

КАРБОНАТИТЫ В КОЛЛИЗИОННЫХ ОБСТАНОВКАХ И КВАЗИКАРБОНАТИТЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОЛЬХОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ

**Е.В. Скляр¹, В.С. Федоровский², А.Б. Котов³, А.В. Лавренчук⁴, А.М. Мазукабзов¹, В.И. Левицкий⁵,
Е.Б. Сальникова³, А.Е. Старикова⁴, С.З. Яковлева³, И.В. Анисимова³, А.М. Федосеенко³**

¹ *Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

² *Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

³ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

⁴ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

⁵ *Институт геохимии СО РАН им. А.П. Виноградова, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

Присутствие карбонатитов, ассоциирующих с сиенитами и субщелочными базитами (лампрофирами), в зоне континентальной коллизии Гималаев позволяет предполагать возможность их обнаружения и в других фанерозойских коллизионных обстановках. В качестве одного из таких возможных проявлений рассматривается раннепалеозойская Ольхонская коллизионная система Западного Прибайкалья, где в пределах Тажеранского массива щелочных и нефелиновых сиенитов выявлены субщелочные габброиды и своеобразные карбонатные (бруситовые мраморы) и карбонатно-силикатные породы. Определен возраст щелочных (471 млн лет), нефелиновых (451—464 млн лет) сиенитов и кальцифиров (466 млн лет), он соответствует этапу главных коллизионных событий Ольхонской системы. Приводится геохимическая характеристика магматических и карбонатных пород массива. Детальное картирование показало необычные соотношения сиенитов и бруситовых мраморов, а также нередкую жильную или трубообразную форму карбонатов и кальцифиров. Однако секущие взаимоотношения жильных тел мраморов и карбонатно-силикатных пород с сиенитами, «ксенолиты» последних в мраморах, свидетельствующие в пользу возможного магматического генезиса, противоречат геохимическим характеристикам карбонатных пород, отвечающих типично коровым образованиям. Не исключая возможность полного смещения мантийных меток в «коллизионном котле», мы предлагаем и два других возможных варианта объяснения имеющихся фактов: плавление карбонатных толщ сиенитовыми и базитовыми магмами с последующим внедрением карбонатного расплава в верхние части коры; протрузивное внедрение карбонатов в сиениты и габброиды на поздних этапах контактового воздействия силикатной магмы, а отмеченные выше структурные особенности карбонатов являются результатом пока не очень понятной по механизму поздней перекристаллизации.

Сиениты, карбонатиты, бруситовые мраморы, коллизионные системы, Тажеранский массив, Западное Прибайкалье.

CARBONATITES IN COLLISIONAL SETTINGS AND PSEUDO-CARBONATITES OF THE EARLY PALEOZOIC OL'KHON COLLISIONAL SYSTEM

**E.V. Sklyarov, V.S. Fedorovsky, A.B. Kotov, A.V. Lavrenchuk, A.M. Mazukabzov, V.I. Levitsky,
E.B. Sal'nikova, A.E. Starikova, S.Z. Yakovleva, I.V. Anisimova, and A.M. Fedoseenko**

Carbonatites associated with syenites and subalkalic mafic rocks (lamprophyres) occur in the Himalayan continental collisional zone, and this suggests their existence in other Phanerozoic collisional settings. The Early Paleozoic Ol'khon collisional system in Western Cisbaikalia is considered one of the possible occurrences. Subalkalic gabbroids as well as peculiar carbonate (brucite marbles) and calc-silicate rocks were found here, within the Tazheran massif of alkali and nepheline syenites. Alkali syenites, nepheline syenites, and calciphyres were dated at 471 Ma, 451—464 Ma, and 466 Ma, respectively, and their ages correspond to the main collisional events in the system. A geochemical description of igneous and carbonate rocks in the massif is provided. Close mapping showed unusual syenite and brucite marble combinations and the frequent vein or pipe-like form of carbonates and calciphyres corresponding to their magmatic intrusion. But carbonatite nature of the marble mentioned above does not fit their typical crustal geochemical features. Not ruling out the possibility of a total change of geochemical signatures of mantle carbonatite in the collisional medium, we propose two other possible explanations for these facts: (1) melting of carbonate masses by syenite and mafic magmas, followed by carbonate melt intrusion into the upper crust, and (2) protrusion of carbonates into syenites and gabbroids at the late stages of the contact action of a silicate magma. In this case, the above-mentioned carbonate structural features result from late recrystallization, whose mechanism is yet to be explained.

Syenites, carbonatite, brucite marbles, collisional systems, Tazheran massif, Western Cisbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

Карбонатиты, особенно в составе карбонатит-щелочно-ультраосновных комплексов, традиционно рассматриваются в качестве атрибута жестких кратонных блоков [Фролов и др., 2005]. По представлениям отечественных специалистов, их проявление, независимо от возраста, контролируется структурами растяжения, связанными с рифтогенными этапами деструкции земной коры в пределах кратонов [Кононова, 1984; Фролов и др., 2005]. В зарубежной литературе, посвященной геологическим аспектам карбонатитового магматизма, преобладает иная точка зрения. В частности, глобальная сводка Дж. Вивера [Veever, 2007] о распространении и возрасте карбонатитов, нефелиновых сиенитов и гранитов *A*-типа (ARC) в гондванских блоках показывает, что большинство карбонатитов приурочено к складчатым поясам Панафриканского орогенеза, объединяемым в Пангондванскую систему. Предполагается, что внедрение карбонатитов и других компонентов ARC было связано с процессами постколлизийного растяжения в зонах сдвигов, контролируемых вращением кратонных блоков и/или процессами косо́й субдукции и коллизии, а сами эти комплексы являются надежными индикаторами крупномасштабных сутурных зон [Burke et al., 2003]. В то же время анализ приведенных таблиц возраста комплексов ARC для разных блоков показывает, что возрастные интервалы собственно коллизийных и декларируемо постколлизийных магматических комплексов полностью перекрываются, что сразу ставит вопросы о корректности применения последнего термина и возможности проявления карбонатитового магматизма в коллизийные этапы. Наиболее ярким примером проявления карбонатитового магматизма именно в коллизийных обстановках является Гималайская система, где еще в 80-х годах прошлого века в пакистанском секторе были описаны карбонатиты с возрастом в 30 млн лет, ассоциирующие с карбонатно-силикатными породами и лампрофирами [Le Bas et al., 1987; Tilton et al., 1998]. Позднее были обнаружены карбонатиты, которые в ассоциации с сиенитами формируют щелочно-карбонатитовый пояс протяженностью 270 км в юго-восточной части Гималайской коллизийной системы [Hou et al., 2006]. Карбонатиты встречаются в виде даек, силлов, штоков и гипабиссальных интрузий в более крупных сиенитовых массивах и обычно ассоциируют с дайками щелочных базитов (шошонитов). Их возраст по данным K-Ar, Ar-Ar и Rb-Sr определений составляет около 30 млн лет в северной части пояса и 10—15 млн лет в южной. Возраст ассоциирующих сиенитов — 28—41 млн лет (северная часть) и 27 млн лет (южная). Карбонатиты обладают типичными для подобных образований минералогическими и изотопно-геохимическими характеристиками, а также редкометалльной минерализацией.

Проявление мантийного магматизма в необычной для него коллизийной обстановке интерпретировалось как результат:

- конвективного удаления мантийной литосферы [Chung et al., 1998],
- континентальной субдукции [Wang et al., 2001],
- континентального рифтогенеза [Zhang, Xie, 2000],
- процессов растяжения вдоль сдвигов [Guo et al., 2005].

Современные модели эволюции Гималайской системы, наряду с изотопно-геохимическими характеристиками карбонатитов и ассоциирующих пород, отвечают последнему сценарию [Hou et al., 2006], при котором поступление мантийных выплавок к поверхности обусловлено развитием серии пул-апарт бассейнов в процессе сдвигового тектогенеза (мы сознательно не затрагиваем здесь вопросы генерации таких магм). С тектонической точки зрения такие бассейны фиксируют не линейные, а условно-точечные очаги растяжения и повышенной проницаемости для поступления мантийных магм к поверхности. Обратим внимание на несколько важных моментов:

- 1) принципиальную возможность проявления мантийного (в том числе карбонатитового) магматизма в коллизийных обстановках именно в коллизийную стадию;
- 2) определяющую роль сдвигового тектогенеза при транспортировке мантийных расплавов к поверхности;
- 3) ассоциацию карбонатитов с сиенитами и щелочными базитами (лампрофирами);
- 4) близповерхностный уровень кристаллизации мантийных выплавок.

Коль скоро карбонатиты и коллизийная обстановка не являются взаимоисключающими понятиями, возникают как минимум два вопроса: есть ли проявления карбонатитового магматизма в более древних коллизийных системах; какими характеристиками будут обладать карбонатиты, кристаллизовавшиеся не в самых верхних, а в средних и нижних частях коры. Частичный ответ на первый вопрос содержится в вышеупомянутой работе Дж. Тилтона с соавторами [Tilton et al., 1998], включающей описание синколлизийных карбонатитов с возрастом 300 млн лет. Однако вряд ли возможные примеры могут ограничиваться всего одним случаем. В глобальных же сводках по теме [Yang, Woolley, 2006; Veever et al., 2007; и др.] о «синколлизийности» речь вообще не идет, более того, подчеркивается постколлизийная природа карбонатитов. Второй же вопрос вообще остается без ответа, поскольку диагностировать карбонатиты после наложения процессов регионального метаморфизма с соответствующим существенным усложнением геологических соотношений, изменения реперных геохимических характеристик и

полного или почти полного изменения первоначального минералогического состава в результате метаморфизма и синметаморфического метасоматоза чрезвычайно трудно, если вообще возможно. Недаром практически все известные карбонатитовые проявления относятся к случаям недеформированных или слабдеформированных сложных интрузивов, вулканических или субвулканических тел. Да и в этих случаях продолжается дискуссия о правомерности отнесения их к карбонатитам [Багдасаров, 2006]. Одним из проблемных объектов, где могут быть выявлены специфичные карбонатиты, является раннепалеозойский Тажеранский массив щелочных и нефелиновых сиенитов с многочисленными телами мраморов и кальцифиров в Западном Прибайкалье. Характеристике магматических пород этого массива, а также особенностям проявления и состава карбонатных и карбонатно-силикатных пород и посвящена статья.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА

Раннепалеозойская Ольхонская коллизионная система Западного Прибайкалья образована сложным комплексом разнообразных магматических и метаморфических пород [Федоровский и др., 1995; Федоровский, 2004]. Она сформирована в ходе реализации нескольких этапов тектогенеза (покровный, купольный, сдвиговый), сопровождавшихся высокотемпературными метаморфическими преобразованиями пород и разнообразным, главным образом гранитоидным магматизмом [Федоровский и др., 1995;

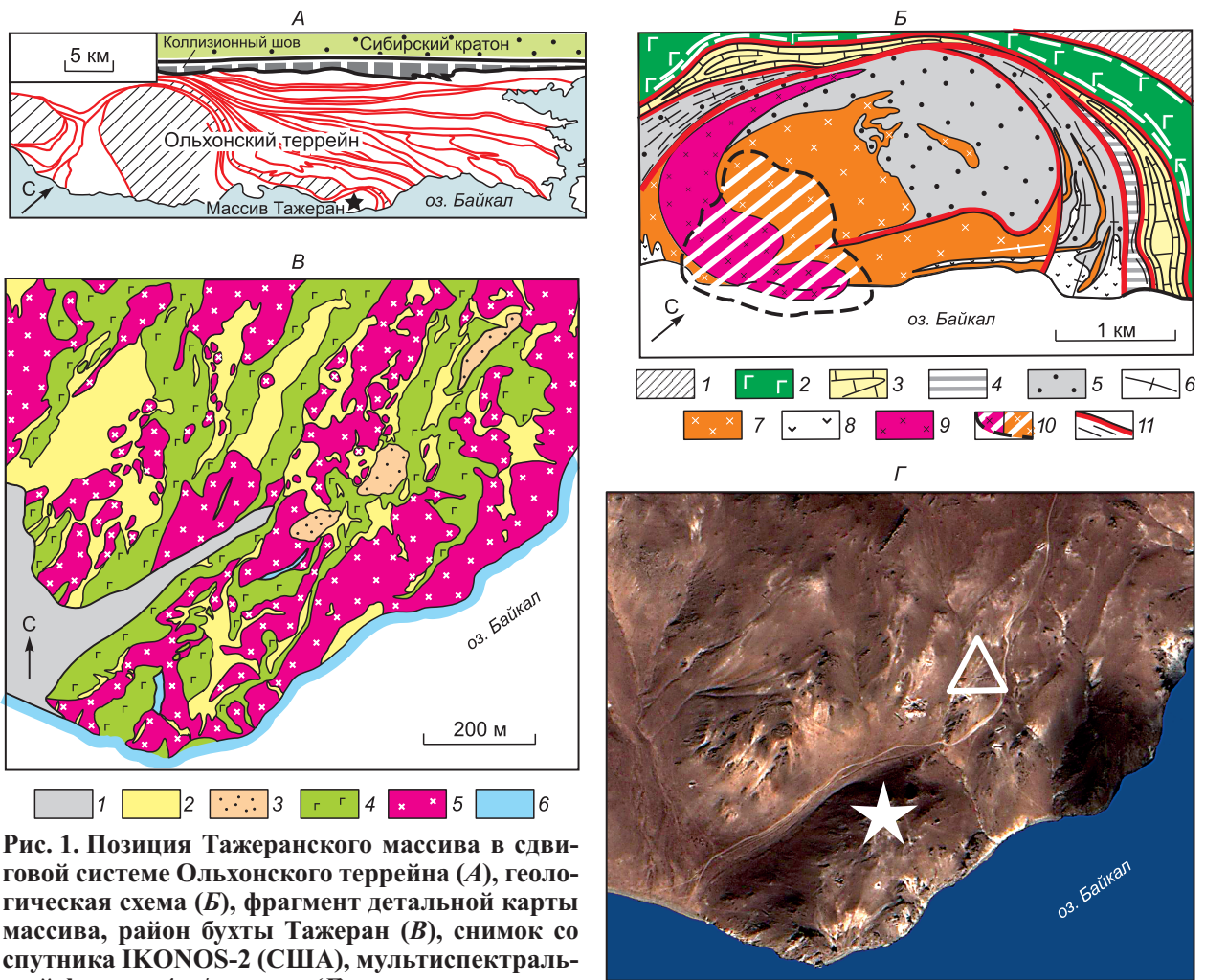


Рис. 1. Позиция Тажеранского массива в сдвиговой системе Ольхонского террейна (А), геологическая схема (Б), фрагмент детальной карты массива, район бухты Тажеран (В), снимок со спутника IKONOS-2 (США), мультиспектральный формат, 4 м/пиксель (Г).

А — красными линиями показаны основные сдвиги, косой штриховкой — мондогаббро бирхинского комплекса; Б — 1 — метаморфические породы зоны Орсо; 2—10 — зона Тажеран-Бирхин: 2 — мондогабброиды бирхинского комплекса, 3 — кальцитовые мраморы, 4 — тонкополосчатые амфиболиты, 5 — роговики по породам основного состава, 6 — гранитный жильный пояс, 7 — щелочные сиениты с многочисленными телами габброидов, 8 — габброиды в составе крупных даек, 9 — тело нефелиновых сиенитов сложной морфологии, 10 — контуры основного поля развития карбонатных пород в центральной части площади; 11 — швы бластомилонитов и зоны бластомилонитизации; В — 1 — четвертичные отложения; 2 — бруситовые мраморы и ассоциирующие кальцифиров; 3 — кварциты; 4 — габброиды; 5 — нефелиновые и щелочные сиениты без разделения; 6 — пироксеновые кристаллические сланцы; звездочкой показано место отбора пробы нефелиновых сиенитов для изотопных исследований, треугольником — пробы кальцифиров. Место отбора пробы щелочных сиенитов находится за рамками карты, в 700 м к северу от точки отбора кальцифиров.

Федоровский, 1997]. Детально охарактеризованные в многочисленных публикациях структурно-вещественные парагенезисы были сформированы в раннем палеозое в результате двух этапов коллизии (микроконтинент—островная дуга и микроконтинент—континент) [Бибикина и др., 1990; Летников и др., 1990; Розен, Федоровский, 2001; Sklyarov, 2005; Добрецов, Буслев, 2007; Макрыгина и др., 2007].

Тажеранский массив щелочных и нефелиновых сиенитов расположен на берегу Байкала, занимая площадь около 6 км² (рис. 1, А, Б). В строении массива принимают участие щелочные и нефелиновые сиениты, насыщенные большим количеством разноразмерных тел основных пород, интерпретируемых как вмещающие кристаллические сланцы [Конева, Самойлов, 1974], а также карбонатных, карбонатно-силикатных пород и метасоматитов по породам базитового состава. В северной части массива картируется мощная толща пород основного состава, которую эти авторы рассматривают в качестве роговиков, образованных под воздействием внедрения сиенитов. В 60—70-х годах прошлого века массив детально изучался А.А. Коневым; он предложил сценарий его эволюции [Конева, Самойлов, 1974], логично вписывающийся в существовавшие тогда представления, предполагавшие докембрийский фундамент и слабодеформированный массив палеозойских щелочных пород. Его суть сводилась к следующему: внедрение сиенитов приводило к ороговикованию вышележащих базитовых пород, высокотемпературное преобразование ксенолитов доломитов и кристаллосланцев основного состава, а также появлению широкой гаммы метасоматических пород, включая все переходные разности силикатно-карбонатного состава. Исследования последних лет с подробным изучением береговых обнажений со льда Байкала и детальным картированием с использованием крупномасштабных аэрофото- и космоснимков высокого разрешения для дешифрирования внутренней структуры массива [Скляров и др., 2007; Федоровский и др., 2007], наряду с изотопно-геохимическими характеристиками пород массива, не только выявили признаки, не вписывающиеся в предложенный сценарий эволюции, но и поставили вопрос о природе карбонатных «ксенолитов», представленных в основном бруситовыми (апопериклазовыми, по А.А. Коневу) мраморами и ассоциирующими с ними кальцифирами.

Выделим принципиально новые факты, существенно меняющие традиционные представления о массиве.

1. Возраст сиенитов и кальцифиров соответствует основному этапу коллизионного тектогенеза Ольхонской системы.

2. Внутренняя структура, характер пластических деформаций магматических пород массива и взаимоотношения с вмещающими толщами свидетельствуют о его участии в сдвиговом тектогенезе. «Приваренные» роговики участвуют в деформациях совместно с массивом.

3. Многочисленные «ксенолиты» пород основного состава большей частью являются поздними по отношению к сиенитам субщелочными габброидами. Их количество в массиве сопоставимо с количеством сиенитов.

4. Карбонатные и карбонатно-силикатные породы нередко слагают линейные тела с отношением длина—мощность 10:1—100:1, с ответвлениями (апофизами?), причем в ряде случаев их жильная форма не вызывает никаких сомнений. При этом иногда жилы карбонатов пересекают сиениты, уже интродуцированные щелочными базитами и совместно деформированные.

Эти новые факты мы и рассмотрим более подробно в статье.

ВОЗРАСТ СИЕНИТОВ И КАЛЬЦИФИРОВ

U-Pb геохронологические исследования выполнены для щелочных и нефелиновых сиенитов и кальцифиров Тажеранского массива, места отбора проб показаны на рис. 1, Г.

Щелочные сиениты. Для изотопного датирования использована проба среднезернистых трахитовидных биотит-амфиболовых сиенитов (пр. Т-12). Выделенный акцессорный циркон представлен субидиоморфными и идиоморфными, прозрачными или полупрозрачными, бесцветными или желтоватыми кристаллами овального, короткопризматического, реже длиннопризматического облика, а также их обломками (рис. 2, А). Габитус кристаллов определяется сочетанием призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {121}, {211}. Циркон характеризуется зональным внутренним строением (см. рис. 2, А), а также присутствием в некоторых полупрозрачных кристаллах метамиктизированных или кристаллических ядер. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 300 мкм; $K_{удл} = 1.5—4.0$.

U-Pb геохронологические исследования проведены для трех микронавесок наиболее «чистых» и идиоморфных кристаллов и фрагментов кристаллов циркона из фракций 100—150 мкм и 85—100 мкм (табл. 1). Изученный циркон щелочных сиенитов (рис. 3, А) характеризуется незначительной дискордантностью, а точки его изотопного состава аппроксимируются линией регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 537 ± 180 млн лет, а нижнее пересечение отвечает возрасту 361 ± 320 млн лет (СКВО = 0.6). Значительная погрешность оценки возраста, полученной по верхнему пересечению дискордии, обусловлена компактным расположением точек вблизи конкордии. Поэтому в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации изученного циркона может быть использова-

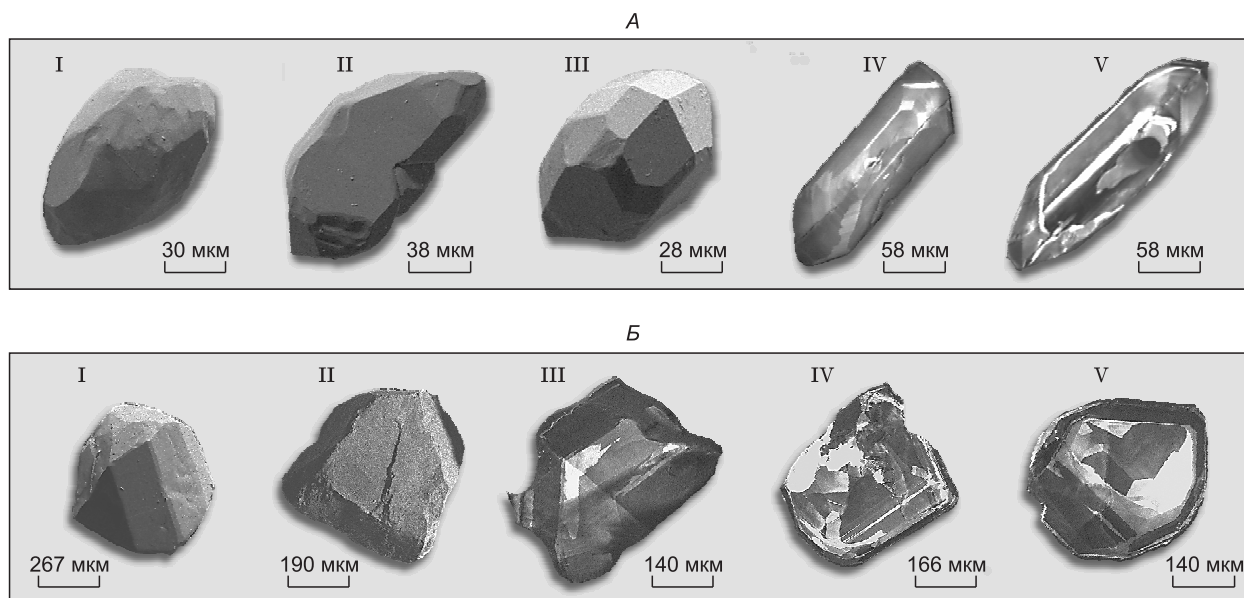


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из щелочного сиенита (А, пр. Т-12) и нефелинового сиенита (Б, пр. СКЛ-1) Тажеранского массива.

Выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режимах вторичных электронов (А — I—III, Б — I, II) и катодолюминесценции (А — IV, V, Б — III—IV).

но среднее значение возраста, рассчитанное по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и составляющее 471 ± 5 млн лет (СКВО = 1.1). Принимая во внимание морфологические особенности циркона из щелочных сиенитов, указывающие на его магматическое происхождение, есть все основания интерпретировать оценку возраста 471 ± 5 как возраст его кристаллизации и, соответственно, как возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для этих пород.

Нефелиновые сиениты. Для изотопных исследований использована проба среднезернистых пироксен-амфиболовых нефелиновых сиенитов, в которых в качестве акцессорных минералов присутствуют сфен и циркон. Акцессорный циркон нефелиновых сиенитов (пр. СКЛ-1) представлен главным образом обломками крупных (200—1000 мкм) идиоморфных и субидиоморфных, прозрачных, реже полупрозрачных, грубозональных кристаллов призматического, короткопризматического и дипирамидального облика (см. рис. 2, Б), цвет которых соответственно меняется от бежевого до бледно-розового. Кристаллы дипирамидальной формы практически бесцветны.

U-Pb изотопные исследования выполнены для пяти микронавесок, состоящих из 1—5 наиболее «чистых» фрагментов кристаллов циркона различного цвета и габитуса (см. табл. 1). Призматический циркон бежевого и розового цвета (№ 1—3, см. табл. 1, рис. 3, Б), характеризуется конкордантным возрастом 451 ± 1 млн лет (СКВО = 0.5, вероятность = 0.5). Бесцветный и светло-розовый циркон короткопризматического и дипирамидального облика отличается незначительной дискордантностью (1.5—2.5 %). Точки его изотопного состава вместе с точками состава тажеранита и кальциррита из кальцифиров (пр. SE-509) образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 464 ± 2 млн лет, а нижнее пересечение практически отвечает нулю (СКВО = 0.8).

Сфен, выделенный из нефелиновых сиенитов (пр. СКЛ-1), образует прозрачные и полупрозрачные субидиоморфные кристаллы светло-желтого и светло-коричневого цвета размером 60—200 мкм. Для U-Pb изотопных исследований использованы две навески сфена светло-желтого цвета (№ 4, 5, см. табл. 1), в том числе подвергнутого предварительной аэробразивной обработке [Krogh, 1982], а также одна навеска сфена светло-коричневого цвета (№ 6, см. табл. 1). Необработанный сфен светло-желтого цвета (см. рис. 3, Б, табл. 1) характеризуется значительной прямой возрастной дискордантностью ($t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) < t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) < t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$), в то время как сфен, подвергнутый аэробразивной обработке, а также сфен коричневого цвета практически конкордантны. Дискордия, рассчитанная для трех точек изотопного состава сфена, имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 438 ± 6 млн лет (нижнее пересечение практически отвечает нулю, СКВО = 0.15).

Морфологические особенности циркона из нефелиновых сиенитов свидетельствуют о его магматическом происхождении, а диапазон полученных для него оценок возраста (451—464 млн лет), по-видимому, соответствует длительности кристаллизации расплава в магматическом резервуаре. Полученное

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований акцессорных минералов из щелочных сиенитов, нефелиновых сиенитов и кальцифиров Тажеранского массива

№ п/п	Размер фракции (мкм), ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет			
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ *	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ *	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
Щелочной сиенит (пр. E-12)															
1	Циркон (100—150) 30 длинно-призматических зерен	0.03	15.8	2.04	480	0.0566 ± 3	0.0960 ± 1	0.5744 ± 32	0.0736 ± 2	0.68	460 ± 3	457 ± 2	475 ± 12		
2	Циркон (85—100) 15 длинно-призматических зерен	—	Pb/U = 14.1	569	0.0567 ± 2	0.0576 ± 1	0.5731 ± 40	0.0733 ± 3	0.37	460 ± 3	456 ± 2	481 ± 16			
3	Циркон (100—150) 40 обломков кристаллов	0.17	18.5	2.67	2029	0.0564 ± 1	0.0491 ± 1	0.5612 ± 18	0.0722 ± 2	0.81	452 ± 2	449 ± 1	469 ± 4		
Нефелиновый сиенит (пр. СКЛ-1)															
4	Сфен, желтый	1.63	9.28	69.2	183	0.0555 ± 2	0.9734 ± 1	0.4865 ± 15	0.0635 ± 1	0.78	403 ± 1	397 ± 1	435 ± 4		
5	Сфен, желтый, A 10 %	2.12	9.77	63.8	170	0.0557 ± 2	0.9532 ± 1	0.5525 ± 45	0.0719 ± 5	0.83	447 ± 2	448 ± 2	440 ± 10		
6	Сфен, светло-коричневый	1.43	26.1	182	252	0.0557 ± 2	1.0036 ± 1	0.5516 ± 17	0.0718 ± 1	0.44	446 ± 1	447 ± 1	442 ± 6		
7	Циркон (>200), призматический, бежевый	1.63	16.8	232	2930	0.0559 ± 1	1.0840 ± 1	0.5571 ± 11	0.0722 ± 1	0.94	450 ± 1	450 ± 1	450 ± 1		
8	Циркон (>200), призматический, бежевый	2.35	23.2	318	30163	0.0560 ± 1	0.1114 ± 1	0.5607 ± 11	0.0726 ± 1	0.95	452 ± 1	452 ± 1	454 ± 1		
9	Циркон (>200), призматический, розовый	0.79	15.2	211	4856	0.0561 ± 1	0.0983 ± 1	0.5611 ± 1	0.0725 ± 1	0.84	452 ± 1	451 ± 1	456 ± 2		
10	Циркон (>150), короткопризматический, розовый	1.65	12.8	173	7632	0.0563 ± 1	0.1114 ± 1	0.5692 ± 11	0.0734 ± 1	0.89	457 ± 1	456 ± 1	463 ± 1		
11	Циркон (>100), дипирамидальный, бесцветный	0.35	11.9	160	1654	0.0565 ± 2	0.1012 ± 1	0.5681 ± 19	0.0729 ± 1	0.50	457 ± 2	454 ± 1	472 ± 6		
Кальцифир (пр. SE-509)															
12	Тажеранит (>100), темно-коричневый	0.29	1499	21858	43920	0.0563 ± 1	0.0044 ± 1	0.5832 ± 12	0.0751 ± 1	0.97	467 ± 1	467 ± 1	464 ± 2		
13	Кальцирлит (>100), зеленоватосерый	0.61	83.7	1230	5221	0.0563 ± 1	0.0024 ± 1	0.5737 ± 11	0.0739 ± 1	0.95	460 ± 1	460 ± 1	464 ± 1		
14	Сроски (>100)	0.10	591	8621	4504	0.0563 ± 1	0.0050 ± 1	0.5758 ± 12	0.0742 ± 1	0.95	462 ± 1	461 ± 1	465 ± 1		

Примечание. Прочерк — навеска циркона не определялась. A=10 % — количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки; Rho — коэффициент корреляции отношения $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок соответствуют последним цифрам после запятой. Выделение акцессорных минералов для U-Pb изотопного датирования проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Разложение тажеранита, кальцирлита, циркона, сфена и химическое выделение Pb и U проводилось по модифицированным методикам Т. Кроу [Krogh, 1973], Д. Мане [Manhes et al., 1984] и Е. Хорвица [Horwitz et al., 1992]. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 20 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb — 0.32 ± 0.11 аем). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT и ISOPLOT [Ludwig, 1991, 1999]. При расчете возраста использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jager, 1976]. Поправки на обычный свинец в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Все ошибки приведены на уровень 2σ .

* Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец.

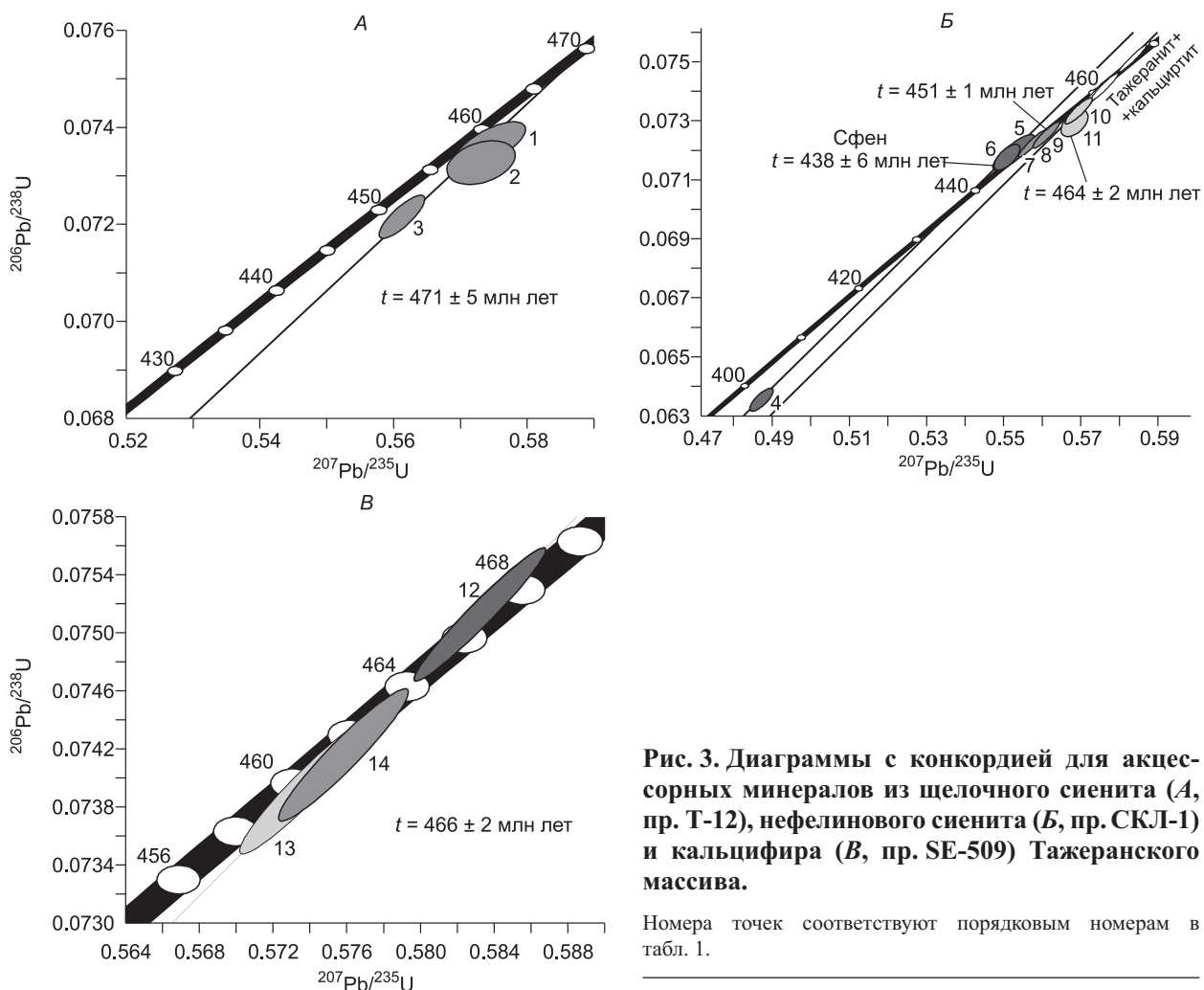


Рис. 3. Диаграммы с конкордией для акцессорных минералов из щелочного сиенита (А, пр. Т-12), нефелинового сиенита (Б, пр. СКЛ-1) и кальцифира (В, пр. SE-509) Тажеранского массива.

Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

для сфена значение U-Pb возраста (438 ± 6 млн лет) отражает более низкую по сравнению с цирконом температуру закрытия его U-Pb системы и, скорее всего, отвечает времени регионального аплифта.

Кальцифиры. Проба отобрана из жилы мощностью около 1.5 м. Мелкозернистые кальцифиры сложены кальцитом, форстеритом, шпинелью и содержат в качестве аксессуаров перовскит, апатит, гейкелит, тажеранит и кальцитрит. Тажеранит и кальцитрит (пр. SE-509) образуют как самостоятельные кристаллы размером от 100 до 400 мкм, так и сростки (агрегаты) очень мелких кристаллов, которые имеют светло-серый, золотисто-желтый или серовато-зеленый цвет.

Тажеранит представлен главным образом обломками прозрачных субидiomорфных кристаллов овального облика темно-коричневого, красновато-коричневого и оранжевого цвета, причем последние, как правило, наблюдаются только в виде обрастаний на зернах коричневой окраски. Поверхности зерен сильно корродированы, элементы огранки (кубическая сингония) выявляются очень редко.

Кальцитрит образует субидiomорфные прозрачные кристаллы светло-серого и зеленовато-серого цвета с единичными фрагментами граней (тетрагональная сингония), часто содержащие включения перовскита и шпинели.

U-Pb геохронологические исследования выполнены для трех навесок, состоящих из 10 кристаллов тажеранита темно-коричневого цвета, 50 кристаллов кальцитрита зеленовато-серой окраски, а также мелкозернистых агрегатов золотисто-желтого цвета, представляющих собой сростки этих двух минералов. Тажеранит характеризуется очень высокими содержаниями U (22 000 г/т) и Pb (1500 г/т), низким Th/U отношением и конкордантным возрастом 466 ± 2 млн лет (СКВО = 0.80, вероятность = 0.4) (№ 12, см. табл. 1, рис. 3, В). Кальцитрит имеет более низкие содержания U (1230 г/т) и Pb (84 г/т), характеризуется незначительной (1 %) дискордантностью U/Pb отношений (№ 13, см. табл. 1, рис. 3, В). Мелкозернистый агрегат кристаллов тажеранита и кальцитрита практически конкордантен (№ 14, см. табл. 1, рис. 3, В). Дискордия, построенная для трех точек изотопного состава тажеранита, кальцитрита и сростков этих минералов, имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 464 ± 2 млн лет; нижнее пересечение конкордии отвечает возрасту 26 ± 290 млн лет (СКВО = 0.27). Полученная для таже-

ранита конкордантная оценка возраста 466 ± 2 млн лет в пределах ошибки совпадает с возрастом циркона из щелочных сиенитов Тажеранского массива (471 ± 5 млн лет).

СТРУКТУРА ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С ВМЕЩАЮЩИМИ ТОЛЩАМИ

Практически вся генеральная структура Ольхонской коллизионной системы, картируемая в современном срезе, отражает экспансию сдвигового стиля развития, который был генерирован косою коллизией различных сегментов коры в системе континент (Сибирский кратон)—микроконтинент—океан. Тажеранский массив (см. рис. 1, А) располагается в пределах одной из крупных сдвиговых зон такого типа (сдвиговая зона Тажеран-Бирхин) [Федоровский, 2004; Sklyarov, 2005]. Северо-западная граница зоны маркируется швами бластомилонитов, отделяющими протяженную (около 60 км) и узкую (1—2 км) сдвиговую пластину габброидов бирхинского комплекса (массив Улан-Нур). Можно предположить, что изначально эта пластина представляла собой гигантскую дайку, блокированную затем в процессе сдвиговой деформации. Нельзя, однако, исключать и иной вариант интерпретации, позволяющий рассматривать «дайку» Улан-Нур как былой фрагмент краевой зоны массива Бирхин, отчлененный от него сдвигом и перемещенный в северо-восточном направлении. Как бы то ни было, ясно, что пластина Улан-Нур является пограничной для зоны Тажеран-Бирхин и отделяет ее от метаморфических пород соседней зоны Орсо, строение и состав пород которой совершенно другие. Восточная граница зоны, вмещающей Тажеранский массив, скрыта акваторией Байкала. Ее распознавание и трассирование в юго-западном направлении (на суше) сопряжено с трудностями: бластомилонитовых зон сдвигового характера немало и здесь, но уверенно определить, какая из них ограничивала зону проявления щелочного магматизма, пока не удастся. Одна из таких зон пересекает габброидный массив Бирхин, и в ее пределах обнаружены многочисленные выходы скарноидов (сходные с теми, которые обычны вокруг Тажеранского массива). Это позволяет предполагать, что зона Тажеранского массива трассируется именно сюда, однако этот вопрос требует дополнительного изучения.

В пределах площади самого Тажеранского массива и его рамы свидетельства мощного проявления сдвигового тектогенеза многочисленны. Непосредственно к сдвиговой пластине Улан-Нур с огнейсованными габброидами в ее краевой части примыкает протяженная линейная полоса расплюснутых мраморов (см. рис. 1, Б), смятых в узкие и протяженные складки сложной морфологии. Она полностью повторяет полукольцевой в плане контур пластины Улан-Нур и вместе с нею образует крупную сдвиговую петлю, огибающую расположенный в ее центре Тажеранский массив щелочных пород. Разворот складчатых ансамблей в замке этой петли достигает 180° .

Структура внутреннего поля складчатой петли неоднородна. В юго-западной части площади к полосе мраморов примыкает мощная зона бластомилонитизации, вмещающая многочисленные жилы гранитов и очковые гнейсы. Среди этих пород встречаются и довольно крупные линейные тела щелочных и нефелиновых сиенитов. На продолжении полосы в северо-восточной части площади (и в замке сдвиговой петли) бластомилонитизация быстро угасает и «фоновой» породой становятся роговики базитового состава, среди которых присутствуют редкие крупные линейные тела щелочных сиенитов и прорывающих их даек габброидов. Но наиболее яркая черта этой части зоны — присутствие сотен крупных жил гранитов. Ориентировка жил в целом повторяет конфигурацию складчатой петли, однако здесь нередки и гораздо более сложные структурные рисунки жильного комплекса, обусловленные, видимо, локализацией жил в замке этой петли. Береговую скалистую часть этой зоны составляют многочисленные и тесно перемежающиеся тела щелочных сиенитов и габброидов. В многочисленных коренных выходах и скалах хорошо видно субвертикальное положение базитовых даек, что создает впечатление о том, что и сиениты формируют такие же крутые тела. Достоверно это пока не выяснено и при дальнейших исследованиях может оказаться так, что подобное впечатление обманчиво. Как бы то ни было можно констатировать, что в рамках складчатой петли к уверенно картируемой единой полосе интенсивно сжатых и расплюснутых мраморов примыкают неодинаковые по составу полосы пород, картируемые в плане, вполне вероятно, что это отражает структурное несогласие, возникшее в результате сдвиговых деформаций.

Дальнейшее продвижение к центру петли обнаруживает быстрое нарастание числа тел сиенитов и габброидов. Здесь же присутствует и широкое поле роговиков основного состава. Некоторые признаки указывают на субгоризонтальное или пологонаклонное положение основного массива щелочных сиенитов. По-видимому, оно имеет форму лополита. Крупное серповидное тело нефелиновых сиенитов, локализованное в южной части площади, тоже имеет пологое залегание контактов. В целом исследования имеющегося материала позволяют сделать выводы, что локализованные в центре складчатой петли щелочные и нефелиновые сиениты образуют лополитовидные тела. Они окружены зонами с субвертикальным положением составляющих их магматических тел и структурных элементов.

Карбонатные породы локализованы в южной части площади в виде довольно обширного скопления небольших, но многочисленных выходов. Их конфигурация в плане резко отличается от структурного рисунка, свойственного другим компонентам складчатой петли. Конфигурация в плане каждого отдель-

ного «пятна» карбонатных пород чрезвычайно прихотлива (см. рис. 1, *В*). В скалах можно наблюдать конусо-, трубо- и жилообразную форму этих тел. Нередко в скальных обнажениях можно видеть, что морфология карбонатных тел еще более сложна, с многочисленными апофизами в окружающие породы. Обычное явление — срезание контактами карбонатных тел сланцеватости в метаморфических породах, а сами карбонатные породы содержат крупные и мелкие включения практически всех остальных пород района Тажеранского массива. В центре площади, в районе горы Мраморная, картируется тектонический покров (см. рис. 1, *Б*), образованный карбонатными породами и несогласно перекрывающий полосчатость в огнейсованных метабазах, а в целом и структуру тесного чередования сиенитов и микрогабброидов, вскрытых на восточном склоне горы Мраморная. Подошва покрова прослеживается с вершины горы в западном направлении, вниз по ее гребню примерно на 1 км.

Таким образом, многочисленные признаки, включающие положение массива в общей сдвиговой структуре и характер взаимоотношений с вмещающими толщами, а также его внутреннюю структуру и многочисленные зоны пластических деформаций, свидетельствуют об участии массива в сдвиговом тектогенезе. Наряду с приведенными выше геохронологическими данными, это указывает на синколлизийную природу щелочного магматизма.

ГАББРОИДЫ И СИЕНИТЫ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА

Габброиды слагают преимущественно крутопадающие дайковые тела северо-восточного простирания. Ближе к южному контакту массива, где широко распространены карбонаты, эти тела часто имеют весьма причудливую форму (см. рис. 1, *В*), с ответвлениями и заливами. На береговых склонах севернее, где габброиды прорывают сиениты, дайковая форма выражена гораздо лучше, причем мощность даек обычно меньше и составляет в большинстве случаев 3—7 м. Степень структурной переработки базитов, компонентами которых являются клинопироксен, амфибол, биотит и плагиоклаз, обычно очень высокая, однако при детальном исследовании были выявлены реликтовые участки с офитовой и порфириновой структурами. Геологические соотношения сиенитов и базитов в великолепно отпрепарированных береговых обнажениях свидетельствуют в пользу более позднего внедрения щелочных базитов: они часто слагают дайки или серии сближенных даек мощностью от 1 до 5 м в сиенитах (см. рис. 4, *Б*). В контактовых частях базитовых тел наблюдается отчетливое уменьшение зернистости по направлению к контакту, нередко встречается порфиристая текстура, проявленная только у контакта. Реже попадаются апофизы базитовых даек в сиенитах (см. рис. 4, *В*).

По химическому составу габброиды образуют непрерывный тренд от габбро-диоритов до рудных пироксенитов (рис. 5, табл. 2) и относятся преимущественно к субщелочному ряду. Для них характерны положительные корреляции кремнезема со щелочами и магнезии с глиноземом при положительной корреляции оксидов магния и кальция (см. рис. 5). Это позволяет предложить, что разнообразие состава субщелочных габброидов обусловлено фракционной кристаллизацией трахибазальтовой магмы и вариацией содержаний породообразующих минералов, главным образом плагиоклаза и клинопироксена. Габброиды характеризуются высокими содержаниями редкоземельных элементов (рис. 6) с вариациями отношения $(La/Yb)_n$ от 8 до 10, значимые аномалии отсутствуют. Отчетливо выражены минимумы по Та, Nb, Zr и Hf (рис. 7). Рудные пироксениты, обнаруженные в береговых скальных обнажениях ЮЗ и СВ краевых частях массива, характеризуются низкими содержаниями кремнекислоты и глинозема, повышенной концентрацией железа и крайне высокими содержаниями титана (5—9 мас.%) и оксиды фосфора (до 4.2 мас.%), что обусловлено значительной ролью в составе этих пород титаномагнетита, ильменита и апатита. По распределению редких и редкоземельных элементов (см. рис. 6, 7) пироксениты полностью идентичны габброидам, за исключением появления слабовыраженного европиевого минимума. В то же время содержание циркония в рудных пироксенитах не превышает его концентраций в субщелочных габброидах, что не позволяет рассматривать рудные пироксениты в качестве крайних дериватов щелочно-габброидной магмы. Присутствие рудных пироксенитов в качестве блоков и ксенолитов в субщелочных габброидах свидетельствуют в пользу их более раннего формирования. Однако генетическая родственность этих двух типов пород не вызывает сомнений.

Важно подчеркнуть, что габброиды по геохимическим особенностям резко отличаются от роговиков и вмещающих кристаллических сланцев (см. рис. 5—7) более высокими содержаниями щелочей и пониженными концентрациями оксидов кальция и магния. Среди роговиков отмечены разности с крайне высокими (более 20 мас.%) содержаниями оксида магния (см. табл. 2). В минералогическом плане это выражается появлением в них оливина в парагенезисе с клино- и ортопироксенами. Графики содержаний редкоземельных элементов в кристаллических сланцах и роговиках характеризуются пологим трендом с отношением $(La/Yb)_n$ от 1.5 до 4.3. На графиках отмечаются слабовыраженные европиевые аномалии как положительные, так и отрицательные. Близость составов кристаллических сланцев и роговиков не противоречит предположению [Конев, Самойлов, 1974] об образовании роговиков при термическом и флюидном воздействии магматического плутона на вмещающие кристаллические сланцы.

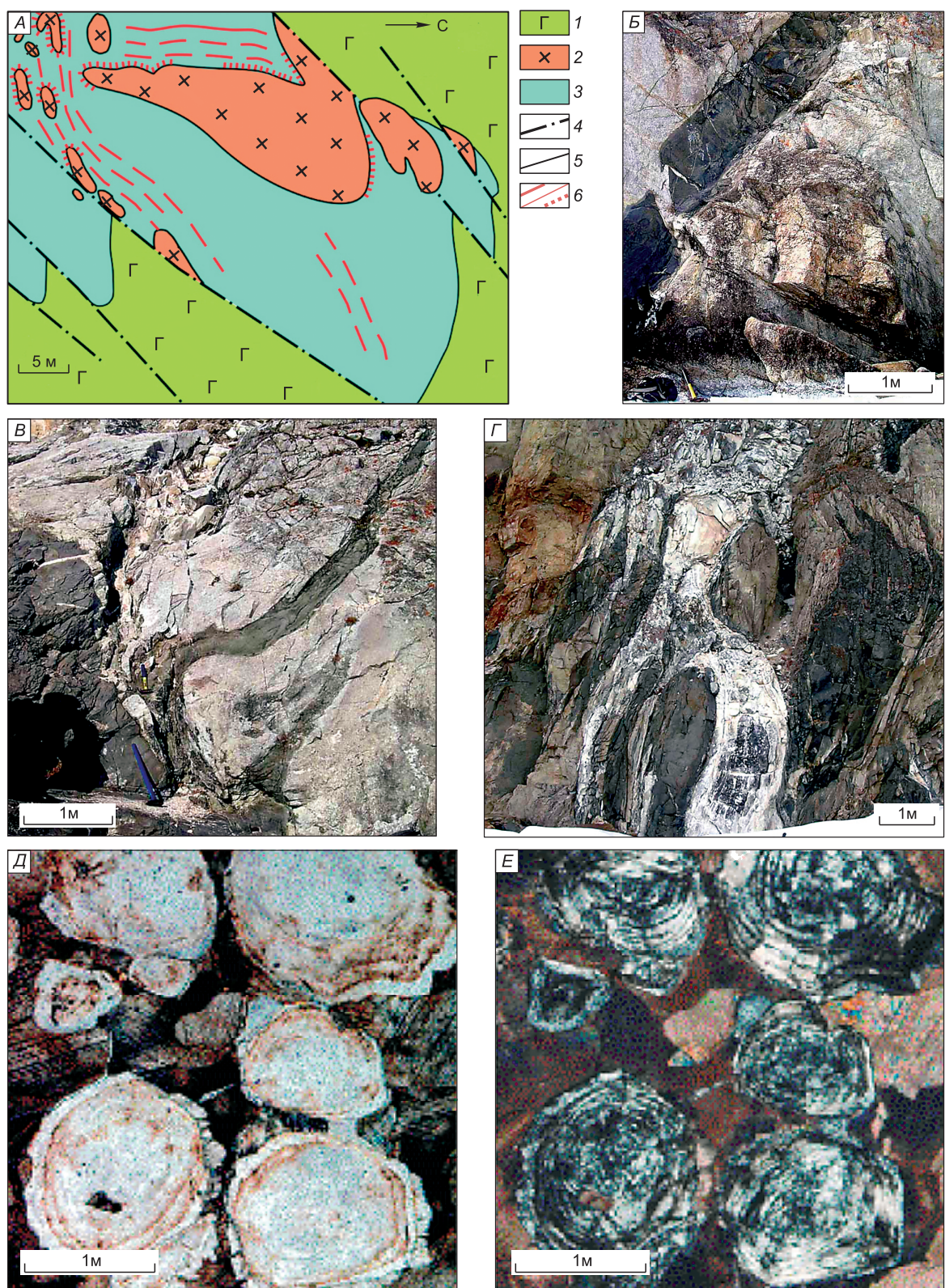


Рис. 4. Детали взаимоотношений габброидов, сиенитов и бруситовых мраморов (А—Г) и структура карбонатов (Д, Е).

А — 1 — габброиды; 2 — нефелиновые сиениты; 3 — бруситовые мраморы; 4 — вязкие срывы; 5 — геологические границы; 6 — жильные и контактовые кальцифиры; Б — будинированная дайка габброидов в щелочных сиенитах; В — дайка габброидов с апофизой (справа) в щелочных сиенитах; Г — жильное тело бруситовых мраморов, секущее нефелиновые сиениты (серые) с будинированной дайкой габброидов (темное); Д, Е — микрофотографии бруситового мрамора при параллельных (Д) и скрещенных (Е) николях.

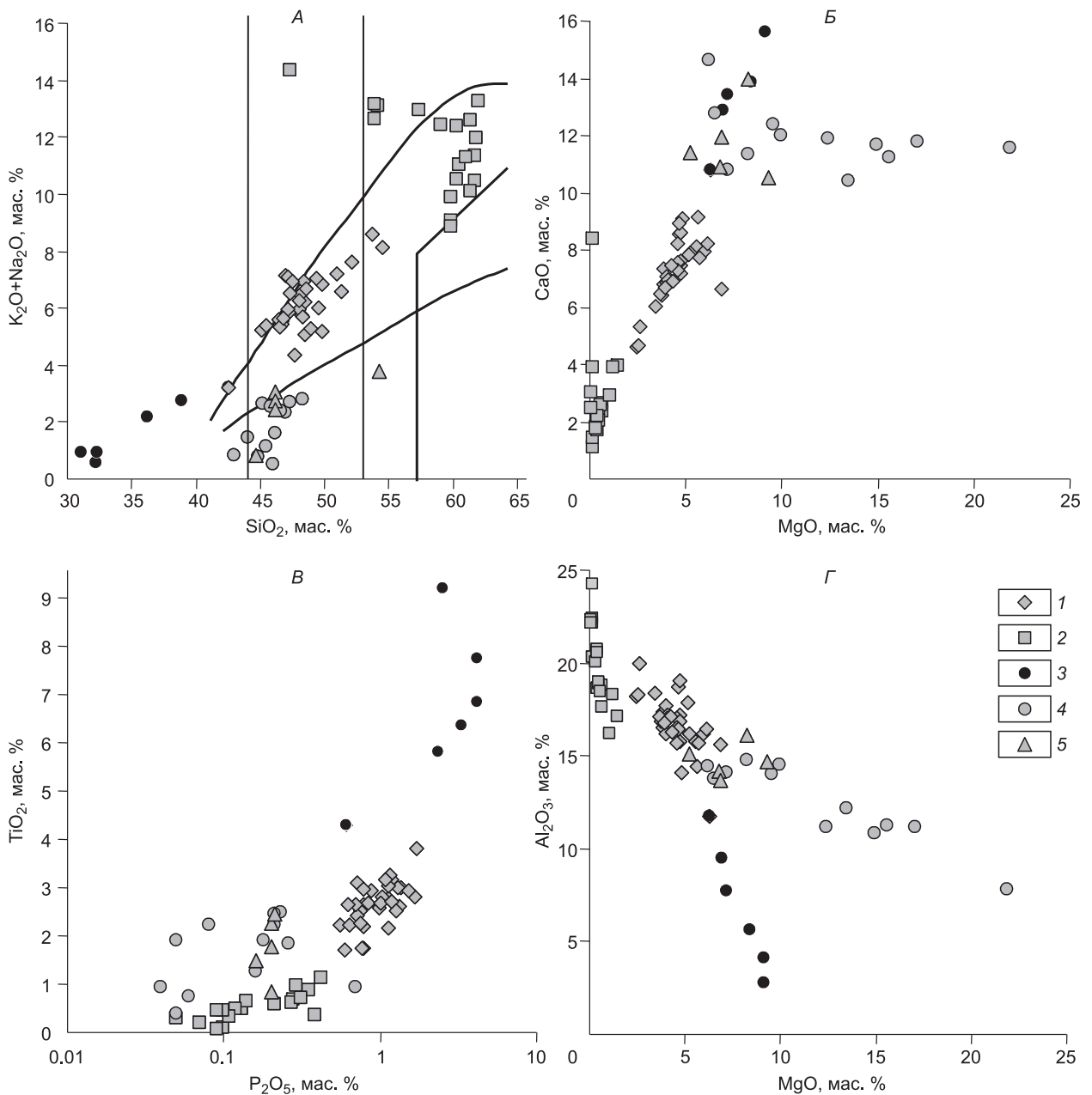


Рис. 5. Классификационная TAS-диаграмма (А) и вариационные петрохимические диаграммы (Б—Г) для магматических и метаморфических породах Тажеранского массива.

А — линии разделения групп пород проведены по [Богатиков, 1985]. 1 — субщелочные габбро, 2 — сиениты и нефелиновые сиениты, 3 — рудные пироксениты, 4 — роговики, 5 — кристаллические сланцы.

Как отмечалось выше, существуют прямые доказательства более позднего внедрения габброидов по отношению к сиенитам. В то же время отмечаются факты прорывания бруситовыми мраморами и кальцифирами сиенитов с уже внедрившимися дайками габброидов (подробнее в следующем разделе) при близости возраста сиенитов и кальцифиров (см. выше). Отсюда можно предполагать субсинхронность проявления сиенитового и габброидного магматизма. Поэтому важен вопрос о возможной генетической и парагенетической связи сиенитов и габброидов.

Сиалические породы Тажеранского массива относятся к субщелочному и щелочному ряду, по составу варьируют от сиенитов до фойайитов. Переход от субщелочной к щелочной серии обусловлен не увеличением содержания щелочей в породе, а снижением ее кремнекислотности, на классификационной диаграмме фигуративные точки сиалических пород образуют зеркально Г-образный тренд. В целом в сиенитах наблюдаются два тренда. Первый — с отрицательной корреляцией оксида кальция со щелочами и глиноземом при постоянном содержании кремнезема (субщелочной тренд), характерный для больш-

Таблица 2.

Содержания петрогенных (мас.%) и редких (г/т) компонентов

Компонент	Субщелочные габброиды					Сиениты и нефелиновые сиениты		
	SE-409B	SE-719A	SE-722	SE-406A	SE-406B	SE-701A	SE-717A	SE-612A
SiO ₂	52.11	47.01	47.69	46.56	47.25	61.35	59.9	54.21
TiO ₂	2.23	2.99	2.63	2.64	2.93	0.09	0.35	0.44
Al ₂ O ₃	20	16.5	16.45	16.45	16.15	20.51	18.31	22.28
Fe ₂ O ₃	2.01	2.89	5.40	3.64	4.9	0.43	2.08	1.65
FeO	5.93	8.68	723	8.45	7.5	1.1	3.82	3.57
MnO	0.1	0.21	0.18	0.16	0.16	0.03	0.13	0.11
MgO	2.58	3.86	4.69	6.13	5.22	0.38	1.23	0.11
CaO	5.31	7.33	8.94	8.2	7.89	2.21	3.88	3
Na ₂ O	5.8	4.52	3.29	4	4.08	7.2	5.65	7.6
K ₂ O	1.82	2.62	1.05	1.33	1.79	5.37	3.2	5.49
P ₂ O ₅	0.55	1.37	0.62	0.7	0.87	0.1	0.38	0.09
H ₂ O ⁻	0.07	0.14	0.14	0.15	0.16	0.03	н/обн	0.09
П.п.п.	1.31	1.46	1.53	1.77	1.26	0.54	0.72	0.92
Сумма	99.9	99.73	99.84	100.23	100.23	99.55	99.65	99.67
CO ₂	Не опр.	0.11	Не обн.	Не опр.	Не опр.	0.22	Не обн.	0.11
V	285	144	253	234	230	2.6	19.8	3.2
Cr	16	4.1	21	22	18	4.8	2.0	1.6
Co	34	20	38	45	38	2.9	4.2	2.6
Ni	24	6	35	44	27	4.1	4.0	2.0
Cu	30	21	30	27	26	0.4	6.6	6.0
Zn	156	159	123	123	133	12	87	44
Rb	100	87	15	14	29	70	82	63
Sr	985	1081	1206	1125	1033	384	879	692
Y	51	60	30	33	40	9.3	29	9.2
Zr	46	25	30	75	17	46	97	52
Nb	16	21	11	16	18	3.2	15	4.5
Cs	9.47	977	0.50	0.53	0.66	1.40	5.05	0.71
Ba	995	1429	619	676	1037	1657	4906	1068
La	54.1	71.2	34.6	34.8	41.7	13.9	33.2	11.6
Ce	121.0	1571	73.4	76.9	92.4	30.1	72.4	29.6
Pr	14.0	18.3	8.5	8.7	10.9	3.0	8.4	3.6
Nd	54.7	70.4	33.0	34.7	43.4	11.7	34.8	13.7
Sm	14.0	17.1	8.4	9.0	11.2	2.4	5.7	2.2
Eu	4.1	4.6	2.6	2.9	3.4	1.8	5.9	1.1
Gd	11.2	13.7	6.9	7.7	8.6	1.7	5.6	1.7
Tb	1.7	2.1	1.0	1.2	1.4	0.3	0.8	0.2
Dy	10.0	10.7	6.4	6.8	8.1	1.8	4.5	1.7
Ho	1.9	2.1	1.2	1.3	1.6	0.4	0.9	0.4
Er	5.4	5.6	3.6	3.6	4.3	0.9	2.3	1.2
Tm	0.8	0.9	0.5	0.5	0.6	0.1	0.4	0.2
Yb	4.3	4.8	2.8	3.0	3.1	0.9	2.3	1.2
Lu	0.6	0.7	0.4	0.4	0.5	0.2	0.4	0.2
Hf	1.5	0.9	1.5	2.6	0.8	0.9	2.2	0.8
Ta	1.0	1.1	0.7	0.9	0.9	0.2	2.6	0.4
Pb	7.9	10.2	5.5	4.8	5.9	Нпо	Нпо	Нпо
Th	1.3	2.5	1.5	1.9	0.9	0.4	0.7	0.2
U	0.7	1.7	0.9	0.9	0.7	0.7	0.9	0.3

в породах Тажеранского массива

Сиениты и нефелиновые сиениты		Кристаллический сланец	Рудные пироксениты			Роговики	
SE-561A	SE-536A	SE-730A	SV-301c	SE-719E	SE-720A	SV-314a	SE-647A
47.33	61.99	46.14	31.1	36.23	42.56	44.85	47.34
0.33	0.3	1.77	9.18	6.35	4.28	1.89	0.74
24.2	20.31	14.65	5.63	7.75	11.75	11.25	14.02
1.52	0.43	3.92	12.89	8.3	6.16	1.32	1.99
2.25	0.94	9.63	15.42	13.16	12.66	11.71	9.17
0.1	0.02	0.23	0.43	0.4	0.3	0.18	0.19
0.13	0.13	9.33	8.45	7.17	6.33	15.63	9.56
8.37	1.08	10.51	13.9	13.44	10.81	11.22	12.4
8.97	5.61	2.63	0.72	1.73	2.49	0.76	2.43
5.36	7.66	0.11	0.2	0.43	0.7	0.03	0.25
0.11	0.05	0.2	2.5	3.34	0.61	0.05	0.06
0.21	0.07	0.16	0.07	0.01	0.1	0.04	0.2
1.02	0.60	0.96	1.71	1.05	1.5	1.01	1.27
99.9	99.58	100.46	102.2	99.58	100.49	99.94	99.73
He опр.	0.39	0.22	He опр.	0.17	0.22	He опр.	0.11
0.2	4.7	587	39	232	406	329	265
3.5	3.4	162	10	3.4	3.3	1165	214
3.5	0.9	58	33	26	36	79	58
3.1	2.5	160	35	5.5	12	507	93
1.4	0.7	902	15	22	48	75	121
51	19	112	259	253	184	83	131
85	72	1.2	3.2	5.8	13	2.5	6.5
1368	167	149	210	504	582	145	363
19	3.8	21	73	98	44	12	18
125	10	20	9.3	65	24	22	58
12	3.0	10	1.7	14	13	5.9	5.2
1.47	0.63	0.14	0.12	0.24	0.92	0.07	1.16
4677	837	672	118	233	418	33	2945
20.6	4.1	7.2	53.2	95.7	31.1	3.8	5.2
48.2	10.2	16.3	135.6	227.4	75.1	10.3	13.2
5.6	1.3	2.0	17.8	27.7	9.9	1.4	1.6
21.9	5.2	9.4	74.0	114.4	40.8	5.4	7.0
3.8	0.8	2.7	18.5	24.6	10.8	1.6	2.0
2.4	1.3	1.4	4.3	5.2	2.8	0.6	1.0
2.7	0.7	3.6	19.0	23.1	9.4	2.1	1.8
0.4	0.1	0.6	2.5	3.4	1.5	0.4	0.3
2.5	0.7	3.8	13.2	16.6	8.1	2.3	2.6
0.5	0.1	0.8	2.8	3.2	1.6	0.4	0.6
1.4	0.3	2.4	7.4	8.4	4.3	0.8	1.5
0.2	0.0	0.4	1.0	1.2	0.6	0.1	0.2
1.7	0.3	2.0	4.9	6.2	3.8	0.6	1.3
0.3	0.1	0.3	0.8	0.9	0.6	0.1	0.2
2.2	0.1	0.7	0.5	2.4	1.5	0.5	1.9
2.6	0.8	0.5	0.2	0.9	0.9	1.5	1.3
Нпо	Нпо	0.8	1.7	1.6	3.2	Нпо	Нпо
0.8	0.1	0.2	1.2	1.3	1.2	0.1	0.3
0.7	0.3	0.1	0.7	0.7	0.9	0.0	0.4

Компонент	Роговики			Кальцифилы		Мраморы		
	SV-367A	SV-318a	SV-317a	SE-634A	SE-596A	SE-602B	SE-512C	SE-707A
SiO ₂	46.58	48.28	45.48	25.61	14.07	5.12	1.73	2.53
TiO ₂	2.46	1.26	2.23	0.36	0.08	0.03	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	13.72	14.45	11.15	6.06	5.95	—	0.15	—
Fe ₂ O ₃	1.74	3.01	1.99	2.29	0.2	—	0.53	0.28
FeO	12.18	7.64	12.56	1.34	0.16	—	0.35	—
MnO	0.21	0.15	0.21	0.08	0.01	—	0.08	0.01
MgO	6.57	6.2	12.38	2.28	25.4	18.24	10.52	24.26
CaO	12.79	14.66	11.91	42.22	29.98	32.59	43.92	34.63
Na ₂ O	2.24	2.68	1.03	0.61	—	0.02	—	—
K ₂ O	0.16	0.13	0.11	0.27	—	0.02	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.21	0.16	0.21	0.1	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0.16	0.06	0.1	0.06	0.11	0.17	0.04	0.11
П.п.п.	1.08	1.03	1.03	—	2.53	2.77	—	8.27
Сумма	100.1	99.71	100.39	99.96	100.04	99.91	99.92	99.72
CO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	18.4	22.55	40.91	42.41	29.56
V	431	272	391	94	16	16	37	17
Cr	235	203	688	53	1.3	2.6	4.3	4.1
Co	54	43	73	14	1.1	1.0	3.7	1.2
Ni	102	90	307	40	61	10	15	11
Cu	232	105	153	35	3.4	0.9	8.9	0.6
Zn	114	62	119	47	9.0	9.1	25	4.7
Rb	1.3	2.9	2.8	8.2	0.3	0.1	0.4	0.1
Sr	267	1301	255	1195	78	65	272	93
Y	29	18	23	19	12	1.6	3.3	1.5
Zr	61	49	44	53	197	0.6	1.5	2.4
Nb	13	7.5	11	1.3	3.6	0.1	0.2	0.3
Cs	0.06	0.42	0.26	0.08	0.006	0.010	0.002	0.002
Ba	515	204	335	127	23	51	7	4
La	7.4	6.4	6.6	7.5	6.7	0.7	1.3	1.9
Ce	21.9	17.6	19.5	15.5	13.3	0.7	1.9	3.2
Pr	3.3	2.4	3.1	1.8	1.4	0.2	0.2	0.3
Nd	15.0	9.1	14.9	7.7	5.5	0.6	0.7	1.0
Sm	4.8	2.2	4.3	2.1	1.2	0.2	0.2	0.2
Eu	1.3	0.8	1.1	0.7	0.1	0.0	0.1	0.0
Gd	3.9	2.4	3.7	2.0	1.2	0.1	0.3	0.2
Tb	0.7	0.4	0.6	0.4	0.2	0.0	0.0	0.0
Dy	4.7	2.9	3.7	2.4	1.4	0.1	0.3	0.3
Ho	1.0	0.6	0.7	0.5	0.3	0.0	0.1	0.1
Er	2.6	1.6	1.9	1.5	1.1	0.1	0.2	0.1
Tm	0.4	0.2	0.3	0.3	0.2	0.0	0.0	0.0
Yb	2.3	1.4	1.4	1.4	1.2	0.0	0.2	0.1
Lu	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0
Hf	1.5	0.9	1.8	1.5	3.6	0.0	0.1	0.1
Ta	2.5	1.5	2.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
Pb	Нпо	Нпо	Нпо	1.9	2.0	0.5	2.7	0.2
Th	Нпо	0.2	0.0	1.9	0.6	0.0	0.2	0.0
U	Нпо	0.1	0.1	3.0	2.2	0.3	2.2	0.2

Примечание. Силикатные анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом, анализы малых элементов методом ICP-MS в ЦКП Иркутского научного центра СО РАН, Нпо — ниже предела обнаружения, Не обн. — не обнаружено, Не опр. — не определялось.

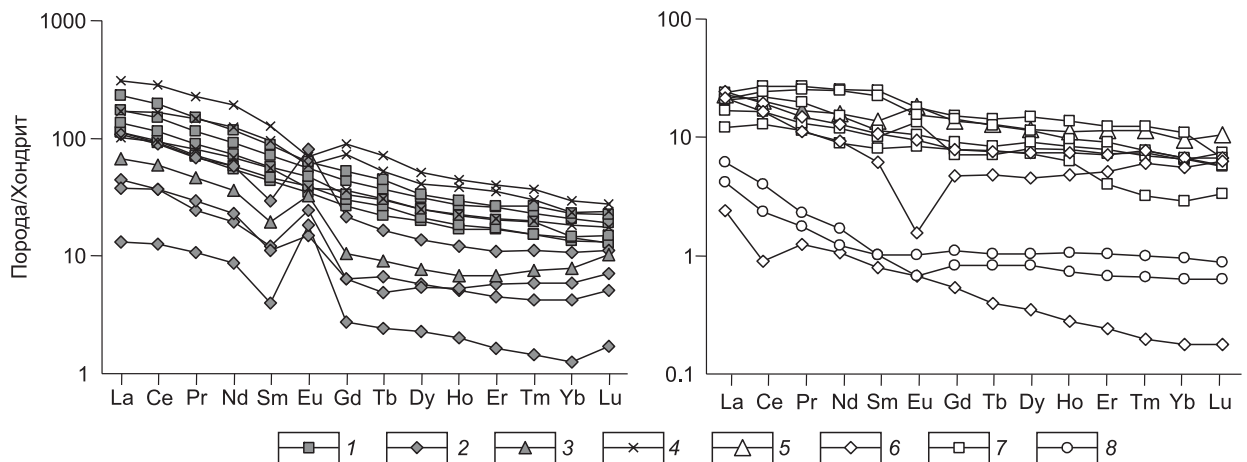


Рис. 6. Графики содержаний редкоземельных элементов в магматических и метаморфических породах Тажеранского массива.

Нормированы по хондриту [Boynnton, 1984]. 1 — субщелочные габбро, 2 — сиениты и нефелиновые сиениты, 3 — нефелиновый святоносит, 4 — рудные пироксениты, 5 — кристаллические сланцы, 6 — кальцифиры, 7 — роговики, 8 — мраморы.

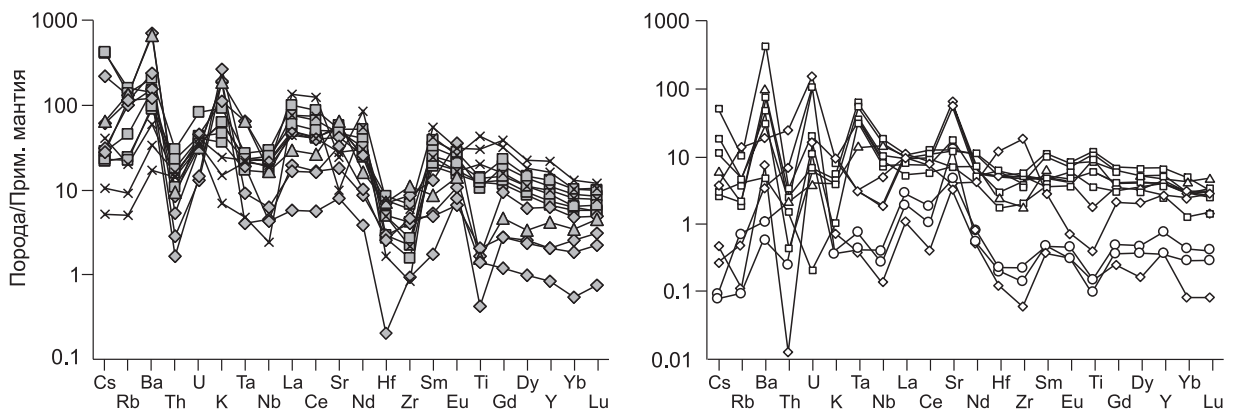


Рис. 7. Графики содержаний редких элементов в магматических, метаморфических и карбонатных породах Тажеранского массива.

Нормированы по примитивной мантии [McDonough et al., 1992]. Усл. обозн. см. на рис. 6.

шинства сиенитов массива, может объясняться фракционной кристаллизацией сиенитовой магмы и вариациями в соотношениях главных породообразующих минералов. Второй тренд с повышением известковистости и глиноземистости при постоянно высоких содержаниях щелочей и снижением оксида кремния (щелочной тренд) характерен для пород северо-западной части массива, расположенных вблизи контакта с вмещающими карбонатами, где встречены основные щелочные породы (нефелиновые святоноситы), отвечающие составу полевошпатового ургита. Подобное поведение компонентов не противоречит предположению [Конев, Самойлов, 1974] об их образовании за счет десиликации сиенитовой магмы при ассимиляции карбонатов.

Графики содержаний редкоземельных элементов в сиенитах характеризуются крутым трендом с отношением $(La/Yb)_n$ до 10. В сиенитах отчетливо выражена положительная европиевая аномалия $(Eu/Eu^*)_n$ до 5.5. Содержания редкоземельных элементов в субщелочных габброидах на порядок превышают их концентрации в сиенитах, что свидетельствует против модели образования сиенитов как дериватов щелочно-габброидной магмы.

КАРБОНАТНЫЕ И КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ МАССИВА: ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЯ И СОСТАВ

Карбонатные породы широко распространены в южной части массива и наряду с крупными телами нередко присутствуют в виде разноразмерных обособлений неправильной формы или отчетливых жил.

Преобладающее большинство таких тел сложено бруситовыми (апопериклазовыми, по [Конеv, Самойлов, 1974]) мраморами, реже встречаются доломитсодержащие кальцитовые мраморы. В частности, последними сложено крупное карбонатное тело в центральной части массива (см. рис. 1, *Б*). В хорошо отпрепарированных береговых обнажениях видно, что жилы бруситовых мраморов рассекают и сиениты, и прорывающие их субщелочные базиты, уже деформированные (см. рис. 4, *Г*). В большинстве карбонатных тел, независимо от их размеров и формы, доля брусита, встречающегося в виде изометричных округлых выделений размером 1—2 мм с луковидной структурой (см. рис. 4, *Д, Е*), составляет 30—50 %. Признаки каких-либо стрессовых деформаций луковидных бруситовых выделений отсутствуют. Карбонатные породы повсеместно изотропны, и структурированность их в некоторых телах или на отдельных участках этих тел обусловлена присутствием серий сближенных прожилков (от нескольких миллиметров до 5—7 см) кальцифиров, чаще всего оливин-шпинелевого состава. Следует отметить, что кальцифиры также обычны на контактах мраморов с силикатными породами (сиенитами и щелочными габброидами), слагая зоны от нескольких миллиметров до 1—3 м, реже они образуют самостоятельные трубо- и жилообразные тела небольших размеров.

В пределах массива в полях развития карбонатных пород нередко присутствуют участки, насыщенные телами сиенитов, реже субщелочных базитов (см. рис. 1, *В, 4, А*). Сиениты часто имеют овальную или будинообразную форму. Ключ к пониманию взаимоотношений сиенитов и бруситовых мраморов может дать один из закартированных в м-бе 1:500 хорошо обнаженных участков (см. рис. 4, *А*), где нефелиновые сиениты слагают разноразмерные включения или «капли» в бруситовых мраморах. В сиенитах отчетливо проявлена трахитоидность, и отсутствуют признаки огнейсования как в центральных, так и краевых частях тел. На контактах нередко присутствуют зоны кальцифиров и скарноидов (от 1 до 20 см) (см. рис. 4, *А*). Бруситовые мраморы характеризуются изотропным строением без каких-либо признаков структуризации, связанной с пластическим течением. Структура в мраморах проявляется только при появлении серий маломощных жилок оливин-шпинелевых кальцифиров, приуроченных к зоне распространения сиенитовых тел. При этом сами бруситовые мраморы и на микро-, и на макроуровне остаются изотропными.

Разноразмерные тела сиенитов трассируют единую зону, поэтому напрашивается тривиальное объяснение геологической ситуации: будинаж пластообразного тела сиенитов при пластическом течении карбонатов. Этому противоречат три принципиально важных наблюдения: 1) в бруситовых мраморах отсутствуют какие-либо признаки пластических деформаций; 2) тела сиенитов характеризуются только округлыми, сглаженными очертаниями, однако даже минимальные признаки пластических деформаций в краевых частях (впрочем, как и в центральных) полностью отсутствуют, при этом нередко хорошо проявлена трахитоидность, обусловленная ориентировкой пластинчатых кристаллов калиевого полевого шпата; 3) зоны скарнов и кальцифиров (от 1 до 30 см) могут развиваться по всей периферии тел сиенитов, а не только в боковых частях, что исключает возможность будинажа после внедрения пластообразного тела сиенитов (с соответствующим контактовым взаимодействием). Заметим, что присутствие изолированных округлых тел сиенитов с размерами до 30—60 м в карбонатном матриксe (см. рис. 1, *Б, 4, А*) — достаточно обычное явление в пределах Тажеранского массива.

Химический состав бруситовых мраморов полностью соответствует их петрографическому облику, свидетельствуя в пользу первично-доломитовой (с примесью разных количеств кальцита) природе. По геохимическим особенностям бруситовые мраморы отвечают осадочным карбонатам с очень низкими содержаниями практически всех редких и редкоземельных элементов (см. рис. 6, 7), отличаясь этим от известных и хорошо изученных карбонатитов [Фролов и др., 2005].

Кальцифиры характеризуются значительными вариациями минерального и химического составов [Конеv, Самойлов, 1974]. Наиболее распространены оливин-шпинелевые разности, нередко с Ti-Zr минерализацией [Старикова, 2007]. Также обычными аксессуарными минералами являются апатит, перовскит, гейкелит и ильменит. По характеру распределения редкоземельных элементов и по содержаниям многих редких элементов они близки к сиенитам (см. рис. 6, 7).

Таким образом, детальное геологическое картирование и многочисленные наблюдения в береговых обнажениях свидетельствуют в пользу нередкой жильной формы тел бруситовых мраморов и ассоциирующих кальцифиров, однако геохимические характеристики карбонатных пород соответствуют типично осадочным образованиям.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как было показано во введении, карбонатиты могут внедряться в земную кору в процессе коллизионного тектогенеза [Tilton et al., 1998; Hou et al., 2006]. Они достаточно легко диагностируются в случае формирования секущих тел и при отсутствии более поздних деформаций и метаморфизма — условий, характерных для верхних горизонтов коры. Распознавание же карбонатитов, охваченных складчатыми деформациями в более глубоких уровнях коры, будет представлять гораздо более сложную задачу, особенно в случае широко проявленных процессов метасоматоза и взаимодействия карбонатного и силикат-

ного субстрата непосредственно в процессе внедрения, кристаллизации и остывания магм. Детальные геологические исследования в пределах Тажеранского массива показали, что бруситовые (апопериклазовые) мраморы могли оказаться возможным кандидатом на существенно переработанные и измененные карбонатиты. Хотя периклазовые и бруситовые мраморы являются достаточно распространенными контактовыми образованиями [Смолин, 1970; Конев, Самойлов, 1974; Joesten, 1976], выявлены и настоящие карбонатиты периклаз-доломит-кальцитового состава [Treiman, Essene, 1984]. Но все-таки определяющими для постановки проблемы были следующие моменты.

1. Присутствие в бруситовых мраморах разноразмерных угловатых или будинообразных фрагментов метасоматизированных пород основного состава, а также жилообразная форма некоторых тел мраморов отмечались еще А.А. Коневым и В.С. Самойловым [1974] и объяснялись высокой пластичностью карбонатного материала при более поздних деформациях после кристаллизации сиенитовой магмы. Способность карбонатов к быстрой перекристаллизации в разных, в том числе относительно низкотемпературных условиях, общеизвестна. Если бы мраморы Тажеранского массива имели чисто карбонатный состав, то можно допустить, что признаки пластических деформаций мраморов были просто затушеваны процессами поздней перекристаллизации. Но мраморы содержат в больших количествах (30—50 %) «мягкий» брусит с характерным луковидным строением кристаллов (см. рис. 4, *Д, Е*) и отсутствием даже минимальных признаков стрессовых деформаций. Другими словами, можно утверждать, что после образования брусита карбонатные породы не испытывали твердофазных деформаций. Из этого вытекает, что возможное протрузивное внедрение мраморов в закристаллизованные сиениты могло происходить только до высокотемпературного преобразования доломитов в периклазовые мраморы. В таком случае тепловое воздействие нельзя связывать с сиенитовой или базитовой магмами, а другие кандидаты на роль «печки» в массиве отсутствуют.

2. Сиениты как щелочные, так и нефелиновые нередко формируют серии овальных или будинообразных тел в мраморном субстрате (см. рис. 4, *А*), причем иногда размеры таких тел не превышают первых десятков сантиметров. Тривиальному объяснению имеющейся картины будинажа пластообразных сиенитовых тел противоречит отсутствие даже минимальных пластических деформаций в контактовых зонах сиенитов. Во многих случаях прекрасно видна трахитоидность, а непосредственно на контакте присутствуют маломощные зоны скарноидов или кальцифиров. Невольно возникает ассоциация с необычным вариантом минглинга (механического смешения) сиенитовой и карбонатитовой магм, сходным с описанными в регионе ранее случаями минглинга гранитоидов и базитов [Склярков и др., 2001; Склярков, Федоровский, 2006]. При отсутствии прямых доказательств именно расплавленного состояния мраморов в момент внедрения сиенитовой магмы пока можно лишь констатировать, что вязкость карбонатов должна была быть сопоставимой с вязкостью силикатной магмы для формирования отдельных «каплевидных» обособлений сиенитового расплава.

Отметим еще и характерную для массива Р-Тi-Zr минерализацию (перовскит, тажеранит, кальцитрит, апатит, цирконолит, бадделиит и др. минералы) [Конев, Самойлов, 1974; Старикова, 2007].

Перечисленные пункты дают основание для постановки вопроса о магматическом генезисе карбонатных образований, ассоциирующих с нефелиновыми сиенитами, но есть и серьезные сомнения. По геохимическим характеристикам карбонатные и карбонатно-силикатные породы абсолютно не соответствуют мантийным образованиям. Налицо явный диссонанс геологических и геохимических данных, который предполагает несколько возможных решений вопроса.

1. В пределах Тажеранского массива присутствуют специфические карбонатиты и карбонатно-силикатные породы мантийного генезиса. Специфичность может быть вызвана активным взаимодействием мантийных выплавов (карбонатиты, пироксениты, щелочные базиты и сиениты) с коровыми породами в процессе коллизионного тектогенеза (совершенно неизученный аспект), напроочь смещающим мантийные геохимические метки.

2. Бруситовые мраморы и широкий спектр карбонатно-силикатных пород обусловлены процессами взаимодействия мантийных (сиениты, субщелочные габброиды, возможно, пироксениты) магм с карбонатными породами коры, обуславливающими появление коровых карбонатных выплавов и их внедрение в верхние горизонты.

3. Карбонаты являются ксенолитами вмещающей рамы. Ассоциирующие силикатно-карбонатные породы, даже в жильных проявлениях, являются продуктом высокотемпературного метасоматоза [Конев, Самойлов, 1974]. Жильная форма является результатом протрузивного внедрения карбонатов в поздние этапы, а отмеченные выше структурные особенности карбонатов — результатом пока не очень понятной по механизму поздней перекристаллизации. Вновь выявленные факты (поздние габброиды и другие) несколько усложняют, но принципиально не меняют традиционную точку зрения. Тем более, что угловатые обломки пироксенитов в мраморах внутри массива вписываются в сценарий развития мраморных меланжей, уже давно известных в регионе [Федоровский и др., 1993].

Авторы в настоящий момент не могут однозначно выбрать один из предложенных вариантов объяснения имеющихся фактов, равно как и однозначно опровергнуть любой из них. Нам представляется

наиболее вероятной возможностью плавления и последующего внедрения в верхние горизонты коры осадочных доломитов, однако эта версия требует дальнейшего изучения и обоснования.

Авторы выражают благодарность В.С. Шацкому и анонимному рецензенту за высказанные замечания и предложения по переработке рукописи, позволившие значительно улучшить статью.

Исследования выполнены при частичной поддержке РФФИ (гранты 08-05-00302, 08-05-00177), программы ОНЗ и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса» и научной школы НШ-3082.2008.5, а также гранта программы фундаментальных исследований Президиума РАН (направление «Электронная Земля»).

ЛИТЕРАТУРА

Багдасаров Ю.А. О «новом типе» карбонатитоподобных пород и границах термина «карбонатит» // Отечественная геология, 2006, № 1, с. 83—85.

Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология Сибирской платформы и прилегающих областей. Л., Наука, 1990, с. 170—183.

Богатиков О.А. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Т. 1. М., Наука, 1985, 367 с.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 96—108.

Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск, Наука, 1974, 246 с.

Конев А.А., Грудинин М.И., Остапенко Ю.П. Тажеранский щелочно-габброидный массив в Приольхонье // Геология и геофизика, 1967 (8), с. 120—122.

Кононова В.А. Магматические горные породы. Т. 2, Щелочные породы. М., Наука, 1984, 415 с.

Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопный возраст магматических пород Приольхонья // Докл. АН СССР, 1990, т. 313, № 1, с. 171—174.

Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 141—155.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // М., Книжный мир, 2001, 256 с.

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

Склярлов Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки — индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // Докл. РАН, 2001, т. 381, № 4, с. 522—527.

Склярлов Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Склярова А.Е. Парадоксы Тажеранского массива нефелиновых и щелочных сиенитов (Приольхонье): уточнение модели формирования или ключ к новой концепции // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту (материалы науч. совещ.). Т. 2, вып. 5. Иркутск, Изд-во ИГ СО РАН, 2007, с. 79—81.

Смолин П.П. Структурная эволюция и условия образования бруситов в магнезиально-карбонатных породах // Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 4, с. 155—158.

Старикова А.Е. Ti-Zr аксессуарная минерализация в кальцифирах Тажеранского массива (Западное Прибайкалье) // Щелочной магматизм, его источники и плюмы. Иркутск, Изд-во ИГ СО РАН, 2007, с. 223—236.

Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника, 1997, т. 31, с. 483—497.

Федоровский В.С. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. М-б 1:100 000. М., Изд-во ГГМ РАН, 2004.

Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника, 1993, № 4, с. 30—45.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргаполов С.А., Гибшер А.С. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3—22.

Федоровский В.С., Склярлов Е.В., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Котов А.Б., Склярова А.Е., Сквитина Т.М. Полевые макеты геологической и тектонической карт Тажеранского массива щелочных и нефелиновых сиенитов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного

пояса: от океана к континенту (материалы науч. совещ.). Т. 2, вып. 5. Иркутск, Изд-во ИГ СО РАН, 2007, с. 141—143.

Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В., Зинчук Н.Н., Белов С.В., Бурмистов В.А. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогения, прогноз), М., Изд-во НИИ-Природа, 2005, 539 с.

Bell K., Kjarsgaard B.A., Simonetti A. Carbonatites — into the twenty first century // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, № 11—12, p. 1839—1845.

Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements. Meteorite studies // *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Burke K., Ashwal L.D., Webb S.J. New way to map all sutures using deformed ARCs // *Geology*, 2003, v. 31, p. 391—394.

Chung S.L., Lo C.H., Lee T.Y., Zhang Y.Q., Xie Y.W., Li X.H., Wang K.L., Wang P.L. Dischronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 My ago // *Nature*, 1998, v. 395, p. 769—773

Guo Z.F., Hertogen J., Liu J.Q., Pasteels P., Boven A., Punzalan L., He H.Y., Luo X.J., Zhang W. H. Potassic magmatism in western Sichuan and Yunnan provinces, SE Tibet, China // *J. Petrol.*, 2005, v. 46, p. 33—78.

Horwitz E.Ph., Dietz M.L., Chiarizia R., Diamond H., Essling A.M., Graczyk D. Separation and pre-concentration of uranium from acidic media by extraction chromatography // *Analytica Chimica Acta*, 1992, v. 266, p. 25—37.

Hou Z., Tian S., Yuan Z., Xie Y., Yin S., Yi L., Fei H., Yang Z. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: petrogenesis, mantle source and tectonic implication // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 244, p. 234—250.

Joesten R. High-temperature metamorphism of carbonate rocks in a shallow crustal environment, Christmas Mountains, Big Bend region, Texas // *Amer. Miner.*, 1976, v. 61, p. 776—781.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 485—494.

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1982, v. 46, p. 637—649.

Le Bas M.J., Mian J., Rex D.C. Age and nature of carbonatite emplacement in North Pakistan // *Geol. Rundsh.*, 1987, v. 76, p. 317—321.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991, 35 p.

Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999, № 1a, 49 p.

Manhes G., Allegre C.J., Provost A. U-Th-Pb systematics of the eucrite «Juvinas»: precise age determination and evidence for exotic lead // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1984, v. 48, № 12, p. 2247—2264.

McDonough W.F., Sun S., Ringwood E.A., Jagoutz E., Hofmann A.W. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, v. 56, p. 1001—1212.

Piane C.D., Burlini L., Grobety B. Reaction-induced strain localization: Torsion experiments on dolomite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 256, № 1, p. 36—46.

Sklyarov E.V. Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480). Irkutsk, Print IEC SB RAS, 2005, 291 p.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.

Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 36, № 2, p. 359—362.

Tilton G.R., Bryge J.G., Mateen A. Pb-Sr-Nd isotope data from 30 and 300 Ma collision zone carbonatites in Northwest Pakistan // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, № 11—12, p. 1865—1874.

Treiman A.H., Essene E.J. A periclase-dolomite-calcite carbonatite from the Oka complex, Quebec, and its calculated volatile composition // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, v. 85, № 2, p. 149—157.

Veever J.J. Pan-Gondwanaland post-collisional extension marked by 650—500 Ma alkaline rocks and carbonatites and related detrital zircons: a review // *Earth Sci. Rev.*, 2007, v. 83, p. 1—47.

Wang J.H., Yin A., Harrison T.M., Grove M., Zhng Y.Q., Xie G.H. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 88, p. 123—133.

Yang Z., Woolley A. Carbonatites in China: a review // *J. Asian Earth Sci.*, 2006, v. 27, p. 559—575.

Zhang Y.Q., Xie Y.W. Geochronology of alkali-rich intrusions and Nd, Sr isotope characteristics in Ailao shan — Jinsha River // *Sci. China*, 2000, v. 30, p. 493—498.

*Поступила в редакцию
8 августа 2008 г.*