро	—	5.77	—	—
66	»	Zj-07-30	Сиенит	—	6.16	—	—
67	»	Zj-07-31	Лейкогранит (комб. дайка)	—	6.51	—	—
<b>Раннекуналейский комплекс, щелочные и щелочно-полевошпатовые граниты и сиениты (280—276 млн лет)</b>							
68	Брянский массив	09-50*	AFS сиенит	8.13	—	—	—
69	»	09-51*	»	8.57	—	—	—
70	»	09-52*	»	8.27	—	—	—
71	»	09-53*	»	8.5	—	—	—
72	»	09-54*	»	6.36	—	—	—
73	»	09-55*	РА гранит	6.15	—	—	—
74	Хоринский массив	09-57*	AFS сиенит	11.78	—	—	—
75	»	09-61*	»	6.01	—	—	—
76	Большекульский массив	09-58*	Лейкогранит	7.66	—	—	—
77	»	09-59*	»	8.11	—	—	—
78	»	09-62*	»	6.73	—	—	—
79	»	PR-171-05*	»	8.2	—	—	—

Примечание. Таблица составлена на основе данных, опубликованных в [Litvinovsky et al., 2011] с изменениями.

\* Авторские неопубликованные определения изотопного состава кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ , ‰) в кварце (Qtz), цирконе (Zrn) и титаните (Ttn).

чивыркуйского и 7.4—6.2 ‰ в сиенитах нижнеселенгинского комплексов. Данные по титаниту и циркону (см. табл. 4, рис. 8) указывают на преобладание мантийного компонента в составе рассматриваемых образований.

Изотопные характеристики раннепермских щелочных гранитов и щелочно-полевошпатовых сиенитов (Брянский и Хоринские многофазные плутоны) детально обсуждались ранее [Litvinovsky et al., 2002, 2011; Цыганков и др., 2010а], поэтому здесь рассмотрим лишь новые данные по изотопному составу кислорода в кварце (см. табл. 4, рис. 8). В целом изученные пробы кварца демонстрируют довольно широкий разброс значений: так, в кварцсодержащих щелочно-полевошпатовых сиенитах Брянского плутона  $\delta^{18}\text{O}$  в кварце составляет 6.2—8.6 ‰, в щелочном граните 6.2 ‰. К сожалению, данные по циркону пока отсутствуют. Тем не менее представленные результаты подтверждают вывод о преобладании в составе пород плутона мантийной составляющей [Litvinovsky et al., 2002, 2011; Цыганков и др., 2010а], а также свидетельствуют о генетической связи щелочных гранитов и щелочно-полевошпатовых сиенитов. Особого внимания заслуживают наиболее низкие из полученных значений  $\delta^{18}\text{O}$  (6.2—6.4 ‰). Если указанная выше величина  $\Delta\delta^{18}\text{O}$  между цирконом и кварцем, обусловленная фракционированием, сохраняет численное значение (3.5—4 ‰), то циркон должен быть обеднен тяжелым изотопом относительно мантийных значений [Valley et al., 1998; Gao et al., 2006]. Это может иметь место в случае «добавки» метеорных вод либо в результате почти одновременной кристаллизации циркона и кварца.

В Хоринском щелочно-гранитоидном комплексе (многофазном плутоне) ситуация еще более сложная. Кварц из AFS сиенитов имеет как утяжеленный (коровый), так и облегченный (мантийный) изотопный состав кислорода (11.8 и 6.0 ‰ соответственно). В лейкократовых гранитах  $\delta\text{O}^{18}$  (кварц) варьирует от 6.7 до 8.1 ‰, что, с учетом фракционирования, также соответствует мантийным значениям.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Источники магм

Среди пород Ангаро-Витимского батолита (баргузинский комплекс) существенная доля принадлежит автохтонным гнейсогранитам, а интрузивные разности содержат ксенолиты гнейсов и кристаллосланцев. Базитов, ассоциирующих с гранитоидами АВБ, не установлено. Все это, в совокупности с приведенными выше изотопными характеристиками, со всей определенностью указывает на древнекоровый (метатерригенный) источник гранитов, в составе которого, возможно, присутствовали разновозрастные образования.

В гранитоидах чивыркуйского и зазинского комплексов, судя по изотопным данным, присутствуют коровый и мантийный компоненты, что согласуется с наличием базитов в составе этих комплексов. Основными механизмами вовлечения мантийного материала в гранитодный петрогенезис являются: дифференциация исходно мантийных (базальтоидных) магм; смешение коровых и мантийных расплавов; плавление метабазитовых протолитов. Очевидно, что первый из этих вариантов вряд ли применим для тех масштабов магматизма, какие имеют место в Западном Забайкалье. В то же время наличие мафических включений, особенно типичных для кварцевых сиенитов чивыркуйского и зазинского комплексов, указывает на то, что в образовании этих пород существенная роль могла принадлежать процессам смешения магм. Для проверки этого предположения нами выполнены масс-балансовые расчеты по моделям смешения (для кварцевых сиенитов) и фракционной кристаллизации (для лейкогранитов).

Для модели смешения (табл. 5) в качестве исходных компонентов принят средний состав наиболее примитивных габбро первой фазы Бургасского плутона (чивыркуйский комплекс) [Бурмакина, Цыганков, 2013], в качестве салического компонента — средний состав гранитов баргузинского комплекса. Основанием для такого выбора служат геохронологические данные (см. выше), согласно которым формирование чивыркуйского комплекса началось на заключительной стадии становления баргузинских гранитов. Масс-балансовые расчеты показывают, что средний состав кварцевых сиенитов и кварцевых монзонитов чивыркуйского комплекса может быть получен путем смешения указанных исходных компонентов в пропорции примерно 1:3, при  $R$  (сумма квадратов отклонений) = 1.19 (табл. 5). Тестирование по элементам-примесям в целом не противоречит этой модели, хотя по некоторым элементам (Ba, Nb, Zr) расхождения между наблюдаемым и расчетным составами весьма существенны.

Типоморфными породами зазинского комплекса, как отмечалось, являются лейкократовые граниты, тогда как кварцевые сиениты первой интрузивной фазы имеют резкоподчиненное значение. Проведенные вычисления показывают, что образование кварцевых сиенитов этого типа путем смешения магм невозможно ни при каких условиях. Лейкограниты с содержанием  $\text{SiO}_2 = 73—75$  мас. % также не могут быть результатом простого смешения магм. Вместе с тем фракционная кристаллизация гибридной магмы, полученной для чивыркуйского комплекса (для расчетов взят реальный средний состав кварцевых монзонитов и сиенитов), дает удовлетворительный результат (табл. 6) [Litvinovsky et al., 2011]. При этом фракционирующими фазами (мас. %) являются  $\text{Pl}_{40-24.1}$ ,  $\text{Amph}_{-2.4}$ ,  $\text{Bt}_{-5.2}$  и акцессорные минералы ( $\text{Fe-Ti}$  оксиды-1.8,  $\text{Ap}_{-0.4}$ ), а доля остаточного расплава составляет 66 % от исходного.

Таблица 5. Результаты масс-балансового моделирования смешения магм (чивыркуйский комплекс)

Компонент	Исходные компоненты		Дочерние породы	
	Габбро (чивыркуйский комплекс) ( $n = 2$ )	Гранит (баргузинский комплекс) ( $n = 99$ )	Qtz монцониты и Qtz сиениты	
			Наблюдаемый состав ( $n = 59$ )	Расчетный состав
SiO <sub>2</sub> , мас. %	50.22	72.34	65.57	67.92
TiO <sub>2</sub>	1.29	0.29	0.57	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.13	14.78	16.73	15.22
FeO*	9.85	1.86	3.8	4.39
MnO	0.15	0.03	0.08	0.07
MgO	5.59	0.44	1.28	1.53
CaO	8.71	1.58	3.1	2.93
Na <sub>2</sub> O	3.81	4.01	4.45	3.80
K <sub>2</sub> O	1.79	4.57	4.22	3.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.44	0.09	0.21	0.09
Пропорции исходных компонентов, %	28.4	75.2	—	—
$R$	—	—	—	1.19
Rb, г/т	41	153	136	125
Sr	1142	540	778	690
Ba	970	959	1223	961
Nb	5	9	14	8
Y	14	22	18	20
Zr	125	159	222	150
La	36	40	47	39
Ce	68	74	95	72
Sm	6.48	3.68	6.04	4.38
Eu	1.94	0.72	1.46	1.02
Yb	1.61	1.23	1.78	1.32

Примечание. Здесь и далее расчеты выполнены с использованием программ IgPet, GPP.  $n$  — здесь и далее количество проб.

Особый вопрос представляет происхождение высококалийевых (шошонитовых) монцонитов и кварцевых сиенитов нижнеселенгинского комплекса, изотопные данные по которым также указывают на смешанный мантийно-коровый источник магм. Нами с помощью масс-балансовых расчетов протестирована модель фракционной кристаллизации высококалийевого базальта (табл. 7). Наиболее приемлемый результат (относительно низкая величина суммы квадратов отклонений) получен по двухстадийному варианту. Первая стадия — фракционная кристаллизация высококалийевого базальта, в качестве которого принят средний состав синплутонических габбро нижнеселенгинского комплекса. В результате фракционной кристаллизации такого расплава (см. табл. 7) образуется монцонитовый остаток (35 % от исходного объема) при очень хорошем значении  $R$  (0.282). На втором этапе исходным является монцонитовый расплав, в результате фракционной кристаллизации которого образуется значительное количество (67 %) сиенитового остаточного расплава, однако сходимость наблюдаемого и расчетного сиенита хуже ( $R = 1.65$ ).

Таким образом, масс-балансовые расчеты не противоречат модели фракционной кристаллизации (в двухстадийном варианте) и не противоречат изотопным данным, поскольку как салические, так и базитовые породы нижнеселенгинского комплекса имеют одинаковые отрицательные значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$  (–5...–2.5). Вместе с тем фракционная кристаллизация высококалийевого базальта должна сопровождаться накоплением некогерентных литофильных элементов в остаточном расплаве (REE, Zr, Nb, Rb, Ba и т.д.), однако (см. рис. 4, з) концентрации этих элементов в базитах и салических разностях практически не различаются.

Альтернативный вариант, позволяющий избежать этого противоречия, заключается в предположении о том, что монцонитоиды и сиениты являются результатом смешения мантийных и коровых магм в глубинных условиях, как это имеет место в случае чивыркуйского комплекса. При этом саличес-

Таблица 6. Результаты масс-балансовых расчетов для гранитов зазинского комплекса при фракционной кристаллизации кварцево-монцитонитового расплава

Компонент	Исходные	Дочерние (зазинские граниты)	
	Qtz монцитониты и Qtz сиениты (чивыркуйский комплекс) ( $n = 59$ )	Наблюдаемый состав ( $n = 63$ )	Расчетный состав
SiO <sub>2</sub> , мас. %	65.57	73.8	73.69
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.19	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.73	13.7	13.61
FeO*	3.8	1.28	1.32
MnO	0.08	0.04	0.08
MgO	1.28	0.25	0.28
CaO	3.1	0.73	0.72
Na <sub>2</sub> O	4.45	3.7	4.14
K <sub>2</sub> O	4.22	5.4	5.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.05	0.07
Pl <sub>40</sub>	—	—	24.1
Amph	—	—	2.4
Bt	—	—	5.2
Fe-Ti оксиды	—	—	1.8
Ap	—	—	0.4
Доля остаточного расплава, %	—	—	66
<i>R</i>	—	—	0.24
Rb, г/т	136	215	181
Sr	778	188	212
Ba	1223	423	722
Nb	14	22	15
Y	18	16	16
Zr	222	163	263
La	47	56	53
Ce	95	117	107
Sm	6.04	5.07	7.01
Eu	1.46	0.65	1.02
Yb	1.78	2.33	2.29

Примечание. Коэффициенты распределения, по [Arth, 1976; Nash, Crecraft, 1985; Rollinson, 1993].

ким компонентом в модели смешения могли бы быть близкие по возрасту лейкограниты зазинского комплекса [Цыганков и др., 2010a]. Однако и этот вариант не лишен трудностей. Монцитонитоиды и сиениты нижнеселенгинского комплекса содержат в среднем 18.7 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что существенно выше, чем в шошонитовых габбро (17.8 мас. %) и тем более в зазинских гранитах (13.7 мас. %). Кроме того, при соблюдении примерного баланса других компонентов появляется существенный дефицит калия.

Не менее остро стоит проблема источников магм раннепермских щелочных гранитоидов раннекуналейского комплекса. Для них характерен наиболее мантийный изотопный состав среди всех позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья:  $\epsilon_{Nd}(T) = -5 \dots -1$ , перекрывающиеся с ассоциирующими трахибазальтами [Litvinovsky et al., 2011]; промежуточные значения  $I_{Sr}$  (около 0.705); облегченный изотопный состав кислорода в кварце (от 6 до 8 ‰  $\delta^{18}O$ ). Модельный возраст, рассчитанный по двухстадийному варианту, составляет 1350—1300 млн лет. Эти данные указывают на когенетичность салических и мафических магм, образовавшихся за счет умеренно деплетированного мантийного протолита. Однако являются ли щелочно-салические разности прямыми дифференциатами трахибазальтов или продуктами плавления метабазитовых протолитов соответствующего состава, сказать трудно. Исходя из гигантских размеров рассматриваемых плутонов, второй вариант представляется более вероятным.

### Геодинамика

Геодинамическая обстановка позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья дискуссионна. Обсуждаются несколько возможных моделей: плюмовая [Ярмолюк и др., 1997], модель активной

Таблица 7. Результаты масс-балансового моделирования фракционной кристаллизации с тестированием по элементам-примесям (Усть-Хилковский плутон, нижнеселенгинский комплекс)

Компонент	Стадия I			Стадия II		
	Исходная	Дочерняя		Исходная	Дочерняя	
	Монцогаббро	Монзонит		Монзонит	Сиенит	
	Среднее (n = 4)	Наблюдаемый состав (n = 2)	Расчетный состав	Среднее (n = 2)	Наблюдаемый состав (обр. В341)	Расчетный состав
SiO <sub>2</sub> , мас. %	50.59	57.09	57.1	57.09	61.23	61.07
TiO <sub>2</sub>	1.5	1.12	0.9	1.12	1.17	1.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.85	19.83	19.87	19.83	17.41	18
FeO*	9.71	5.24	5.3	5.24	4.74	4.74
MnO	0.15	0.09	-0.24	0.09	0.11	0.1
MgO	4.92	1.49	1.57	1.49	1.07	0.56
CaO	7.2	3.52	3.37	3.52	2	1.58
Na <sub>2</sub> O	4.13	4.79	4.8	4.79	5.34	4.72
K <sub>2</sub> O	2.31	4.93	4.71	4.93	5.67	6.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.62	0.88	1.09	0.88	0.26	0.82
Ba, г/т	1238	2895	1336	2895	1300	1500
Rb	70	70	119	70	105	82
Sr	1319	1221	687	1221	380	365
La	46	39	86	39	80	339
Ce	97	80	157	80	150	77
Sm	7.83	5.45	9.14	5.45	9.8	5.07
Eu	1.95	2.2	2.35	2.2	1.8	1.47
Доля остаточного расплава	—	—	35	—	—	67.5
Pl <sub>40</sub>	—	—	31.8	—	—	27.7
Amph	—	—	23.9	—	—	—
Bt	—	—	4.8	—	—	9.6
Fe-Ti оксид	—	—	4.1	—	—	0.5
Ap	—	—	0.4	—	—	0.9
R	—	—	0.282	—	—	1.65

континентальной окраины [Рыцк и др., 1998; Мазукабзов и др., 2010; Метелкин и др., 2012; Donskaya et al., 2013], постколлизийная модель [Цыганков и др., 2010a; Litvinovsky et al., 2011]. Кроме того, следует отметить модель деламинации коры коллизийного орогена [Гордиенко и др., 2003]. Каждая из этих моделей имеет как достоинства, так и слабые места, однако в целом следует признать, что вопрос позднепалеозойской геодинамики Забайкалья может быть решен лишь с привлечением данных, независимых от собственно гранитоидов.

Модель позднепалеозойской активной континентальной окраины пользуется достаточно широкой поддержкой. Тем не менее целый ряд фактов плохо согласуется с этими представлениями. Позднепалеозойский магматизм Забайкалья имеет ареальный, а не линейный, как в АКО, характер; гранодиориты, тоналиты и плагиограниты среди позднепалеозойских образований отсутствуют или имеют крайне ограниченное распространение; практически нет андезитовых (в широком смысле) вулканогенных образований соответствующего возраста, тогда как кембрийские карбонатные и девон-раннекаменноугольные терригенные отложения местами сохранились. Обычно в качестве аргумента надсубдукционной природы магматизма вообще и позднепалеозойского магматизма Забайкалья, в частности, приводятся данные о деплетированности пород Ta и Nb. Однако эти геохимические характеристики, по сути дела, отражают состав и *PTX*-условия плавления мантийного источника, в частности, повышенное содержание водного флюида, в результате чего Ta и Nb остаются в рестите. Исходя из этого, мы считаем [Litvinovsky et al., 2011], что надсубдукционные геохимические метки позднепалеозойских базитов рассматриваемого региона обусловлены плавлением мантийного источника, модифицированного (метасоматизированного) на предшествующем (позднекембрийском, раннепалеозойском) этапе геодина-

мической эволюции. Доказательством этому служит как собственно аккреционная структура фундамента, в котором совмещены фрагменты рифейской и раннепалеозойской островных дуг [Цыганков, 2005; Гордиенко и др., 2007, 2010] и различных сиалических блоков (террейнов), так и геохимические характеристики мафических пород мезозойского возраста [Цыганков и др., 2010а,б]. Внутриконтинентальная рифтогенная (плюмовая) природа последних не вызывает особых возражений.

Одним из наиболее надежных магматических индикаторов плюмовой геодинамики являются щелочные породы. В Западном Забайкалье, в контурах Ангаро-Витимского батолита, а в более широком смысле — в контурах позднепалеозойского магматического ареала, располагается Витимская щелочная провинция, включающая многочисленные массивы нефелиновых и щелочных сиенитов и ийолит-уртитов. Новые изотопно-геохронологические данные [Дорошкевич и др., 2012а,б] показывают, что эта провинция включает две разновозрастные группы щелочных пород, сформировавшихся в раннем и позднем палеозое, — 520—486 и 303—293 млн л.н. соответственно. Из этих данных следует, что интересующий нас второй этап щелочного мантийного магматизма начался после образования основного объема позднепалеозойских гранитоидов, т.е. Ангаро-Витимского батолита, либо на заключительной стадии его становления. Эти данные вполне согласуются с предлагаемой нами [Цыганков и др., 2010а] последовательностью магматических событий, согласно которой одновременное внедрение известково-щелочных и переходных к щелочным существенно гранитоидных магм (чивыркуйский и зазинский комплексы соответственно), имевшее место в период с 305 до 285 млн л.н., знаменует смену постколлизийного магматизма внутриплитным, обусловленным воздействием мантийного плюма. Кроме того, важно еще раз подчеркнуть, что базиты в ассоциации с позднепалеозойскими гранитоидами появляются лишь в постбаргузинских гранитоидных комплексах, причем этот вывод следует не только из изотопно-геохронологических данных, но и из геологических соотношений между гранитоидами рассматриваемых типов.

Согласно [Liégeois et al., 1998], постколлизийный период начинается после завершения коллизии двух или более континентальных плит и сопутствующего высокотемпературного метаморфизма. Постколлизийный магматизм происходит во внутриконтинентальных областях, но все еще в условиях значительных горизонтальных перемещений террейнов вдоль крупных сдвиговых зон (mega-shear zones). Такие перемещения предшествуют переходу к типично внутриплитному режиму с преобладанием условий растяжения и в пределе — континентальному рифтообразованию. Одной из важных характеристик постколлизийного магматизма является широкое распространение высококальциевых известково-щелочных гранитоидов. Формирование гранитоидов повышенной щелочности, включая щелочные, фиксирует переход к внутриплитному этапу. Аргументы, обосновывающие постколлизийную природу гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, приведены нами в недавних работах [Цыганков и др., 2010а; Litvinovsky et al., 2011]. Очевидно, что это положение требует дополнительного всестороннего обоснования, чему будет посвящена отдельная публикация. Здесь же следует подчеркнуть, что полученные дополнительные свидетельства коровой природы баргузинских гранитов (АВБ), изотопные и геологические свидетельства смешанного (мантийно-корового) происхождения всех последующих комплексов поддерживают основные положения цитированных работ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены дополнительные изотопно-геохимические данные, подтверждающие выявленные ранее закономерности эволюции позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья. Эти закономерности проявляются в следующем.

1. Гранитоидный магматизм эволюционировал от типично корового (Ангаро-Витимский батолит, баргузинский комплекс) до смешанного мантийно-корового, с постепенным нарастанием доли мантийной составляющей во времени. Одновременно с этим происходило уменьшение объемов коровых производных и увеличение доли магм мантийного происхождения, возрастала щелочность пород.

2. Механизмы формирования гранитоидов смешанного мантийно-корового типа были различны. В одних случаях доминирующим фактором было смешение мантийных и коровых магм (чивыркуйский комплекс), в других — фракционная кристаллизация гибридных расплавов (зазинские лейкограниты), в-третьих, — фракционная кристаллизация непосредственно мантийных производных либо плавление метабазитовых источников (нижнеселенгинский и раннекуналейский комплексы) при варьированном, но в целом подчиненном вкладе коровых источников.

3. Появление мантийных производных — основных и щелочно-основных пород, судя по имеющимся данным, произошло вслед за формированием доминирующих по объему коровых гранитов Ангаро-Витимского батолита, что согласуется с постколлизийно-рифтогенной геодинамической обстановкой позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья.

Проведенные исследования поддержаны международным грантом РФФИ и Министерства науки и технологий Израиля (06-05-72007), РФФИ-Байкал (грант 05-05-97205), РФФИ-Сибирь (грант 08-05-98017), интеграционными проектами СО РАН № 37, 17.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А.** Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья (Бургасский кварцево-сиенитовый массив): состав, петрогенезис // *Петрология*, 2013, т. 21, № 3, с. 309—334.

**Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В.** Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // *Проблемы глобальной геодинамики: материалы теоретического семинара ОГГТГН РАН, 2000—2001 гг.* / Ред. Д.В. Рундквист. М., ГЕОС, 2003, с. 185—199.

**Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О.** Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде—палеозое // *Геология и геофизика*, 2007, т. 48 (1), с. 120—140.

**Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н.** История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее—палеозое // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (5), с. 589—614.

**Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А.** U-Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // *ДАН*, 2012а, т. 443, № 1, с. 73—77.

**Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А., Конопелько Д.Л.** U-Pb геохронология Мухальского щелочного массива (Западное Забайкалье) // *Геология и геофизика*, 2012б, т. 53 (2), с. 219—225.

**Карта магматических формаций юга Сибири и Северной Монголии.** М-б 1:1500000 / Г.Я. Абрамович, В.В. Булдыгеров, Н.А. Срывцев, А.П. Таскин. М., МинГео, 1989.

**Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.** Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb-исследований // *ДАН*, 2012, т. 444, № 2, с. 184—189.

**Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю.** Ангаро-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск, Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993, 141 с.

**Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А.** Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // *Петрология*, 1995а, т. 3, № 2, с. 133—157.

**Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Ляпунов С.М., Биндеман И.Н., Дэвис А.М., Калманович М.А.** Условия образования комбинированных базит-гранитоидных даек (Шалутинский массив, Забайкалье) // *Геология и геофизика*, 1995б, т. 36 (7), с. 3—22.

**Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандимирова Г.П., Кузьмин Д.В.** Позднетриасовый этап формирования щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // *Геология и геофизика*, 2001, т. 42 (3), с. 445—455.

**Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П.** Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (5), с. 615—628.

**Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // *Геология и геофизика*, 2012, т. 53, (7), с. 883—899.

**Посохов В.Ф., Шадаев М.Г., Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Хубанов В.Б.** Rb-Sr возраст и последовательность формирования гранитоидов Хоринской вулканоплутонической структуры Монголо-Забайкальского пояса // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46 (6), с. 625—632.

**Рампилов М.О., Рипп Г.С.** Возраст альбитовых гранитов Западного Забайкалья // *Геология Забайкалья. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН*, 2012, с. 127—131.

**Рейф Ф.Г.** Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1976, 88 с.

**Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В.** Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // *Геотектоника*, 1998, № 5, с. 46—60.

**Салоп Л.И.** Геология Байкальской горной области. Т. 2. М., Недра, 1967, 515 с.

**Хубанов В.Б.** Бимодальный дайковый пояс центральной части Западного Забайкалья: геологическое строение, возраст, состав и петрогенезис: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 2009, 23 с.

**Цыганков А.А.** Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 306 с.

**Цыганков А.А., Бурдуков И.В., Врублевская Т.Т.** Состав и условия образования эндоконтактовых сиенитов в Хасуртинском кварцево-сиенит-монзонитовом массиве, Западное Забайкалье // Петрология, 2007а, т. 15, № 2, с. 194—226.

**Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А.** Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007б, т. 48 (1), с. 156—180.

**Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А.** Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010а, т. 51 (9), с. 1249—1276.

**Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Филимонов А.В.** Бимодальные вулканогенные и субвулканические ассоциации Западного Забайкалья (PZ<sub>3</sub>-MZ): источники магм, эволюция, геодинамика // Литосфера, 2010б, № 3, с. 78—86.

**Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева З.С., Бережная Н.Г.** Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997, т. 5, № 5, с. 451—466.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Будников С.В., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника, 1999, № 4, с. 3—20.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А.** Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника, 2002, № 4, с. 42—63.

**Arth J.G.** Behavior 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.

**Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.** Late Paleozoic—Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // J. Asian Earth Sci., 2013, v. 62, p. 79—97.

**Gao Y., Hoefs J., Przybilla R., Snow J.** A complete oxygen isotope profile through the lower oceanic crust, ODP Hole 735B // Chem. Geol., 2006, v. 233, № 3—4, p. 217—234.

**Liégeois J.P., Black R.** Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas // Alkaline igneous rocks / Eds. J.G. Fitton, B.G.J. Upton. Geol. Soc. London, Special Publ., 1987, v. 30, p. 381—401.

**Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R.** Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // Lithos, 1998, v. 45, p. 1—28.

**Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanvilevich A.N., Saunders A., Poulain S.** Petrogenesis of syenite-granite suite from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // Chem. Geol., 2002, v. 189, p. 105—133.

**Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y.** Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: the Late Paleozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // Lithos, 2011, v. 125, p. 845—874.

**Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Katzir Y.** Formation of composite dykes by contact remelting and magma mingling: the Shaluta pluton, Transbaikalia (Russia) // J. Asian Earth Sci., 2012, v. 60, p. 18—30.

**Nash W.P., Crecraft H.R.** Partition coefficients for trace elements in silicic magmas // Geochem. Cosmochem. Acta, 1985, v. 49, p. 2309—2322.

**Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R., Saunders A.D.** Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite—granite suites in the Mongolian—Transbaikalian Belt, Russia: evidence from U-Pb geochronology and whole rock geochemistry // Chem. Geol., 2010, v. 273, p. 120—135.

**Rickwood P.C.** Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos, 1989, v. 22, p. 247—263.

**Rollinson H.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York, Longman, 1993, 352 p.

**Rudnick R.L., Gao S.** Composition of the continental crust // Treatise on geochemistry. Elsevier, Oxford, 2003, v. 3, p. 1—64.

**Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Special Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

**Sylvester P.J.** Post-collisional alkaline granites // J. Geol., 1989, v. 97, p. 261—281.

**Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., Spicuzza M.J.** Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope heterogeneity among mantle melts // Contr. Miner. Petrol., 1998, v. 133, p. 1—11.

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

**Whalen J.B., McNicoll V.J., van Staal C.R., Lissenberg C.J., Longstaffe F.J., Genner G.A., van Breeman O.** Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: an example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off // Lithos, 2006, v. 89, p. 377—404.

**Wickham S.M., Albertz A.D., Zanzvilevich A.N., Litvinovsky B.A., Bindeman I.N., Schauble A.** A stable isotope study of anorogenic magmatism in East Central Asia // J. Petrol., 1996, v. 37, p. 1063—1095.

*Поступила в редакцию  
23 сентября 2013 г.*