

**ПОЗДНЕТРИАСОВАЯ КАТАЕВСКАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ — ФРАГМЕНТ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ
МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОКЕАНА**

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Б. де Ваэле*, С.Л. Пресняков**

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** SPK Consulting, 10 Richardson Street, West Perth WA 6005, Australia*

*** Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

В пределах Западного Забайкалья выделена и детально изучена Катаевская вулканоплутоническая ассоциация. В нее объединены вулканогенно-осадочные образования катаевской свиты и ассоциирующие с ними граниты, располагающиеся в пределах нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского комплексов метаморфических ядер. Породы Катаевской ассоциации в различной степени динамометаморфизованы, что связано с тектоническим экспонированием комплексов метаморфических ядер в раннем мелу. Датирование U-Pb методом по циркону риолитов из катаевской свиты показало, что они имеют возраст 226 ± 3 млн лет. Возраст прорывающих образования катаевской свиты гранитов, также определенный U-Pb методом по циркону, составил 223.4 ± 5.0 млн лет. Вулканиды катаевской свиты принадлежат к субщелочной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии. Трахибазальты и трахиандезитбазальты катаевской свиты имеют геохимические характеристики магматических образований, формирование которых связано с процессами субдукции, в частности, для них типичны хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb и Ti, положительные аномалии по Ba и Sr на мультиэлементных спектрах. Специфика составов вулканитов основного состава указывает на формирование данных пород в результате плавления мантийного источника, образованного за счет смешения деплетированного мантийного и субдукционного компонентов. Трахиандезитам по сравнению с базальтоидами свойственны повышенные содержания Th и U, они могут быть образованы в результате контаминации коровым материалом мантийного источника, близкого по составу базальтоидам катаевской свиты. Вулканиды кислого состава катаевской свиты и прорывающие их граниты обладают практически идентичными геохимическими характеристиками, которые соответствуют гранитам A- и I-типов. Образование этих пород могло происходить за счет плавления умеренно водонасыщенного магматического источника диорит-тоналитового состава при температурах 742—833 °C.

Установлено, что формирование пород Катаевской вулканоплутонической ассоциации Западного Забайкалья и Северной Монголии происходило в позднем триасе одновременно с образованием известково-щелочных гранитоидов Хентей-Даурского батолита и щелочных гранитов и бимодальных вулканических ассоциаций Харитоновской и Цаган-Хуртейской вулканоплутонических ассоциаций. Одновременное образование вулканоплутонических ассоциаций нормальной и повышенной щелочности хорошо согласуется с геодинамической обстановкой активной континентальной окраины андского типа, существовавшей в раннем мезозое на территории современных Западного Забайкалья и Северной Монголии и связанной с субдукцией океанической плиты Монголо-Охотского океана под Сибирский континент.

Вулканиды, граниты, U-Pb геохронология, геохимия, активная континентальная окраина, триас, Монголо-Охотский океан, Забайкалье.

**THE LATE TRIASSIC KATAEV VOLCANOPLUTONIC ASSOCIATION IN WESTERN TRANSBAIKALIA,
A FRAGMENT OF THE ACTIVE CONTINENTAL MARGIN OF THE MONGOL-OKHOTSK OCEAN**

T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, A.M. Mazukabzov, B. De Waele, and S.L. Presnyakov

The Kataev volcanoplutonic association has been recognized in western Transbaikalia. It unites the volcanosedimentary rocks of the Kataev Formation and associated granites localized within the lower plates of the Buteel-Nuur and Zagan metamorphic-core complexes. The rocks of the Kataev association are dynamometamorphosed to different degrees, which is due to the tectonic exposure of metamorphic-core complexes in the Early Cretaceous. The U-Pb zircon dating of the Kataev Formation rhyolites yielded their age of 226 ± 3 Ma. The U-Pb zircon age of the granites intruding the Kataev Formation rocks is 223.4 ± 5.0 Ma. The volcanics of the Kataev Formation belong to the subalkalic basalt-andesite-dacite-rhyolite series. The trachybasalts and trachyandesite-basalts of the Kataev Formation have geochemical characteristics of igneous rocks formed as a result of subduction, e.g., they show distinct negative Nb and Ti and positive Ba and Sr anomalies on multielemental patterns. The specific composition of mafic volcanics points to their formation through the melting of a mantle source resulted from the mixing of depleted mantle and subduction components. Trachyandesites have higher Th and U contents than basaltoids. They can result from the contamination of a mantle source, similar

in composition to the Kataev Formation basaltoids, with crustal material. The felsic volcanics of the Kataev Formation and granites intruding them show nearly identical geochemical characteristics corresponding to both *A*- and *I*-type granites. These rocks might have formed through the melting of a moderately water-saturated magmatic source of diorite-tonalite composition at 742–833°C.

We have established that the rocks of the Kataev volcanoplutonic association in western Transbaikalia and northern Mongolia formed in the Late Triassic synchronously with the calc-alkalic granitoids of the Henteyn-Daurian batholith and the alkali granites and bimodal volcanic associations of the Kharitonovo and Tsagaan-Hurtey volcanoplutonic associations. The synchronous formation of volcanoplutonic associations of normal and high alkalinity agrees with the geodynamic setting of the Andean-type active continental margin existing in the area of present-day western Transbaikalia and northern Mongolia in the Early Mesozoic. This setting was the result of the subduction of the Mongolo-Okhotsk oceanic plate beneath the Siberian continent.

Volcanics, granites, U-Pb geochronology, geochemistry, active continental margin, Triassic, Mongolo-Okhotsk ocean, Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

Раннемезозойские магматические образования широко распространены в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса к северу и северо-западу от Монголо-Охотского шва (районы Забайкалья и Северной Монголии) [Парфенов и др., 1999; Ярмолюк и др., 2002] (рис. 1). Согласно современным представлениям, раннемезозойский магматизм на этой территории был связан с эволюцией и закрытием Монголо-Охотского океанического бассейна. Закрытие Монголо-Охотского океана произошло в середине юры—раннем мелу и завершилось формированием Монголо-Охотской шовной зоны [Yakubchuk, Edwards, 1999; Zorin, 1999; Kravchinsky et al., 2002; Tomurtogoo et al., 2005]. Закрытие океана привело к внутриплитной магматической активности и развитию комплексов метаморфических ядер (КМЯ) в позднем мезозое на территории современных Забайкалья и Северной Монголии [Склярков и др., 1994, 1997; Зорин и др., 1997; Донская и др., 2000; Donskaya et al., 2008] (см. рис. 1).

В настоящее время существует устоявшаяся точка зрения на особенности раннемезозойского магматизма в Западном Забайкалье и Северной Монголии. В частности, считается, что в раннем мезозое в пределах рассматриваемой территории проявился только бимодальный вулканизм, который был сосредоточен в пределах Селенгинского [Парфенов и др., 1999; Попеко и др., 2005] или Северо-Монгольского-Забайкальского [Ярмолюк и др., 2001] вулканоплутонического пояса (см. рис. 1). Одновременно с вулканизмом в пределах этого пояса происходило формирование массивов щелочных гранитоидов. Магматизм нормальной щелочности этого временного интервала представлен гранитоидами крупного Хентей-Даурского батолита, располагающегося к северу от Монголо-Охотского шва и к югу от сложенного щелочными породами вулканоплутонического пояса [Ярмолюк и др., 2002; Коваленко и др., 2003].

Согласно представлениям Ю.А. Зорина [Zorin, 1999], в позднем палеозое и раннем мезозое территория современного Западного Забайкалья и Северной Монголии развивалась в режиме активной континентальной окраины. На основании этого факта и согласуясь с классической схемой эволюции активной континентальной окраины андского типа [Хаин, Ломидзе, 2005], мы предположили, что вулканоплутонические ассоциации переходного состава между щелочными образованиями и породами нормальной щелочности могли иметь место на этой территории в раннем мезозое. Для подтверждения сделанных предположений нами были изучены вулканические образования, относимые к катаевской свите, и ассоциирующие с ними граниты. Выбор катаевской свиты в качестве основного объекта исследований был обоснован главным образом ее положением в современной структуре Западного Забайкалья и Северной Монголии. Свита располагается к северу—северо-западу от выходов раннемезозойских гранитоидов Хентей-Даурского батолита и к югу от раннемезозойских щелочных пород Северо-Монгольского-Забайкальского вулканоплутонического пояса.

В статье представлены новые данные о возрасте вулканитов катаевской свиты и ассоциирующих с ними гранитов, а также геохимические характеристики пород. Кроме того, обсуждаются особенности раннемезозойского магматизма в пределах Западно-Забайкальской — Северо-Монгольской части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД КАТАЕВСКОЙ СВИТЫ

В современной структуре Западного Забайкалья и Северной Монголии образования, относимые к катаевой свите, принадлежат к нижним пластинам или зоне ядра Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ [Мазукабзов и др., 2006; Donskaya et al., 2008]. На сегодняшний день раннемеловой возраст тектонического экспонирования комплексов метаморфических ядер Забайкалья и Северной Монголии надежно ус-

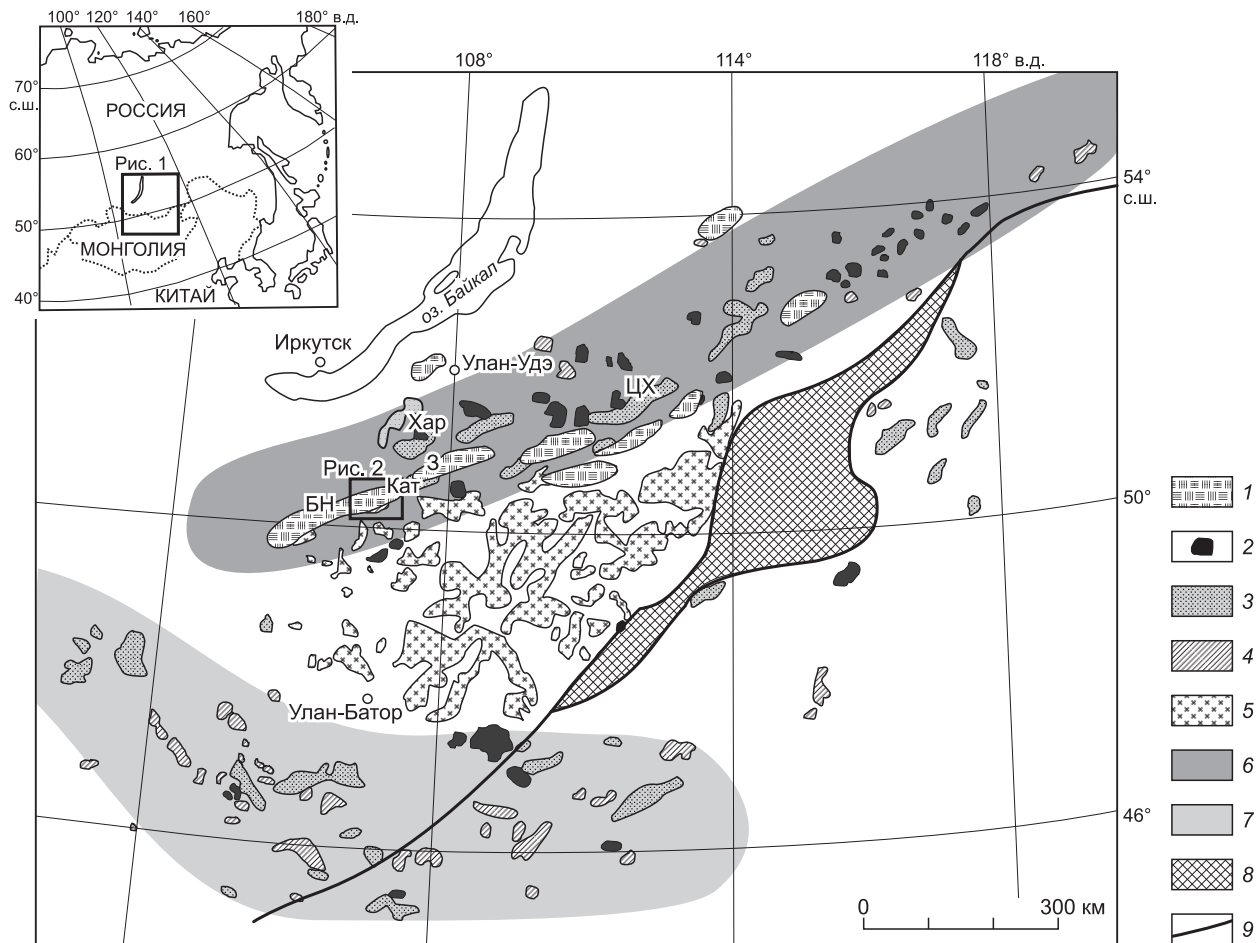


Рис. 1. Схема распространения раннемезозойских магматических образований и позднемезозойских комплексов метаморфических ядер в пределах монголо-забайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса (модифицировано после [Ярмолюк и др., 2001, 2002; Donskaya et al., 2008]).

1 — позднемезозойские комплексы метаморфических ядер; 2 — раннемезозойские щелочные гранитоиды; 3 — раннемезозойские бимодальные вулканические образования; 4 — раннемезозойские лейкограниты и граносиениты; 5 — раннемезозойские гранодиориты и граниты Хентей-Даурского батолита; 6 — раннемезозойский Северо-Монгольско-Забайкальский вулканоплутонический пояс; 7 — раннемезозойский Северо-Гобийский вулканоплутонический пояс; 8 — позднепалеозойские-раннемезозойские отложения Ононской островной дуги; 9 — Монголо-Охотский шов. БН — Бутулийн-Нурский комплекс метаморфического ядра, З — Заганский комплекс метаморфического ядра, Хар — Харитоновская вулканоплутоническая ассоциация, ЦХ — Цаган-Хуртейская вулканоплутоническая ассоциация.

тановлен Ar-Ar датированием биотитов и амфиболов из милонитизированных пород нижней пластины и зоны детачмента [Скляров и др., 1997; Donskaya et al., 2008]. В то же время возраст и геодинамическая обстановка формирования целой группы пород, представленных в пределах нижних пластин этих комплексов, до сих пор окончательно не выяснены. До открытия в 1994 г. комплексов метаморфических ядер в пределах Забайкалья и Северной Монголии [Скляров и др., 1994] метаморфизованные и тектонизированные образования, относимые в настоящее время к нижним пластинам или ядру комплексов [Скляров и др., 1994, 1997], рассматривались как выступы докембрийского фундамента среди палеозойских и мезозойских неметаморфизованных толщ [Геологическая карта..., 1983]. Основанием позиционирования этих пород в качестве докембрийских образований служила более высокая степень их метаморфизма относительно соседних комплексов. Проведенное датирование Rb-Sr методом по валу разгнейсованных гранитов и гранодиоритов нижней пластины Заганского комплекса позволило определить их возраст 289 ± 23 млн лет, а U-Pb возраст слабаразгнейсованных гранитов и граносиенитов, интрузирующих породы в пределах ядра Заганского комплекса, составил 151 и 160 млн лет [Скляров и др., 1997]. Обозначенные выше датировки поставили под сомнение выводы о значительном распростране-

нии докембрийских пород в этом регионе. Рb-Rb и U-Rb датирование по циркону ортогнейсов, по гранитам и гранодиоритам нижней пластины Бутулийн-Нурского комплекса позволило оценить их возраст как 211—240 млн лет [Donskaya et al., 2008]. Таким образом, возраст большинства пород в пределах нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского комплексов оценивается в настоящее время как позднепалеозойский—мезозойский. Несмотря на полученные в последние годы датировки по породам зоны ядра этих комплексов, возраст пород, относимых на геологических картах к катаевской свите, до настоящего времени был не известен. Возраст пород свиты по геологическим построениям соответствовал временному интервалу от венда до перми—триаса [Мазукабзов и др., 2006].

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образования катаевской свиты были детально изучены в пределах российской части Бутулийн-Нурского комплекса метаморфического ядра (рис. 2). Иногда ее также обозначают как Бургутуйский КМЯ [Мазукабзов и др., 2006]. Катаевская свита представлена здесь динамометаморфизованными вулканитами разнообразного состава, переслаивающимися с пластообразными телами конгломератов, алевролитов и туфов. Породы катаевской свиты имеют тектонические контакты по зонам пластических срывов с ортогнейсами, которые занимают значительную площадь в пределах исследуемой части Бутулийн-Нурского комплекса метаморфического ядра. Возраст этих ортогнейсов, по-видимому, соответствует возрасту ортогнейсов, датированных в пределах монгольской части комплекса, а именно 211—240 млн лет [Donskaya et al., 2008]. Среди ортогнейсов отмечаются тела кварц-силлиманитовых сланцев, кварцитов и амфиболитов. Возраст метаморфизма кварц-силлиманитовых сланцев был определен U-Rb методом по циркону и составил 138 млн лет [Избродин и др., 2010]. От неметаморфизованных позднепалеозойских—мезозойских пород верхней пластины или зоны покрова Бутулийн-Нурского КМЯ породы катаевской свиты отделяются по зоне detachment (см. рис. 2) [Donskaya et al., 2008]. Породы катаевской свиты интрузируются небольшими телами гранитов, пегматитов и габбро-диабазов.

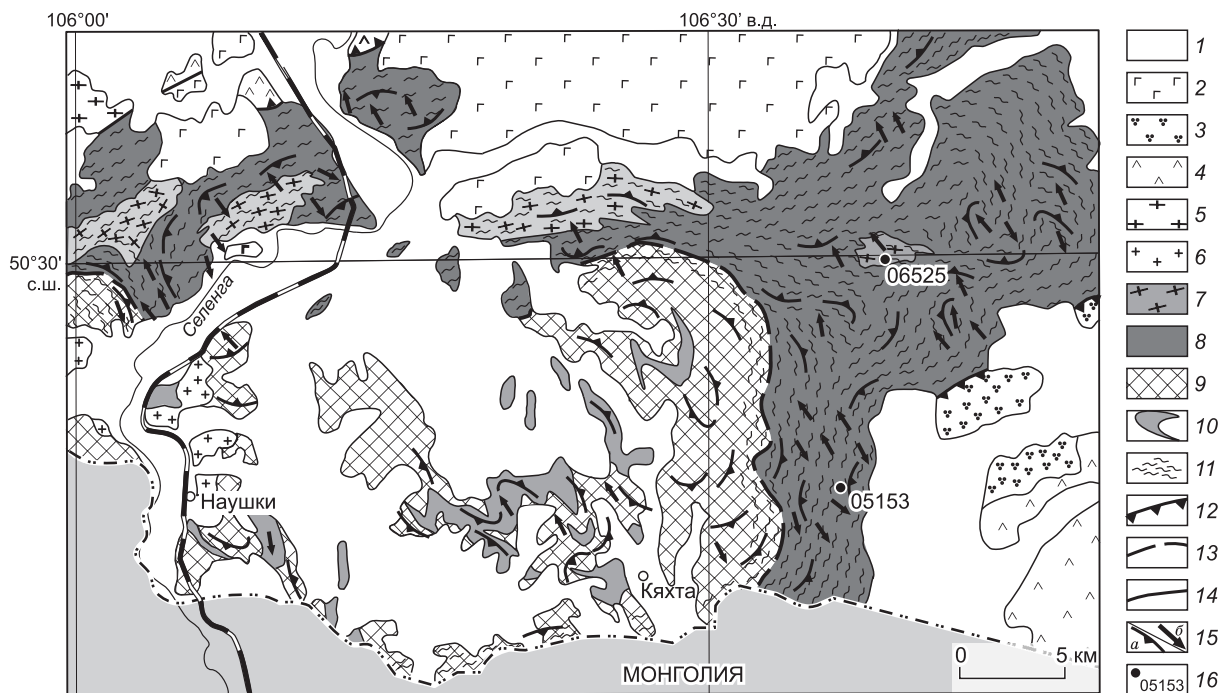


Рис. 2. Схема геологического строения российской части Бутулийн-Нурского комплекса метаморфического ядра (Бургутуйский комплекс) (модифицировано после [Мазукабзов и др., 2006; Donskaya et al., 2008]).

1 — четвертичные отложения; 2 — кайнозойские базальты; 3—5 — образования зоны покрова Бутулийн-Нурского комплекса метаморфического ядра: 3 — раннемеловые осадочные и вулканогенные образования, 4 — пермотриасовые осадочно-вулканогенные образования (нерасчлененные), 5 — пермотриасовые гранитоиды (нерасчлененные); 6—10 — образования зоны фундамента Бутулийн-Нурского комплекса метаморфического ядра: 6 — раннеюрские сиениты и граниты, 7 — поздне триасовые гранитоиды, 8 — поздне триасовые осадочные и вулканогенные образования (катаевская свита), 9 — триасовые ортогнейсы и гранитоиды, 10 — кварц-силлиманитовые гнейсы, кварциты, амфиболиты; 11 — зона милонитов; 12 — detachment; 13 — тектонический контакт между образованиями катаевской свиты и ортогнейсами; 14 — разломы; 15 — генерализованная ориентировка плоскостных (a) и линейных (б) элементов; 16 — точки отбора проб на геохронологические исследования и их номера.

Породы катаевской свиты и интрузирующие их магматические образования в разной степени динамометаморфизованы. Степень метаморфизма пород варьируется от низов зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Рассчитанные *PT* параметры метаморфизма по магнезиальной роговой обманке из тектонизированного габбро-диабазы, интрузирующего породы катаевской свиты, соответствуют 1.7—2.3 кбар и 510—541 °С [Donskaya et al., 2008]. Линейность растяжения, фиксируемая на поверхностях плоскостных элементов, погружается в направлении север-запад—юго-восток и соответствует линейности растяжения на всей площади Бутулийн-Нурского комплекса метаморфического ядра. Динамометаморфические и тектонические преобразования пород связаны с формированием Бутулийн-Нурского КМЯ и датируются временным интервалом 134—122 млн лет (Ar-Ar по амфиболу и биотиту, [Donskaya et al., 2008]).

Динамометаморфизованные вулканы разного состава (от базальтов до риолитов) встречаются в разрезе толщи совместно. Также отмечается и близкое расположение пород с различной степенью динамометаморфической переработки: сильномилонитизированные и породы, в которых хорошо сохранились первичные вулканические структуры. Подобное чередование сильнодинамометаморфизованных пород и слабометаморфизованных разностей является характерной особенностью зоны мионитов комплексов метаморфических ядер.

Метавулканы по породам основного и среднего составов представлены главным образом эпидот-биотитовыми, эпидот-хлоритовыми, эпидот-роговообманковыми, биотитовыми, биотит-хлоритовыми мионитовыми сланцами. Изредка в разрезе катаевской свиты встречаются породы с реликтовой порфириковой структурой. Порфириковые выделения в таких породах представлены обычно плагиоклазом, а основная масса сложена хлоритом, эпидотом, биотитом, роговой обманкой, плагиоклазом, кварцем.

Метавулканы по породам кислого состава представлены в различной степени мионитизированными породами с порфириковой структурой, а порфириковые вкрапленники в некоторых разностях — только плагиоклазом, в других случаях плагиоклазом, кварцем и калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз часто серицитизирован и сосюритизирован, калиевый полевой шпат пелитизирован, кварц имеет волнистое погасание. Основная масса породы сложена кварц-полевошпатовым агрегатом с биотитом, хлоритом, эпидотом, мусковитом. В отдельных разностях отмечаются линзовидные прослои кварца. Мионитовая полосчатость и сланцеватость обусловлена однонаправленным расположением чешуйчатых минералов и обособлений кварца.

Граниты в виде небольших тел (площадью до 30 км²) и даек пересекают образования катаевской свиты (см. рис. 2), располагаясь субсогласно мионитовой полосчатости и сланцеватости. Граниты также характеризуются наличием мионитовой полосчатости, выраженной расположением листоватых минералов, которая согласна с плоскостными элементами в породах вмещающей толщи. Таким образом, можно сделать вывод, что породы катаевской толщи и прорывающие их граниты были динамометаморфизованы совместно в процессе формирования Бутулийн-Нурского комплекса метаморфического ядра. Главными минералами гранитов являются кварц, полевой шпат, плагиоклаз, биотит, акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, рудным минералом. Для пород характерны вторичные изменения, выраженные развитием хлорита по биотиту, серицитизацией плагиоклаза, волнистым погасанием кварца, полосами излома полисинтетических двойников в некоторых зернах плагиоклаза.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Четырнадцать образцов вулканических пород катаевской свиты и семь образцов гранитов были проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов. Датирование U-Pb методом по циркону было проведено для одной пробы кислых вулканических пород и одной пробы гранитов. Точки отбора проб на геохронологические исследования показаны на рис. 2.

Определение основных петрогенных оксидов выполнены методом силикатного анализа в ИЗК СО РАН (аналитики Н.Ю. Царева, Г.В. Бондарева) и рентгенофлуоресцентным методом в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (аналитик Н.М. Глухова). Содержания Co, Ni, Sc, V, Cr устанавливались методом спектрального анализа в ИЗК СО РАН (аналитики Н.Н. Володина, В.В. Щербань, А.В. Наумова). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов в 21 представительном образце было выполнено методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН на VG Plasmaquad PQ-2 (VG Elemental, England) (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова) по методике [Panteeva et al., 2003]. Калибровка прибора осуществлялась по международным стандартам G-2, GSP-2 (для пород кислого состава) и BHVO-1, DNC-1, JB-2, W-2 (для пород основного состава). Ошибка определений редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляет не более 5 %.

Исследуемые породы подверглись динамометаморфическим преобразованиям, в результате которых содержания некоторых петрогенных оксидов и легких литофильных элементов могли измениться относительно их неметаморфизованного состояния. Поэтому для геохимической классификации пород мы использовали главным образом элементы, считающиеся немобильными в процессах выветривания,

метаморфизма, метасоматоза. К таким элементам относятся, в частности, Zr, Hf, Nb, Ta, Ti, Th, редкоземельные элементы (за исключением Eu) [Winchester, Floyd, 1977; Rollinson, 1993; Складов и др., 2001].

Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона из пробы вулканитов (обр. 05153) проводилось на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Технологическом университете Кетина, г. Перт, Австралия. Отобранные вручную зерна цирконов имплантировались в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов CZ3 и BR266, после этого препарат отполировали и провели напыление золотом. До начала аналитических исследований препарат находился 24 ч в вакууме. Диаметр пятна (кратера) составлял 30 мкм. Pb-U отношения определялись относительно стандартного циркона BR266 ($^{238}\text{U} = 909$ г/т, возраст 559 млн лет; [Stern, 2001]). Измеренные отношения были скорректированы на обычный свинец по измеренному ^{204}Pb . Чрезвычайно низкие значения измеренного ^{204}Pb привели к незначительной коррекции, и поправки на обычный свинец были введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jäger, 1977]. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2001a] и ISOPLOT [Ludwig, 2001b]. Диаграмма с конкордией была построена в координатах Ф. Тера и Дж. Вассербурга [Tera, Wasserburg, 1972].

Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона из пробы гранитов (обр. 06525) было проведено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Отобранные вручную зерна цирконов имплантировались в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконового стандарта 91500, после этого препарат отполировали и провели напыление золотом. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 2 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 35 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. Pb-U отношения нормализовались на значение 0.17917, приписанное изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ стандартного циркона 91500, что соответствует возрасту этого циркона 1062.4 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995]. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999]. Диаграмма с конкордией была построена в координатах Ф. Тера и Дж. Вассербурга [Tera, Wasserburg, 1972].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ КАТАЕВСКОЙ СВИТЫ И ГРАНИТОВ

Классификация динамометаморфизованных вулканитов катаевской свиты проводилась с использованием диаграммы Zr/TiO₂ — Nb/Y [Winchester, Floyd, 1977] как наиболее подходящей для анализа измененных пород и классической TAS диаграммы (Na₂O + K₂O) — SiO₂ [Le Maitre, 1989], несколько модифицированной Л.Н. Шарпенко с соавторами [2006]. Применение TAS диаграммы также можно считать правомерным для классификации метавулканитов, так как для них отмечается хорошая корреляция содержаний SiO₂ и K₂O (табл. 1), что может свидетельствовать о ненарушенности содержаний этих элементов. Фигуративные точки вулканитов на диаграмме (Na₂O + K₂O) — SiO₂ (рис. 3, а) попадают в поля трахибазальтов, трахиандезиобазальтов, трахиандезитов, трахидацитов, трахириодацитов и трахириолитов, а на диаграмме Zr/TiO₂ — Nb/Y (см. рис. 3, б) в поля субщелочных базальтов, андезитов/базальтов, андезитов, риодацитов/дацитов, трахиандезитов. Таким образом, можно сделать вывод о том, что вулканиты катаевской свиты принадлежат к субщелочной базальт-андезит-дацит-риолитовой (БАДР) серии.

Метавулканиты катаевской свиты, по своему химическому составу соответствующие трахибазальтам и трахиандезиобазальтам, являются дифференцированными образованиями, значения Mg# варьируют в них от 49 до 54 (см. табл. 1). Для этих базальтоидов характерны умеренные содержания TiO₂, Zr, Hf (см. табл. 1), немногим более высокие, чем в базальтах типа MORB [Sun, McDonough, 1989]. Содержания Nb, Y близки к таковым в E-MORB. Геохимическими особенностями трахибазальтов и трахиандезиобазальтов являются высокие содержания Sr (1126—1713 г/т), Ba (1082—1280 г/т), Th (0.96—4.35 г/т), легких редкоземельных элементов (La = 29—50 г/т). Для этих пород типично фракционированное распределение редкоземельных элементов ((La/Yb)_n = 14—21) (рис. 4, а). На нормализованных по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементных спектрах базальтоидов отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии Nb, Ti и положительные аномалии Ba, Th-U, Sr (см. рис. 4, б).

Несмотря на то, что Ba и Sr относятся к элементам, которые могут быть мобильными в процессе динамометаморфических преобразований пород, в данном случае мы склонны считать, что повышенные содержания Ba и Sr в метавулканитах отражают состав источника пород. Это допущение подтверждается тем, что повышенные содержания данных элементов характерны для всех проанализированных разновидностей, вне зависимости от степени вторичной переработки породы. В том случае, если бы эти элементы были мобильными, то содержания их сильно варьировали бы в зависимости от степени вторичного преобразования пород. Кроме того, отмечаются сходные мультиэлементные спектры в области Ba

Таблица 1. Химический состав представительных разностей динамометаморфизованных вулканитов основного и среднего составов катаевской свиты

Компонент	Метабазальты и метаандезибазальты					Метаандезиты		
	1020	1034	1057	1092	1098	1002	1007	1053
SiO ₂	50.38	49.96	50.36	52.17	52.09	60.45	59.59	59.19
TiO ₂	1.48	1.34	1.48	1.41	1.31	1.24	1.12	0.97
Al ₂ O ₃	17.42	18.29	17.39	18.02	17.72	16.65	18.11	17.88
Fe ₂ O ₃ общ.	9.33	8.86	9.25	9.00	8.77	6.43	5.73	5.69
MnO	0.16	0.19	0.13	0.20	0.18	0.13	0.19	0.14
MgO	4.64	4.18	4.42	3.73	3.69	1.84	2.04	2.23
CaO	7.12	10.13	7.04	5.91	7.58	4.07	3.27	3.32
Na ₂ O	4.68	3.47	3.44	5.02	3.29	5.26	3.39	5.81
K ₂ O	2.56	1.28	2.36	1.99	1.84	2.10	3.40	2.49
P ₂ O ₅	0.76	0.67	0.72	0.82	0.82	0.63	0.32	0.34
П.п.п.	1.80	1.01	3.39	1.67	1.90	1.23	2.42	1.64
Сумма	100.33	99.38	99.98	99.94	99.19	100.02	99.57	99.70
Mg#	54	52	53	49	50	40	45	48
Co	23	31	25	19	28	5	13	9
Ni	45	57	71	19	30	4	22	6
Sc	25	29	21	40	37	20	13	14
V	140	190	170	230	220	130	100	110
Cr	74	65	95	21	35	<6	28	<6
Rb	53.1	13.8	51.6	49.4	30.3	48.9	91.9	58.4
Sr	1464.2	1412.0	1713.1	1317.7	1126.0	724.1	978.7	771.5
Y	21.1	16.5	20.3	26.2	24.1	29.9	27.7	28.2
Zr	118.8	111.8	102.6	227.7	212.2	251.1	236.3	146.9
Nb	8.7	4.2	7.5	9.2	7.6	11.9	10.4	8.1
Ba	1253.5	1082.0	1280.3	1226.7	1215.0	1089.1	1135.1	1270.3
La	36.59	29.00	29.45	49.94	45.49	42.14	37.48	29.83
Ce	83.95	60.22	69.35	99.66	95.47	93.11	82.99	61.80
Pr	11.65	7.91	9.65	13.84	11.40	11.99	11.18	8.13
Nd	40.12	34.58	33.71	52.66	47.48	42.49	37.83	29.54
Sm	8.09	6.74	6.61	8.44	9.00	7.62	6.60	5.88
Eu	2.01	1.71	1.48	2.31	2.15	1.44	1.22	1.61
Gd	6.54	4.33	4.84	6.58	5.96	6.15	5.48	5.23
Tb	0.72	0.53	0.70	0.92	0.77	0.76	0.83	0.68
Dy	3.76	2.87	3.06	4.71	4.13	4.77	4.26	4.50
Ho	0.65	0.52	0.55	0.91	0.74	0.96	0.87	0.95
Er	1.61	1.24	1.53	2.41	1.91	2.64	2.38	2.64
Tm	0.22	0.17	0.22	0.34	0.29	0.39	0.36	0.38
Yb	1.17	1.04	1.38	2.20	1.71	2.01	2.10	2.39
Lu	0.19	0.18	0.20	0.36	0.28	0.34	0.33	0.38
Hf	2.84	2.78	2.84	4.59	4.65	7.05	6.57	3.90
Th	4.35	0.96	3.16	2.21	2.38	11.72	13.77	8.24
U	1.01	He обн.	0.96	0.85	He обн.	2.50	4.17	2.21
(La/Yb) _n	20.84	18.72	14.24	15.18	17.79	14.04	11.93	8.36
Ce/Nb	9.70	14.25	9.18	10.86	12.55	7.79	7.98	7.66
Th/Nb	0.50	0.23	0.42	0.24	0.31	0.98	1.32	1.02
Y/Nb	2.44	3.90	2.69	2.85	3.17	2.50	2.66	3.50
(Th/La) _{Pm}	1.00	0.28	0.91	0.37	0.44	2.35	3.10	2.33

Примечание. $Mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+})$, где $Mg = MgO/40.31$, $Fe^{2+} = (Fe_2O_3 \text{ общ.} \cdot 0.8998 \cdot 0.85)/71.85$. n — значения нормализованы по составу хондрита, Pm — значения нормализованы по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Оксиды приведены в мас. %, элементы — в г/т. He обн. — элемент не обнаружен.

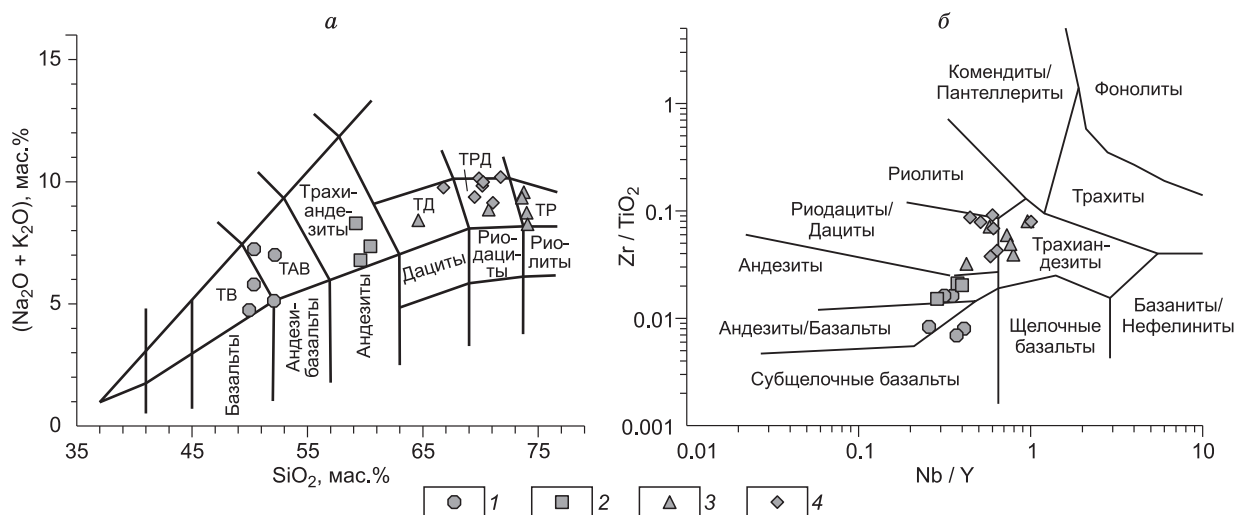


Рис. 3. Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [Le Maitre, 1989], модифицированная Л.Н. Шарпенюк с соавторами [2006] (а), и диаграмма $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$ [Winchester, Floyd, 1977] (б) для динамометаморфизованных вулканитов катаевской свиты и прорывающих их гранитов.

1 — metabазальтоиды, 2 — метаандезиты, 3 — метадациты и метариолиты, 4 — граниты. ТВ — трахибазальты, ТАВ — трахиандезитобазальты, ТД — трахидациты, ТРД — трахириодациты, ТР — трахириолиты.

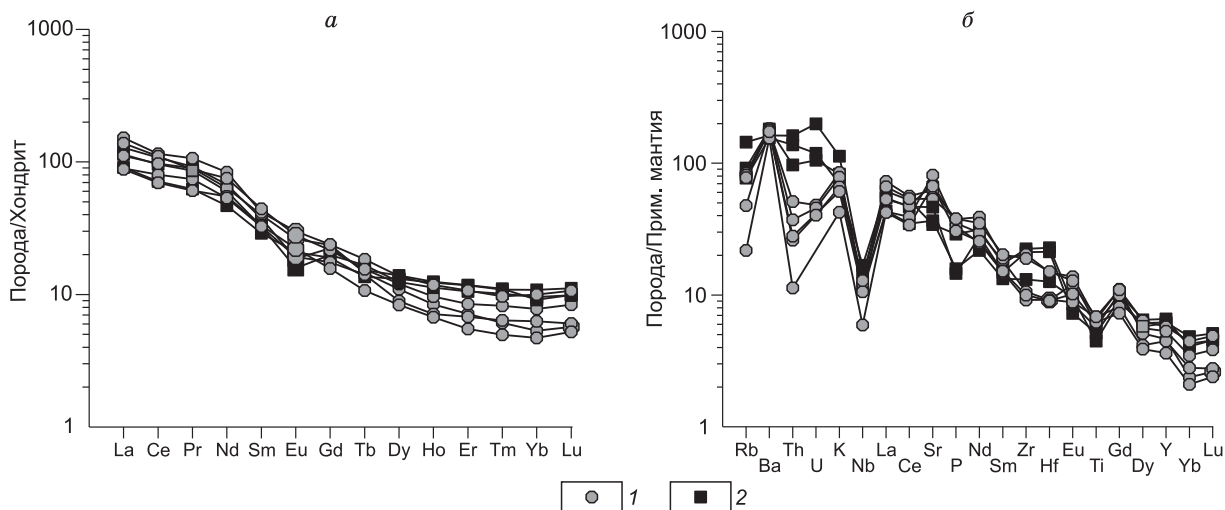


Рис. 4. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту (а), и мультиэлементные спектры, нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (б), для динамометаморфизованных вулканитов основного и среднего составов катаевской свиты.

1 — трахибазальты и трахиандезитобазальты, 2 — трахиандезиты.

и Sr для всех проанализированных образцов (см. рис. 4, б), что также свидетельствует о ненарушенности их первичных концентраций.

Метаандезиты катаевской свиты отличаются от metabазальтоидов более низкими содержаниями TiO_2 , P_2O_5 , Sr и более высокими Th, U (см. табл. 1). Концентрации таких несовместимых элементов, как La, Ce, Nb, Zr в метаандезитах и metabазальтоидах, близки друг другу. Трахиандезитам также свойственно фракционированное распределение редкоземельных элементов $(\text{La}/\text{Yb})_n = 8-14$ (см. рис. 4, а). На мультиэлементных спектрах трахиандезитов отмечаются отрицательные аномалии Nb, P, Ti, положительные Ba, Th-U аномалии и отсутствие Sr аномалии (см. рис. 4, б).

Вулканиты кислого состава катаевской свиты и граниты, прорывающие образования катаевской свиты, по своим геохимическим характеристикам во многом сходны друг с другом. На диаграмме

Таблица 2. Химический состав представительных разностей динамометаморфизованных вулканитов кислого состава катаевской свит и гранитов, прорывающих образования катаевской свиты

Компонент	Метадациты и метариолиты						Граниты						
	1018	1019	1042	1078	1096	05153	1046	1072	06525	06527	06529	06530	05154
SiO ₂	74.08	73.74	73.57	64.60	70.71	73.99	66.79	71.07	71.67	69.87	70.15	70.22	69.49
TiO ₂	0.28	0.26	0.19	0.63	0.30	0.23	0.44	0.28	0.27	0.29	0.28	0.27	0.33
Al ₂ O ₃	13.67	13.57	13.08	16.05	15.16	13.45	16.11	15.42	14.95	15.75	15.40	15.25	14.70
Fe ₂ O ₃	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0.88	He опр.	He опр.	1.03	1.24	1.18	1.39	1.21
FeO	»	»	»	»	»	0.93	»	»	0.42	0.54	0.91	0.56	1.40
Fe ₂ O ₃ общ.	1.76	1.67	1.92	4.16	1.92	He опр.	3.65	2.08	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
MnO	0.04	0.03	0.03	0.08	0.05	0.03	0.03	0.05	0.01	0.03	0.02	0.03	0.04
MgO	0.10	0.12	0.23	1.66	0.35	0.23	0.52	0.10	0.13	0.32	0.58	0.40	0.44
CaO	1.06	0.60	0.81	2.91	1.34	0.42	1.74	0.91	0.26	0.64	0.90	0.75	1.70
Na ₂ O	5.14	4.37	4.66	5.22	3.93	4.26	5.83	4.05	4.89	4.89	5.76	4.96	4.46
K ₂ O	3.12	5.20	4.69	3.08	4.93	4.47	3.93	5.09	5.38	5.25	4.07	5.03	4.91
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.03	0.21	0.03	0.05	0.10	0.07	0.05	0.07	0.12	0.10	0.14
П.п.п.	0.76	0.40	1.03	1.18	1.22	0.62	1.02	0.90	0.53	0.70	0.63	0.61	0.82
Сумма	100.05	100.00	100.24	99.78	99.94	99.56	100.17	100.01	99.59	99.59	100.00	99.57	99.64
Co	2	2	2	10	< 2	< 2	3	< 2	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	2
Ni	5	6	3	23	2	4	3	2	»	»	»	»	10
Sc	3	2	< 2	9	2	2	2	3	»	»	»	»	3
V	33	30	13	58	15	8	33	15	»	»	»	»	14
Cr	< 6	< 6	< 6	25	< 6	He обн.	< 6	< 6	»	»	»	»	8
Rb	63.7	105.4	94.6	63.1	102.0	126.8	53.5	96.1	99.4	86.5	64.7	86.7	82.1
Sr	471.2	168.4	280.5	589.9	447.2	148.5	588.0	490.5	169.3	300.7	507.0	277.0	416.1
Y	15.8	16.3	8.8	13.5	21.3	17.8	12.8	16.5	16.4	9.0	18.8	16.4	14.8
Zr	166.1	101.4	149.0	201.9	212.7	112.9	348.0	242.4	115.4	230.7	255.5	185.9	124.4
Nb	11.5	13.0	8.4	5.7	12.3	13.6	6.8	7.3	10.5	9.1	11.3	10.0	8.6
Ba	619.2	344.6	636.5	1131.0	1155.0	406.1	1148.9	1618.7	794.4	1345.1	1111.2	998.0	820.5
La	37.98	26.01	30.38	31.84	31.41	31.18	31.34	46.20	34.04	53.73	57.75	51.87	27.68
Ce	66.42	48.78	49.27	59.36	61.38	57.02	52.59	87.64	80.52	105.16	95.76	90.63	52.85
Pr	7.84	6.15	4.98	6.80	7.37	6.97	6.31	10.47	7.27	10.01	10.69	11.21	6.42
Nd	23.40	17.78	14.22	26.07	21.63	19.92	20.83	34.97	23.51	28.65	36.51	35.48	17.46
Sm	4.77	2.94	2.61	4.91	3.63	2.87	3.69	6.27	5.31	3.89	5.16	5.47	3.02
Eu	0.72	0.29	0.42	1.15	0.42	0.27	0.80	1.54	0.66	0.70	1.12	0.99	0.45
Gd	2.70	2.24	1.54	2.59	2.52	2.28	2.52	4.00	2.72	1.60	2.89	2.47	2.24
Tb	0.40	0.34	0.19	0.35	0.37	0.27	0.32	0.51	0.37	0.24	0.38	0.42	0.31
Dy	2.41	1.93	1.22	1.82	2.20	1.73	2.06	2.99	2.28	1.31	2.39	2.34	1.71
Ho	0.51	0.41	0.23	0.36	0.44	0.37	0.39	0.56	0.46	0.27	0.46	0.45	0.36
Er	1.60	1.39	0.81	1.02	1.37	1.22	1.19	1.58	1.25	0.74	1.28	1.13	1.15
Tm	0.25	0.24	0.12	0.16	0.25	0.20	0.18	0.24	0.22	0.13	0.20	0.17	0.19
Yb	1.68	1.61	0.83	1.02	1.90	1.41	1.51	1.60	1.47	0.86	1.34	1.06	1.18
Lu	0.29	0.25	0.18	0.18	0.36	0.24	0.25	0.28	0.24	0.14	0.25	0.22	0.20
Hf	5.08	4.33	4.60	4.96	5.57	3.98	8.29	5.90	3.42	4.86	5.68	3.83	3.94
Th	24.51	34.62	20.41	12.91	22.28	40.47	15.02	12.41	15.96	16.35	15.12	18.34	25.16
U	5.29	3.89	1.40	3.22	2.63	4.86	2.12	1.39	1.36	2.34	2.26	2.36	4.57
f*	0.94	0.93	0.88	0.69	0.83	0.88	0.86	0.95	0.91	0.84	0.77	0.82	0.85
ASI	0.99	0.98	0.92	0.93	1.06	1.07	0.95	1.12	1.04	1.06	0.99	1.02	0.93
(La/Yb) _N	15.13	10.83	24.42	20.98	11.03	14.75	13.90	19.35	15.50	41.55	28.82	32.73	15.67
Eu*	0.62	0.35	0.64	0.99	0.43	0.32	0.80	0.95	0.54	0.86	0.89	0.83	0.53
T, °C	785	742	767	779	810	760	833	828	756	815	816	792	748

Примечание. $f^* = \text{FeO}_{\text{общ.}} / (\text{FeO}_{\text{общ.}} + \text{MgO})$, $\text{ASI}(\text{мол}) = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, $\text{Eu}^* = \text{Eu}_n / (\sqrt{(\text{Sm}_n + \text{Gd}_n)})$. n — значения нормализованы по составу хондрита [Sun, McDonough, 1989]. T , °C — температуры начальных стадий кристаллизации родоначальных расплавов [Watson, Harrison, 1983]. Оксиды приведены в мас. %, элементы — в г/т. He опр. — элемент не определялся, не обн. — элемент не обнаружен.

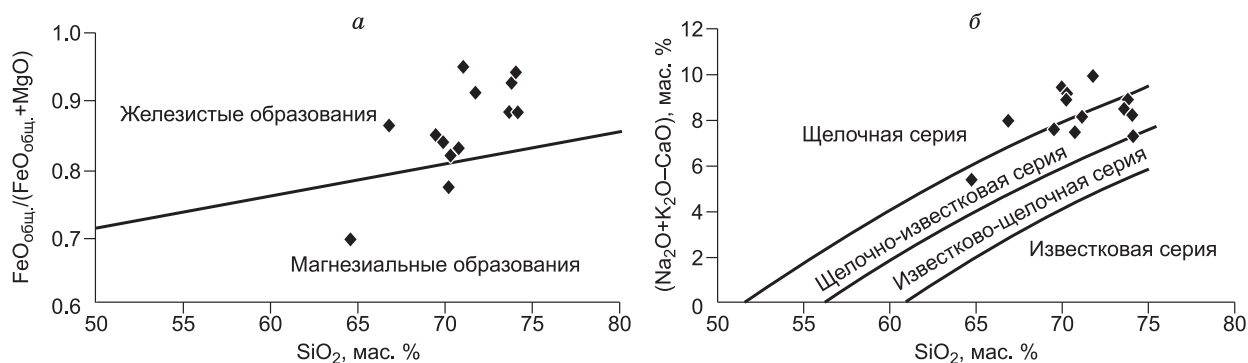


Рис. 5. Диаграммы $\text{FeO}_{\text{общ.}}/(\text{FeO}_{\text{общ.}} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (а) и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001] для динамометаморфизованных вулканитов кислого состава катаевской свиты и гранитов, прорывающих образования катаевской свиты.

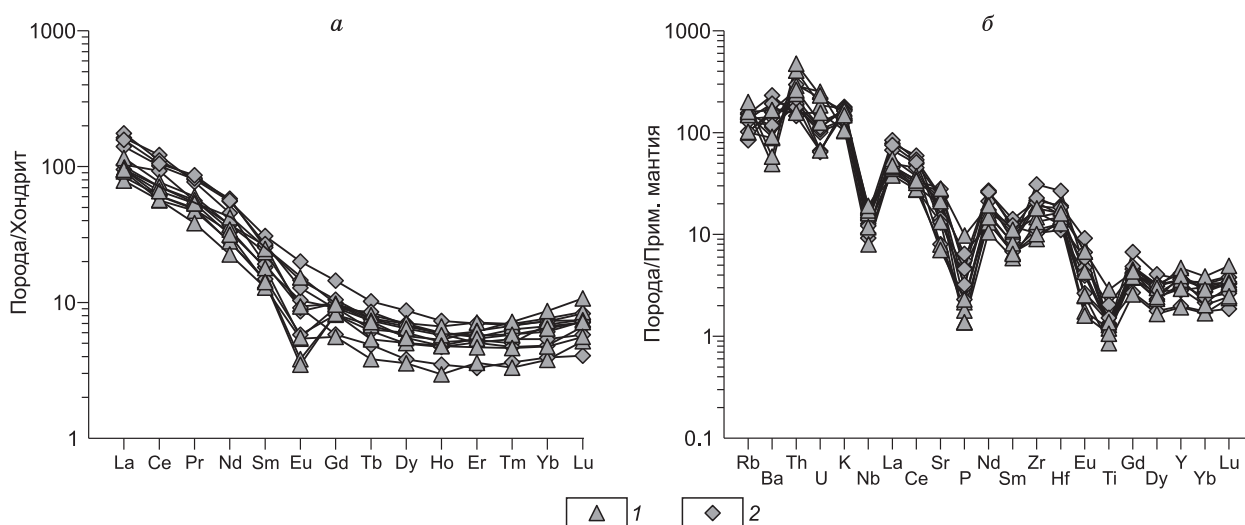


Рис. 6. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту (а), и мультиэлементные спектры, нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (б), для динамометаморфизованных вулканитов кислого состава катаевской свиты и гранитов, прорывающих образования катаевской свиты.

1 — дациты и риолиты, 2 — граниты.

$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ их фигуративные точки попадают в поля трахидацитов, трахириодацитов и трахириолитов (см. рис. 3, а). Большинство гранитов и вулканитов кислого состава на основании значений $f^* = \text{FeO}_{\text{общ.}}/(\text{FeO}_{\text{общ.}} + \text{MgO})$ следует относить к железистым образованиям, хотя некоторые из проанализированных пород соответствуют магнезиальным разностям (табл. 2, рис. 5, а). Высокие содержания щелочей в гранитах и вулканитах кислого состава позволяют рассматривать их как щелочные и щелочно-известковые образования (см. рис. 5, б) [Frost et al., 2001]. На основании индекса ASI, которое составляет 0.92—1.12 (табл. 2), исследованные породы кислого состава могут быть отнесены к метаглиноземистым или слегка перглиноземистым разностям. Характерными особенностями гранитов и вулканитов кислого состава являются повышенные содержания Sr (148—590 г/т), Ba (345—1619 г/т), низкие содержания Y (9—21 г/т) и Nb (6—14 г/т), фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 11—42$). Отличительной чертой гранитов является в большинстве случаев менее контрастно выраженная отрицательная европиевая аномалия на спектрах распределения REE ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.53—0.95$ в гранитах и $0.32—0.99$ в вулканитах) (рис. 6, а). Мультиэлементные спектры гранитов и кислых вулканитов практически идентичны и обнаруживают отрицательные аномалии Nb, P, Ti, положительные Th, Zr-Hf и отсутствие аномалии в спектре Sr (см. рис. 6, б).

На основании отмеченных выше петрогеохимических характеристик граниты и вулканиты кислого состава катаевской свиты невозможно однозначно отнести к одному типу гранитов, согласно существующих алфавитных классификаций [Chappell, White, 1974, 1992; Whalen et al., 1987]. В частности, высокие содержания щелочей и, следовательно, принадлежность исследованных пород к щелочной и щелочно-известковой сериям, а также железистый состав большинства образований (см. рис. 5, а, б) указывают на их близость гранитам А-типа. В то же время низкие концентрации таких элементов, как Y, Nb, Zr и повышенные содержания Sr, Ba (см. табл. 2) в проанализированных гранитах и вулканитах кислого состава катаевской свиты, существенно отличают их от классических гранитов А-типа [Whalen et al., 1987]. По содержанию этих элементов изученные породы следует сопоставлять с гранитами I-типа [Chappell, White, 1974, 1992]. На диаграммах в координатах Rb — (Nb + Y) и Nb — Y Дж. Пирса с соавторами [Pearce et al., 1984] (не показаны) фигуративные точки метавулканитов кислого состава и гранитов попадают в поле гранитов островных дуг и активных континентальных окраин.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Для определения возраста катаевской свиты была отобрана проба вулканитов кислого состава (обр. 05153) (см. рис. 2). Исследованная порода представляет собой риолит, в котором сохранилась первичная порфиновая структура. Динамометаморфические изменения выражены появлением в породе вторичных биотита, хлорита, эпидота, развитием серицита по плагиоклазу. Из пробы был выделен акцессорный циркон. Последний представлен бесцветными идиоморфными кристаллами. Размеры зерен циркона варьируются от 50 до 150 мкм, удлинение кристаллов — 1:1, 2:1. Результаты анализа четырнадцати зерен циркона на ионном микроанализаторе SHRIMP-II представлены в табл. 3 и на рис. 7, а. Концентрации урана и тория составляют 115—1580 и 101—1956 г/т соответственно. Отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ варьируются в узком диапазоне от 0.64 до 1.47. На изотопной диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ [Tera, Wasserburg, 1972] по тринадцати точкам изученного циркона получен конкордантный возраст 226 ± 3 млн лет (СКВО = 0.31). Одна точка (05153, 8) была исключена из расчетов. Измерение в этой точке было проведено возле небольшого включения в кристалле циркона, что может указывать на смешанный возраст, не имеющий геологического значения. Согласно с морфологическими особенностями циркона,

Таблица 3. Результаты U-Pb анализа цирконов из риолита катаевской свиты (обр. 05153)

Образец, кристалл	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U, г/т	Th, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения				Возраст, млн лет (1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
					(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$	
05153, 1	0.375	356	373	1.08	27.87369	0.47759	0.04748	0.00183	227 ± 4
05153, 3	0.087	640	616	0.99	28.77592	0.47056	0.05089	0.00104	220 ± 4
05153, 4	0.179	289	397	1.42	28.66623	0.50964	0.05068	0.00139	221 ± 4
05153, 5	0.181	545	643	1.22	26.39770	0.43387	0.04994	0.00094	240 ± 4
05153, 6	—	533	758	1.47	28.66929	0.47333	0.05174	0.00073	221 ± 4
05153, 7	—	1580	1956	1.28	27.92194	0.44350	0.05121	0.00048	227 ± 4
05153, 8	0.630	233	153	0.68	25.30555	0.44343	0.04947	0.00286	250 ± 4
05153, 9	0.284	315	195	0.64	27.93944	0.48012	0.04850	0.00186	227 ± 4
05153, 10	0.451	211	186	0.91	28.68527	0.53096	0.04611	0.00411	221 ± 4
05153, 11	0.186	341	433	1.31	28.61196	0.49462	0.05188	0.00167	221 ± 4
05153, 12	0.879	115	101	0.90	27.71373	0.56231	0.04773	0.00285	229 ± 5
05153, 13	0.241	269	294	1.13	28.05317	0.55811	0.04880	0.00166	226 ± 4
05153, 14	0.263	466	442	0.98	27.83800	0.46627	0.04828	0.00153	228 ± 4
05153, 15	—	342	421	1.27	28.38802	0.48924	0.05321	0.00126	223 ± 4

Примечание. Погрешности приводятся на уровне 1σ . Pb_e и Pb^* обозначают обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка в калибровке стандарта составляла 0.48 % (2σ). (1) — внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному ^{204}Pb .

Рис. 7. Диаграммы $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ [Tera, Wasserburg, 1972] для цирконов из риолита катаевской свиты (обр. 05153) (а) и из гранита, прорывающего образования катаевской свиты (обр. 06525) (б).

Номера точек соответствуют номерам кристаллов: а — в табл. 3, б — в табл. 4.

свидетельствующими о его магматическом происхождении, полученное значение возраста может быть проинтерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст риолитов.

Для датирования гранитов, прорывающих образования катаевской свиты, был взят обр. 06525 (см. рис. 2), из которого был выделен акцессорный циркон, представленный бесцветными, прозрачными, реже полупрозрачными, идиоморфными и субидиоморфными кристаллами. Размеры зерен циркона изменяются от 100 до 200 мкм, удлинение кристаллов — 1:1, 2:1. Результаты анализа восьми зерен циркона на ионном микроанализаторе SHRIMP-II представлены в табл. 4 и на рис. 7, б. В измеренных зернах концентрации урана и тория составляют 94—880 и 86—1332 г/т соответственно. Отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ варьируются в узком диапазоне от 0.94 до 1.87. На изотопной диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ [Tera, Wasserburg, 1972] по восьми точкам изученного циркона получен конкордантный возраст 223.4 ± 5.0 млн лет (СКВО = 0.18). Согласно с морфологическими особенностями циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, полученное значение возраста может быть проинтерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст гранитов.

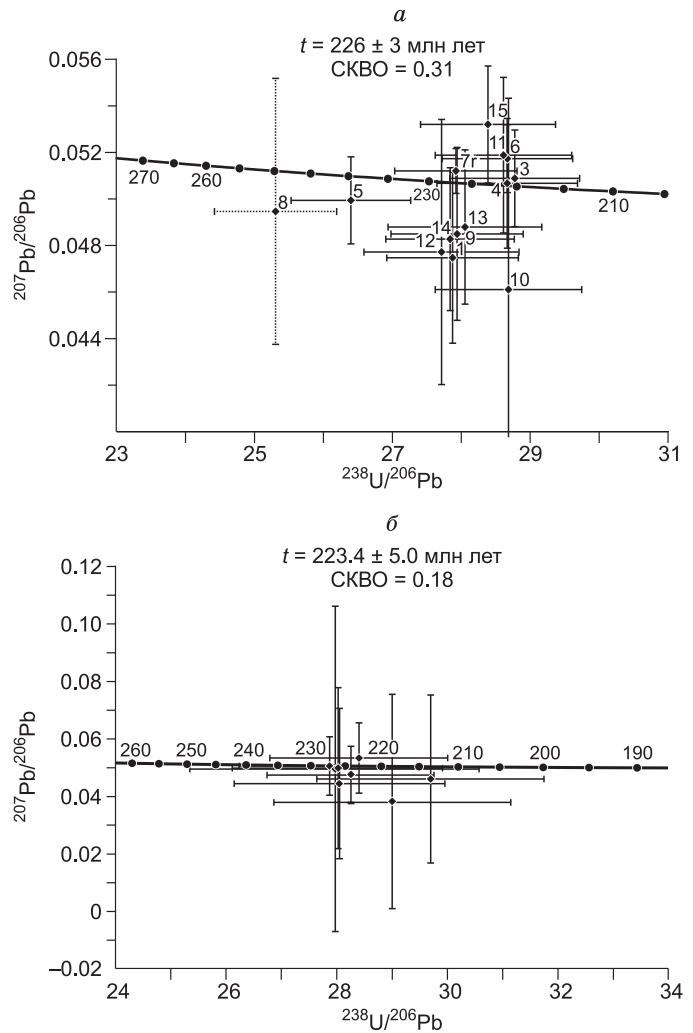


Таблица 4. Результаты U-Pb анализа цирконов из гранита, прорывающего образования катаевской свиты (обр. 06525)

Образец, кристалл, кратер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, г/т	Th, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения				Возраст, млн лет (1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
					(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$		(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$		
						$\pm\%$		$\pm\%$	
06525, 2, 1	4.64	207	370	1.84	29.00	3.7	0.0380	49	218.5 ± 7.9
06525, 3, 1	3.10	94	86	0.94	28.00	4.6	0.0500	57	226.0 ± 10.0
06525, 4, 1	2.33	184	252	1.41	28.04	3.4	0.0440	29	225.8 ± 7.5
06525, 5, 1	0.81	880	1332	1.56	28.25	2.7	0.0475	11	224.2 ± 5.9
06525, 6, 1	1.76	177	224	1.31	28.01	3.4	0.0500	28	226.1 ± 7.5
06525, 7, 1	0.72	329	405	1.27	27.87	2.9	0.0506	10	227.2 ± 6.5
06525, 8, 1	2.26	254	434	1.77	29.70	3.5	0.0460	32	213.5 ± 7.3
06525, 9, 1	1.30	371	670	1.87	28.40	2.8	0.0533	12	223.1 ± 6.2

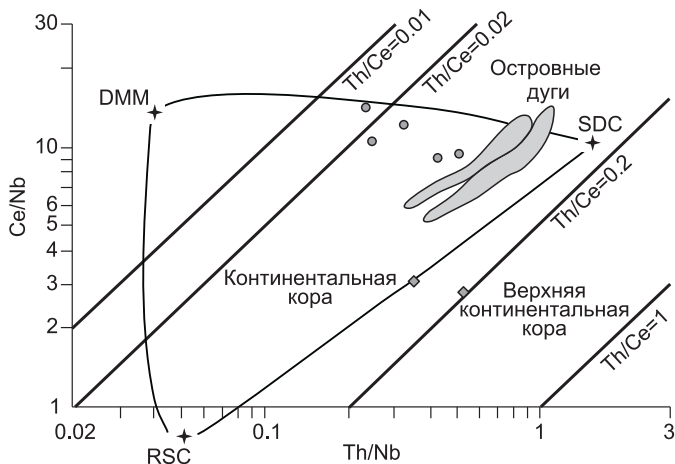
Примечание. Погрешности приводятся на уровне 1σ. Pb_c и Pb^* обозначают обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка в калибровке стандарта составляла 0.88 % (1σ). (1) — внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному ^{204}Pb .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрогенезис вулканитов катаевской свиты и гранитов. Трахибазальты и трахиандезиты катаевской свиты характеризуются хорошо выраженными отрицательными аномалиями по Nb и Ti, положительными аномалиями по Ba и Sr на мультиэлементных спектрах (см. рис. 4, б), а также повышенными содержаниями Th относительно базальтов типа MORB. Такие геохимические особенности являются специфической характеристикой магматических образований, формирование которых в той или иной степени связано с процессами субдукции [Saunders et al., 1988; Симаненко и др., 2006; Dampare et al., 2008]. Индикаторные геохимические отношения La/Nb в базальтоидах изменяются от 3.9 до 6.9, что свидетельствует в пользу образования данных пород за счет плавления обогащенного литосферного источника [Fitton et al., 1988]. Отрицательные Nb и Ti аномалии на мультиэлементных спектрах базальтоидов также могут указывать и на контаминацию мантийного источника коровым материалом [Rollinson, 1993; Dampare et al., 2008]. Однако геохимические характеристики исследованных вулканитов основного состава катаевской свиты не показывают значительного влияния на их состав процессов коровой контаминации. В частности, изученные базальтоиды характеризуются значениями геохимического отношения $(Th/La)_{pm} \leq 1$ (см. табл. 1), что не типично для контаминированных пород [Туркина, Ножкин, 2008]. Кроме того, в базальтоидах катаевской свиты отмечаются высокие значения отношений несовместимых элементов Ce/Nb, варьирующиеся от 9.2 до 10.8, которые близки к таковым в деплетированном источнике типа MORB (DMM, по [Saunders et al., 1988]) и субдукционном мантийном компоненте (SDC, по [Saunders et al., 1988]) и отличаются от отношений Ce/Nb как в нижней, так и в верхней континентальной коре [Rudnik, Fountain, 1995]. На диаграмме Ce/Nb—Th/Nb [Saunders et al., 1988] точки составов базальтоидов катаевской свиты располагаются между точками DMM и SDC, что может указывать на формирование их в результате плавления мантийного источника, образованного за счет смешения деплетированного мантийного и субдукционного компонентов (рис. 8).

Для трахиандезитов в сравнении с базальтоидами типичны повышенные содержания Th и U (см. табл. 1) и положительная Th-U аномалия на мультиэлементных спектрах (см. рис. 4, б), при этом содержания других несовместимых элементов, в частности, Nb, Y, Zr, La, в трахиандезитах и базальтоидах сходны (см. табл. 1, рис. 4, б). Высокие содержания Th в трахиандезитах привели к тому, что индикаторные геохимические отношения несовместимых элементов с Th в трахиандезитах сильно отличаются от подобных отношений в базальтоидах, при близких отношениях других несовместимых элементов. В частности, отношения Th/Nb в трахиандезитах составляют 0.98—1.32, а в базальтоидах — 0.23—0.50, отношения же, например, Y/Nb = 2.5—3.5 и 2.4—3.9 в трахиандезитах и базальтоидах соответственно (см. табл. 1). Индикаторное геохимическое отношение $(Th/La)_{pm}$ в трахиандезитах всегда больше 1 (см. табл. 1). Увеличение Th в трахиандезитах при близких содержаниях других несовместимых элементов может свидетельствовать об их формировании в результате контаминации мантийного источника, близкого по составу базальтоидам катаевской свиты, коровым материалом с высоким Th. Подобный же вывод был сделан А.М. Козловским с соавторами [2007] при изучении позднепалеозойских комендитов хребтов Ноен и Тост Южной Монголии, которые характеризуются повышенными содержаниями Th относительно других пород изученной авторами бимодальной магматической ассоциации.

Вулканитам кислого состава катаевской свиты и прорывающим их гранитам свойственны идентичные геохимические характеристики (см. рис. 3, б). Так как возраст вулканитов и гранитов совпадает в пределах ошибки определения, то мы можем полагать, что вулканиты кислого состава и граниты могли образовываться за счет плавления единого источника. Проанализированные породы обнаруживают геохимические характеристики гранитов А- и I-типов. На основании экспериментальных данных было



показано, что граниты обоих типов могут быть образованы за счет плавления близких по составу источников, а именно магматичес-

Рис. 8. Диаграмма Ce/Nb—Th/Nb [Saunders et al., 1988] для динамометаморфизованных вулканитов основного состава катаевской свиты.

DMM — деплетированная MORB мантия, RSC — остаточный компонент слэба, SDC — субдукционный компонент. Линиями показаны траектории смешения между компонентами. Точки составов верхней континентальной коры, среднего состава коры и поля базальтов островных дуг показаны по [Dampare et al., 2008].

ких источников диорит-тоналитового состава, только при разных условиях формирования расплавов [Skjerlie, Johnston, 1993, 1996; Туркина и др., 2006]. Мы предполагаем, что именно коровые магматические породы диорит-тоналитового (андезитового) состава и могли являться субстратом для вулканитов кислого состава катаевской свиты и прорывающих их гранитов. Особенности состава вулканитов кислого состава и гранитов, такие как повышенные содержания в них Sr, Ba, Th, дают нам основание считать, что их протолит также был обогащен этими элементами и позволяют предполагать, что их источник по составу был близок андезитам катаевской свиты.

Оценка температуры начальных стадий кристаллизации родоначальных для кислых вулканитов и гранитов расплавов была проведена на основе цирконового термометра Е.Б. Ватсона и Т.М. Харрисона [Watson, Harrison, 1983]. Рассчитанные температуры составили 742—833 °С (см. табл. 2), что в среднем несколько ниже температур формирования классических гранитов *A*-типа [Clemens et al., 1986; King et al., 1997; Klimm et al., 2003]. Умеренные значения температур начальных стадий кристаллизации расплава, а также фиксирующийся для отдельных пород магнезиальный состав (см. табл. 2, рис. 5, *a*) не позволяют рассматривать образование исследуемых кислых вулканитов и гранитов в «сухих» условиях и свидетельствуют об умеренно водонасыщенном расплаве. Вероятно, проанализированные породы могут быть отнесены к группе окисленных гранитов *A*-типа [Dall'AgnoI, Oliveira, 2007]. Пониженные даже относительно типичного состава гранита *I*-типа содержания Y в кислых вулканитах и гранитах (8.8—21.3 г/т против 31 г/т [Chappell, White, 1992]), умеренно высокие значения отношения Sr/Y, варьирующиеся от 8 до 46, фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ((La/Yb)_n = 11—42) указывают на формирование данных пород в равновесии с амфиболсодержащим рестином и нижнекоровые условия плавления [Туркина, 2000].

Геодинамическая интерпретация. Проведенные исследования позволили выделить в пределах Западного Забайкалья — Северной Монголии Катаевскую вулканоплутоническую ассоциацию поздне-триасового возраста, представленную разнообразными вулканитами субщелочной БАДР серии, относимыми к катаевской свите, и гранитами, близкими по составу к вулканитам кислого состава этой свиты.

Формирование пород Катаевской ассоциации происходило одновременно с образованием известково-щелочных гранитоидов Хентей-Даурского батолита, расположенного к югу (в современных координатах) от нее (см. рис. 1). Возраст гранитоидов Хентей-Даурского батолита, определенный U-Pb методом, оценивается в диапазоне 207—227 млн лет [Ярмолюк и др., 2002]. Кроме того, одновременно с образованием пород Катаевской вулканоплутонической ассоциации и Хентей-Даурского батолита к северу от них (в современных координатах) формировались щелочные граниты и бимодальные вулканические ассоциации, относимые к Северо-Монгольскому-Забайкальскому (или Селенгинскому) поясу. В частности, на этом временном интервале происходило формирование субщелочных и щелочных гранитов и сиенитов, трахириолитов, комендитов, базальтов и долеритов Харитоновской и Цаган-Хуртейской вулканоплутонических ассоциаций [Литвиновский и др., 1995, 2001; Ярмолюк и др., 2001]. Rb-Sr изохронный возраст щелочных гранитов Харитоновской ассоциации оценивается как 209.0 ± 2.7 млн лет, а комендитов — 213.6 ± 8.6 млн лет [Ярмолюк и др., 2001]. Rb-Sr изохронный возраст трахибазальтов — комендитов Цаган-Хуртейской ассоциации был рассчитан как 212 ± 5 млн лет [Литвиновский и др., 2001].

Отметим также, что близковозрастные породам Катаевской ассоциации магматические образования главным образом щелочного состава были исследованы в пределах Северо-Гобийского вулканоплутонического пояса (см. рис. 1), располагающегося к западу и югу от Хентей-Даурского батолита [Ярмолюк и др., 2002]. Ar-Ar возраст по амфиболу из щелочных гранитов Баян-Уланского массива оценивается как 221 ± 5 и 220 ± 1 млн лет, а U-Pb возраст биотитовых гранитов Хархоринского массива как 228.0 ± 2.7 [Ярмолюк и др., 2002].

Одновременное образование вулканоплутонических ассоциаций нормальной и повышенной щелочности в пределах Западного Забайкалья — Северной Монголии хорошо согласуется с геодинамической обстановкой активной континентальной окраины андского типа, которая предполагается для этого региона на раннемезозойский период [Zorin, 1999].

Выделение в пределах Западного Забайкалья — Северной Монголии Катаевской вулканоплутонической ассоциации позволило добавить недостающее звено в схему развития поздне-триасового магматизма данной территории. Считается, что в пределах классической активной континентальной окраины присутствуют разнообразные по составу магматические образования, расположение которых подчиняется определенной зональности по мере удаления от океана в глубь континента. В частности, для гранитоидов отмечается последовательное увеличение щелочности от низкокальциевых до щелочных разновидностей [Barbarin, 1999]. До исследования Катаевской вулканоплутонической ассоциации отмечались резкие различия химических составов магматических пород кислого состава в пределах Западного Забайкалья — Северной Монголии к северу от Монголо-Охотского шва: от известково-щелочных гранитов Хентей-Даурского батолита к щелочным магматическим породам Харитоновской и Цаган-Хуртейской

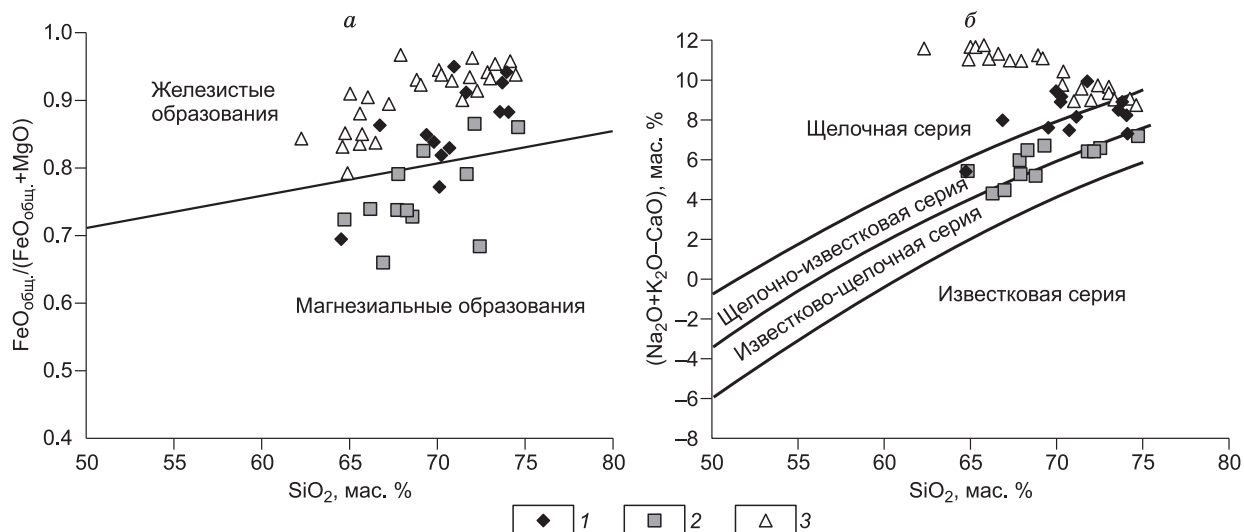


Рис. 9. Диаграммы $\text{FeO}_{\text{общ.}}/(\text{FeO}_{\text{общ.}} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (а) и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001] для пород кислого состава Катаевской вулканоплутонической ассоциации (1), известково-щелочных гранитов Хентей-Даурского батолита (2) и щелочных гранитов и вулканитов Харитоновской и Цаган-Хуртейской вулканоплутонических ассоциаций (3).

Химические составы известково-щелочных гранитов Хентей-Даурского батолита взяты из работы [Коваль, 1998], щелочных гранитов и вулканитов Харитоновской и Цаган-Хуртейской вулканоплутонических ассоциаций из [Ярмолюк и др., 2001; Воронцов и др., 2007].

вулканоплутонических ассоциаций. Эти различия наглядно отражаются на диаграммах Б.Р. Фроста [Frost et al., 2001], построенных на основе содержаний петрогенных оксидов (рис. 9). Расположение фигуративных точек гранитов Хентей-Даурского батолита и пород Харитоновской и Цаган-Хуртейской вулканоплутонических ассоциаций на данных диаграммах не показывает полей перекрытия составов. Вулканиты кислого состава и граниты Катаевской вулканоплутонической ассоциации обнаружили составы, переходные между гранитами Хентей-Даурского батолита и щелочными магматическими образованиями Харитоновской и Цаган-Хуртейской вулканоплутонических ассоциаций (см. рис. 9), что позволило рассмотреть их как недостающее звено в последовательности магматических пород кислого состава от Монголо-Охотского шва к северу в глубь континента. Подобная последовательность хорошо согласуется с обстановкой активной континентальной окраины, развивающейся над полого погружающейся зоной субдукции.

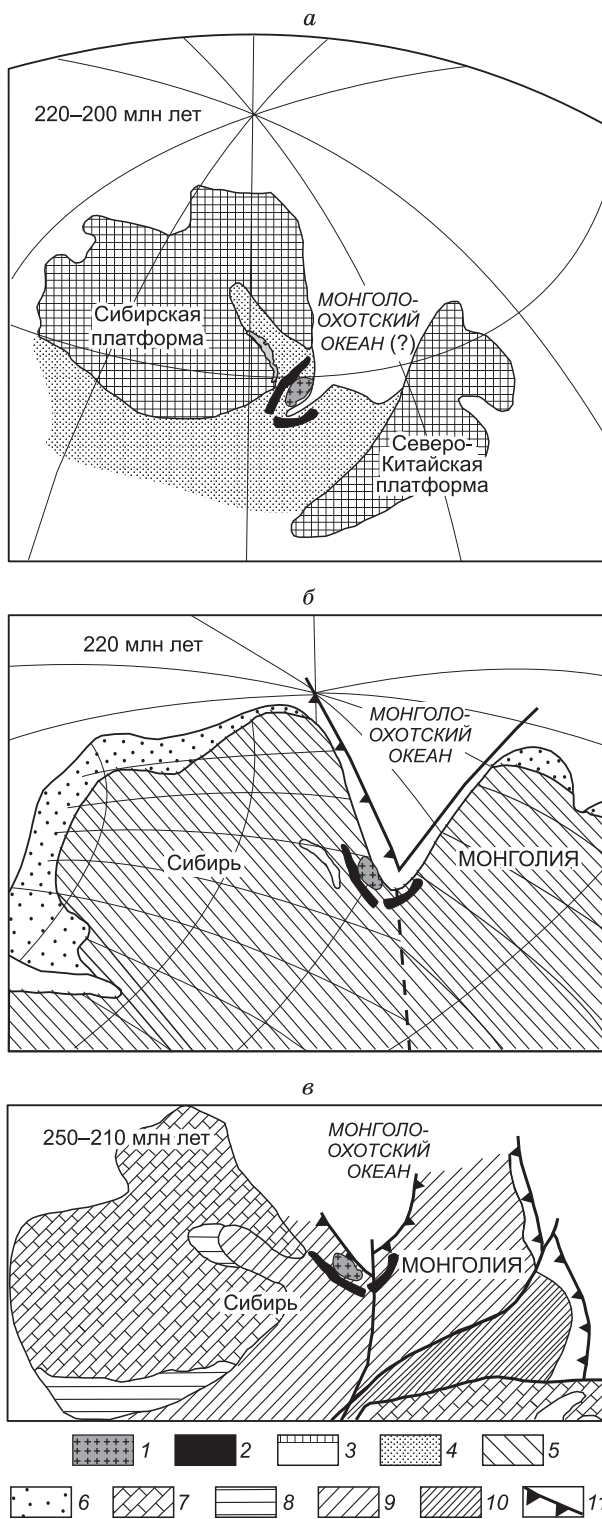
Географически образования Катаевской вулканоплутонической ассоциации попадают в пределы Селенгинского или Северо-Монгольского-Забайкальского вулканоплутонического пояса, в котором ранее выделялись только щелочные магматические образования. Однако петрогеохимические особенности исследованных метавулканитов катаевской свиты свидетельствуют об их образовании при значительном влиянии процессов субдукции. Этот вывод позволяет нам «передвинуть» южную (в современных координатах) границу раннемезозойского вулканоплутонического пояса, сложенного щелочными образованиями, к северу приблизительно до выходов пород Харитоновской и Цаган-Хуртейской ассоциаций (см. рис. 1). Кроме того, проведенные исследования позволяют продлить зону влияния субдуцирующей плиты Монголо-Охотского океана далее к северу от Монголо-Охотского шва. Ранее В.В. Ярмолюком с соавторами [2002] предполагался крутой угол наклона субдуцирующей океанической плиты Монголо-Охотского океана в северном направлении под Сибирский континент и, соответственно, ее малое влияние на формирование пород активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана. Авторы работ [Ярмолюк и др., 2000, 2002] отдавали предпочтение мантийному плюму как ключевому фактору, влияющему на процессы магмообразования в раннемезозое в пределах Западного Забайкалья — Северной Монголии. В качестве одного из доказательств влияния мантийного плюма авторы приводят вроде бы зонально-симметричное расположение щелочных магматических образований относительно Хентей-Даурского батолита, а именно распространение щелочных комплексов по северной, западной и южной периферии батолита (см. рис. 1). При этом отметим, что с восточной стороны батолита и к востоку от Монголо-Охотского шва раннемезозойские магматические образования отсутствуют. Это не отрицали и авторы цитируемых выше работ, что позволяло им делать вывод о том, что с восточной (в современных

Рис. 10. Расположение Хентей-Даурского батолита и обрамляющих его зон распространения щелочных пород на палинспастических реконструкциях восточной части Евразии на ранний мезозой.

a — модифицированная, согласно работы [Ярмолюк и др., 2002]; *б* — по [Зоненшайн и др., 1990]; *в* — по [Metelkin et al., 2010]. 1 — известково-щелочные граниты Хентей-Даурского батолита, 2 — щелочные породы обрамления Хентей-Даурского батолита, 3 — докембрийские платформы, 4 — континентальные массы, 5 — суша, 6 — мелководные моря, 7 — кратоны, 8 — позднепротерозойские орогены, 9 — алтаиды, 10 — манчуриты, 11 — зоны субдукции.

координатах) стороны батолита существовало океаническое пространство Монголо-Охотского океана. Однако В.В. Ярмолюк с соавторами [2002] в своих построениях предлагали такую конфигурацию бассейна Монголо-Охотского океана, что расположение магматических комплексов на раннемезозойское время полностью соответствовало их современному положению (рис. 10, *a*). Исходя из этого, они и делали выводы о зонально-симметричном расположении щелочных магматических комплексов. В то же время, согласно имеющимся реконструкциям, в том числе построенным и с использованием палеомагнитных данных, принимается несколько другая конфигурация бассейна Монголо-Охотского океана, допускающая, что Сибирский и Монгольский (Амурский) континенты располагались в раннем мезозое друг относительно друга под углом около 90° [Зоненшайн и др., 1990; Zhao et al., 1990; Metelkin et al., 2010]. Если нанести Хентей-Даурский батолит и щелочные магматические комплексы на палинспастические реконструкции Л.П. Зоненшайна с соавторами [1990] и Д.В. Метелкина и других [Metelkin et al., 2010], то в расположении щелочных магматических образований по периферии батолита не будет отмечаться зонально-симметричной ориентировки (см. рис. 10, *б*, *в*). При подобных реконструкциях щелочные магматические комплексы образуют магматическую дугу вокруг батолита, располагающуюся в определенной степени параллельно береговой линии Монголо-Охотского океана. Подобное нахождение магматических комплексов характерно для активных континентальных окраин андского типа [Mamani et al., 2010]. Мы склонны объяснить наблюдающееся в современной структуре региона симметричное расположение магматических комплексов вокруг Хентей-Даурского батолита перемещением плит, связанным с закрытием Монголо-Охотского океана, которое по разным оценкам и в разных частях океана имело место со средней юры и до раннего мела включительно [Sengör, Natal'in, 1996; Парфенов и др., 1999; Zorin, 1999; Yakubchuk, Edwards, 1999; Kravchinsky et al., 2002; Cogné et al., 2005; Metelkin et al., 2010].

Таким образом, проведенное изучение свидетельствует о ведущей роли субдукции в развитии магматических комплексов западно-забайкальской—северо-монгольской части Центрально-Азиатского складчатого пояса.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований были сделаны следующие выводы.

1. Располагающиеся в пределах нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского комплексов метаморфических ядер вулканогенно-осадочные образования катаевской свиты и ассоциирующие с ними граниты могут быть объединены в единую Катаевскую вулканоплутоническую ассоциацию. Датирование U-Pb методом по циркону риолитов из катаевской свиты показало, что они имеют возраст 226 ± 3 млн лет. Возраст гранитов, ассоциирующих с вулканитами, также определенный U-Pb методом по циркону, составил 223.4 ± 5.0 млн лет.

2. Вулканиты катаевской свиты принадлежат к субщелочной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии. Вулканиты основного состава катаевской свиты (трахибазальты и трахиандезитбазальты) имеют геохимические характеристики магматических образований, формирование которых связано с процессами субдукции. Для них типичны хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb и Ti, положительные аномалии по Ba и Sr на мультиэлементных спектрах. Специфика составов вулканитов основного состава указывает на формирование данных пород в результате плавления мантийного источника, образованного за счет смешения деплетированного мантийного и субдукционного компонентов. Андезиты по сравнению с базальтоидами характеризуются повышенными содержаниями Th и U, что может свидетельствовать об их формировании в результате контаминации мантийного источника, близкого по составу базальтоидам катаевской свиты, коровым материялом с высоким содержанием Th. Вулканитам кислого состава катаевской свиты и прорывающим их гранитам свойственны во многом идентичные геохимические характеристики, которые соответствуют гранитам A- и I-типов. Образование вулканитов кислого состава и гранитов могло происходить за счет плавления умеренно водонасыщенного магматического источника диорит-тоналитового состава при температурах 742—833 °C.

3. Формирование пород Катаевской вулканоплутонической ассоциации Западного Забайкалья и Северной Монголии происходило в позднем триасе одновременно с образованием известково-щелочных гранитоидов Хентей-Даурского батолита и щелочных гранитов и бимодальных вулканических ассоциаций Харитоновской и Цаган-Хуртейской вулканоплутонических ассоциаций. Одновременное образование вулканоплутонических ассоциаций нормальной и повышенной щелочности хорошо согласуется с геодинамической обстановкой активной континентальной окраины андского типа, существовавшей в раннем мезозое на территории современных Западного Забайкалья и Северной Монголии и связанной с субдукцией океанической плиты Монголо-Охотского океана под Сибирский континент.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований СО РАН № 10 и РФФИ (грант 08-05-92211).

ЛИТЕРАТУРА

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандмирова Г.П. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской—Западно-Забайкальской рифтовой зоны // *Петрология*, 2007, т. 15, № 1, с. 37—60.

Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-б 1:1 500 000. М., Мингео СССР, 1983.

Донская Т.В., Скляр Е.В., Мазукабзов А.М. Синкинематические интрузии обрамления Заганского комплекса метаморфического ядра (Юго-Западное Забайкалье): геохимия и петрогенезис // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41 (10), с. 1369—1378.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М., Недра, 1990, кн. 2, 334 с.

Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Беличенко В.Г. Комплексы метаморфических ядер и раннемеловой рифтогенез в Забайкалье // *Геология и геофизика*, 1997, т. 38 (10), с. 1574—1583.

Избродин И.А., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Посохов В.Ф. Возраст метаморфизма силлиманитсодержащих сланцев Кяхтинского месторождения (Юго-Западное Забайкалье) // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (2), с. 235—239.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Понмарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // *Петрология*, 2003, т. 11, № 2, с. 164—178.

Коваль П.В. Региональный химический анализ гранитоидов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998, 492 с.

Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Саватенков В.М., Веливецкая Т.А. Трахиты, комендиты и пантеллериты позднепалеозойской рифтогенной бимодальной ассоциации хребтов Ноен и

Тост Южной Монголии: особенности дифференциации и контаминации щелочно-салических расплавов // Петрология, 2007, т. 15, № 3, с. 257—282.

Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Необычные рубидий-стронциевые данные о возрасте двух эталонных щелочно-гранитоидных массивов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (12), с. 65—72.

Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандиминова Г.П., Кузьмин Д.В. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской 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., Скляров Е.В., Пономарчук В.А., Сальникова Е.Б. Структура и возраст комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (Юго-Западное Забайкалье) // Докл. РАН, 2006, т. 406, № 6, с. 788—792.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, № 5, с. 24—43.

Попеко Л.И., Котляр Г.В., Куриленко А.В. Пермский этап геологической истории Забайкалья // Тихоокеанская геология, 2005, т. 24, № 6, с. 26—37.

Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // Геохимия, 2006, № 12, с. 1251—1265.

Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Доронина Н.А., Шафеев А.А. Заганский комплекс метаморфического ядра (Забайкалье) // Докл. РАН, 1994, т. 339, № 1, с. 83—86.

Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997, 182 с.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных. М., Изд-во «Интермет инжиниринг», 2001, 288 с.

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

Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501—526.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология, 2006, т. 14, № 3, с. 282—303.

Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., Книжный дом «Университет», 2005, 560 с.

Шарпенко Л.Н., Кухаренко Е.А., Костин А.Е. Новые положения петрографического кодекса о вулканогенных образованиях // Вулканизм и геодинамика: материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 3. Улан-Удэ, Изд-во БурятНИЦ СО РАН, 2006, с. 652—656.

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

Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Джань Б.-М., Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандиминова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология, 2001, т. 9, № 4, с. 351—380.

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.

Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos, 1999, v. 46, p. 605—626.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol., 1974, v. 8, p. 173—174.

Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 1992, v. 83, p. 1—26.

Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. Origin of an A-type granite: experimental constraints // Amer. Miner., 1986, v. 71, p. 317—324.

Cogné J.P., Kravchinsky V.A., Halim N., Hankard F. Late Jurassic — Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia) // Geophys. J. Int., 2005, v. 63, p. 813—832.

- Dall'Agnol R., Oliveira D.C.** Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of *A*-type granites // *Lithos*, 2007, v. 93, p. 215—233.
- Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osaé S., Banoeng-Yakubo B.** Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: petrogenetic and tectonic setting implications // *Precam. Res.*, 2008, v. 162, p. 403—423.
- Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M., Hegner E.** Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // *J. Geol. Soc.*, 2008, v. 165, p. 405—421.
- Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P.** The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States // *J. Petrol. (Special Lithosphere Issue)*, 1988, p. 331—349.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.** A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2033—2048.
- King P.L., White A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M.** Characterization and origin of aluminous *A*-type granites from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia // *J. Petrol.*, 1997, v. 38, p. 371—391.
- Klimm K., Holtz F., Johannes W., King P.L.** Fractionation of metaluminous *A*-type granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia // *Precam. Res.*, 2003, v. 124, p. 327—341.
- Kravchinsky V.A., Cogné J.P., Harbert W.P., Kuzmin M.I.** Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 148, p. 34—57.
- Le Maitre R.W.** A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 1a, 1999. 49 p.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.00: a user's manual. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 2, 2000, 17 p.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.02: a user's manual. Berkeley, Berkeley Geochronology Centre, Spec. Publ. 2, 2001a, 19 p.
- Ludwig K.R.** Isoplot/Ex rev. 2.49. Berkeley, Berkeley Geochronology Centre, 2001b, 54 p.
- Mamani M., Wörner G., Sempere T.** Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): tracing crustal thickening and magma generation through time and space // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 2010, v. 122, p. 162—182.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D.** Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18, p. 400—419.
- Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P.** Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochimica Acta Part B: atomic Spectroscopy*, 2003, v. 58, p. 341—350.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 956—983.
- Rollinson H.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. UK, Longman Scientific and Technical, 1993, 352 p.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.** Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.*, 1995, v. 33, p. 267—309.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol. (Special Lithosphere Issue)*, 1988, p. 415—445.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A.** Palaeotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia* / Eds. A. Yin, T.M. Harrison. Cambridge, Cambridge University Press, 1996, p. 486—640.
- Skjerlie K.P., Johnston A.D.** Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites // *J. Petrol.*, 1993, v. 34, p. 785—815.
- Skjerlie K.P., Johnston A.D.** Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, p. 661—691.
- Stacey J.S., Kramers J.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 207—221.
- Steiger R.H., Jäger E.** Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 359—362.

Stern R.A. A new isotopic and trace-element standard for the ion microprobe: preliminary thermal ionization mass spectrometry (TIMS) U-Pb and electron-microprobe data. Ottawa, Geol. Surv. Canada, 2001, 16 p.

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

Tera F., Wasserburg G.I. U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 17, p. 36—51.

Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen // *J. Geol. Soc.*, 2005, v. 162, p. 125—134.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 64, p. 295—304.

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

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis // *Geostand. Newslett.*, 1995, v. 19, p. 1—3.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.*, 1977, v. 20, p. 325—343.

Yakubchuk A.S., Edwards A.C. Auriferous Palaeozoic accretionary terranes within the Mongol-Okhotsk suture zone, Russian Far East // *Proceedings Pacrim '99* / Ed. G. Weber. Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publications Series, 1999, v. 4, № 99, p. 347—358.

Zhao X., Coe R.S., Zhou Y.X., Wu H.R., Wang J. New palaeomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*, 1990, v. 181, p. 43—81.

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia—Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*, 1999, v. 306, p. 33—56.

*Рекомендована к печати 15 июля 2011 г.
В.А. Вершиковским*

*Поступила в редакцию 5 апреля 2010 г.,
после доработки — 22 февраля 2011 г.*