

**ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ
НА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОМ ЭТАПЕ МАГМАТИЗМА ЗАБАЙКАЛЬЯ
(результаты U-Pb изотопного датирования)**

**А.А. Цыганков¹, Б.А. Литвиновский², Б.М. Джань³, М. Рейков⁴, Д.И. Лю⁵,
А.Н. Ларионов⁶, С.Л. Пресняков⁶, Е.Н. Лепехина⁶, С.А. Сергеев⁶**

¹ Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

² Dept. of Geological and Environmental Sciences, Ben Gurion University of the Negev, Beer Sheva 84105, Israel

³ Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei 11529, Taiwan

⁴ Dep. of Geology, University of Leicester, University Rd., Leicester LE1 7RH, UK

⁵ Beijing SHRIMP Center, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

⁶ Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский институт (ЦИИ ВСЕГЕИ),
199106, Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, Россия

Позднепалеозойские интрузивные породы, представленные главным образом различными гранитоидами, распространены широко на территории Забайкалья; общая занимаемая ими площадь превышает 200 тыс. км². Продолжительность позднепалеозойского магматического цикла, по результатам U-Pb изотопного датирования цирконов, составляла 55—60 млн лет, от ~330 до ~275 млн л. н. В течение этого периода было сформировано пять интрузивных комплексов. На раннем этапе (330—310 млн лет) происходило внедрение высококальциевых известково-щелочных гранитов, слагающих крупный Ангаро-Витимский батолит площадью свыше 150 тыс. км². На более поздних этапах имело место полное или значительное перекрытие во времени формирования геохимически различных магматических комплексов. В частности, в интервале от 305 до 285 млн лет назад происходило внедрение известково-щелочных гранитоидов с пониженной кремнекислотностью (чивыркуйский комплекс кварцевых монзонитов, гранодиоритов) и переходных от известково-щелочных к субщелочным гранитов и кварцевых сиенитов (заянский комплекс). На следующем этапе в интервале 285—278 млн лет формировались породы шошонитовой серии (сиениты, монзониты, обогащенные калием габброиды нижнеселенгинского комплекса), а за ними со значительным перекрытием (281—278 млн лет) — раннекуналейский комплекс щелочных и щелочно-полевошпатовых сиенитов и гранитов. Несмотря на сложную последовательность формирования интрузивных комплексов, выявляется генеральный тренд эволюции состава гранитоидов во времени — от высококальциевых известково-щелочных к породам шошонитовой серии и щелочным сиенит-гранитным комплексам.

Значительные объемы и характерный состав гранитоидов дают основания полагать, что позднепалеозойский магматизм на территории Забайкалья происходил на постколлизивной (330—310 млн лет), переходной (305—285 млн лет) и внутриплитной (285—275 млн лет) стадиях герцинского цикла.

Известково-щелочные граниты, щелочные граниты, U-Pb геохронология, Забайкалье, Россия

**SEQUENCE OF MAGMATIC EVENTS IN THE LATE PALEOZOIC OF TRANSBAIKALIA, RUSSIA
(U-Pb isotope data)**

**A.A. Tsygankov, B.A. Litvinovsky, B.M. Jahn, M. Reichow, D.Y. Liu, A.N. Larionov,
S.L. Presnyakov, Ye.N. Lepekhina, and S.A. Sergeev**

The Late Paleozoic intrusive rocks, mostly granitoids, totally occupy more than 200,000 km² on the territory of Transbaikalia. U-Pb isotopic zircon dating (about 30 samples from the most typical plutons) shows that the Late Paleozoic magmatic cycle lasted 55–60 m.y., from ~330 to ~275 Ma. During this time span, five intrusive formations were emplaced throughout the region. The earliest are high-K calc-alkaline granites (330–310 Ma) making up the Angara-Vitim batholith 150,000 km² in area. At later stages, formation of geochemically distinct intrusive suites occurred with total or partial overlap in time. In the interval of 305–285 Ma two formations were emplaced: calc-alkaline granitoids with decreased SiO₂ content (the Chivyrukui suite of quartz monzonite and granodiorite) and the Zaza suite comprising calc-alkaline-alkali transitional granite and quartz syenite. At the next stage, in the interval of 285–278 Ma, the shoshonitic Lower Selenga suite made up of monzonite, syenite, and alkali-rich microgabbro formed; this suite was followed, with a significant overlap in time (281–276 Ma), by the emplacement of the Early Kunaiei suite of alkali (alkali feldspar) and peralkaline syenite and granite. The concurrent emplacement of distinct plutonic formations suggests simultaneous magma generation at different depths and, possibly, from different sources. Despite the complex sequence of formation of Late Paleozoic intrusive suite, a general trend from high-K calc-alkaline to alkali and peralkaline granitoids

is clearly recognized. New data on the isotopic U-Pb zircon age support the Rb-Sr isotope data suggesting that the emplacement of large volumes of peralkaline and alkali (alkali feldspar) syenites and granites occurred in two separate stages: Early Permian (281–278 Ma) and Late Triassic (230–210 Ma). Large volumes and specific compositions of granitoids suggest that the Late Paleozoic magmatism in Transbaikalia occurred successively in the postcollisional (330–310 Ma), transitional (305–285 Ma), and intraplate (285–275 Ma) setting.

Calc-alkaline granite, alkali and peralkaline granite, U-Pb isotope dating, postcollisional magmatism, Transbaikalia, Russia

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы внимание исследователей привлекают специфические особенности и сложная история магматизма постколлизиионной стадии эволюции подвижных поясов [Liégeois, 1998; Liégeois et al., 1998; Bonin, 2004; Be'eri-Shlevin et al., 2009]. Согласно [Liégeois, 1998], постколлизиионный период начинается после завершения коллизии двух или более «континентальных» плит и сопутствующего высокотемпературного метаморфизма. Постколлизиионный магматизм происходит во внутриконтинентальных областях, но все еще в условиях значительных горизонтальных перемещений террейнов вдоль крупных сдвиговых зон (mega-shear zones). Такие перемещения предшествуют переходу к типично внутриплитному режиму с преобладанием условий растяжения и в пределе — континентальному рифтообразованию. Одной из важных характеристик постколлизиионного магматизма является широкое распространение высококалийных известково-щелочных гранитоидов. Формирование гранитоидов повышенной щелочности, включая щелочные (в соответствии с западной терминологией — alkaline and peralkaline), фиксирует переход к более спокойному внутриплитному (анорогенному) этапу.

Большинство авторов полагает, что высококалийные известково-щелочные серии и гранитоидные серии повышенной щелочности формировались в различных геотектонических обстановках; в пределах одного региона они сменяют друг друга во времени [Liégeois, 1998; Liégeois et al., 1998; Bonin, 2004, 2007]. В то же время описаны случаи, когда щелочной гранитоидный магматизм в регионе начинался задолго до окончания предшествующей известково-щелочной стадии, а время перекрытия составляет многие миллионы лет [Nédélec et al., 1995; Ярмолюк и др., 2002; Be'eri-Shlevin et al., 2009; Eyal et al., 2009].

Подобные перекрытия во времени формирования геохимически разнородных интрузивных комплексов были обнаружены и на территории Забайкалья [Ярмолюк и др., 1997а], где позднепалеозойские известково-щелочные и щелочные гранитоиды распространены необычайно широко. С другой стороны, были получены Rb-Sr изотопные датировки, позволяющие предположить, что формирование значительных объемов щелочных и щелочно-полевошпатовых сиенитов и гранитов, слагающих Монголо-Забайкальский пояс, протяженностью около 2500 км, происходило не в один, а в два этапа, разделенные временным промежутком порядка 50 млн лет [Литвиновский и др., 1995а, 2001; Ярмолюк и др., 2001; Jahn et al., 2009]. Новые данные указывают на необходимость пересмотра традиционных представлений о последовательности магматизма и смене тектонических обстановок во внутриплитных условиях после окончания коллизиионных процессов.

В предлагаемой статье авторы, опираясь в основном на собственные, а также на опубликованные другими исследователями данные по U-Pb изотопному возрасту палеозойских интрузивных пород Забайкалья, обосновывают следующие положения:

1. На фоне общей последовательности изменения характера магматизма (от известково-щелочного до щелочного) устанавливается значительное перекрытие во времени формирования тесно ассоциирующихся в пространстве, но геохимически различных интрузивных комплексов.
2. В то же время выявляется, что щелочно-гранитоидные ассоциации, неразличимые по набору пород и составу одноименных разновидностей, формировались в два этапа с разрывом в ~50 млн лет.
3. Позднепалеозойские гранитоидные интрузивные комплексы региона были сформированы в условиях постколлизиионного и внутриплитного тектонических режимов при наличии переходного периода продолжительностью около 20 млн лет.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

На территории Забайкалья высококалийные известково-щелочные гранитоиды и сиенит-гранитные серии повышенной и высокой щелочности распространены очень широко (рис. 1); они слагают не менее пяти крупных интрузивных комплексов, а общая их площадь превышает 200 тыс. км² [Литвиновский и др., 1993, 1999; Wickham et al., 1995; Литвиновский, Занвилевич, 1998; Kovalenko et al., 2004].

До середины 1990-х годов общепринятой считалась схема палеозойского магматизма региона, в соответствии с которой выделялись четыре крупных этапа магматической активности, происходившей

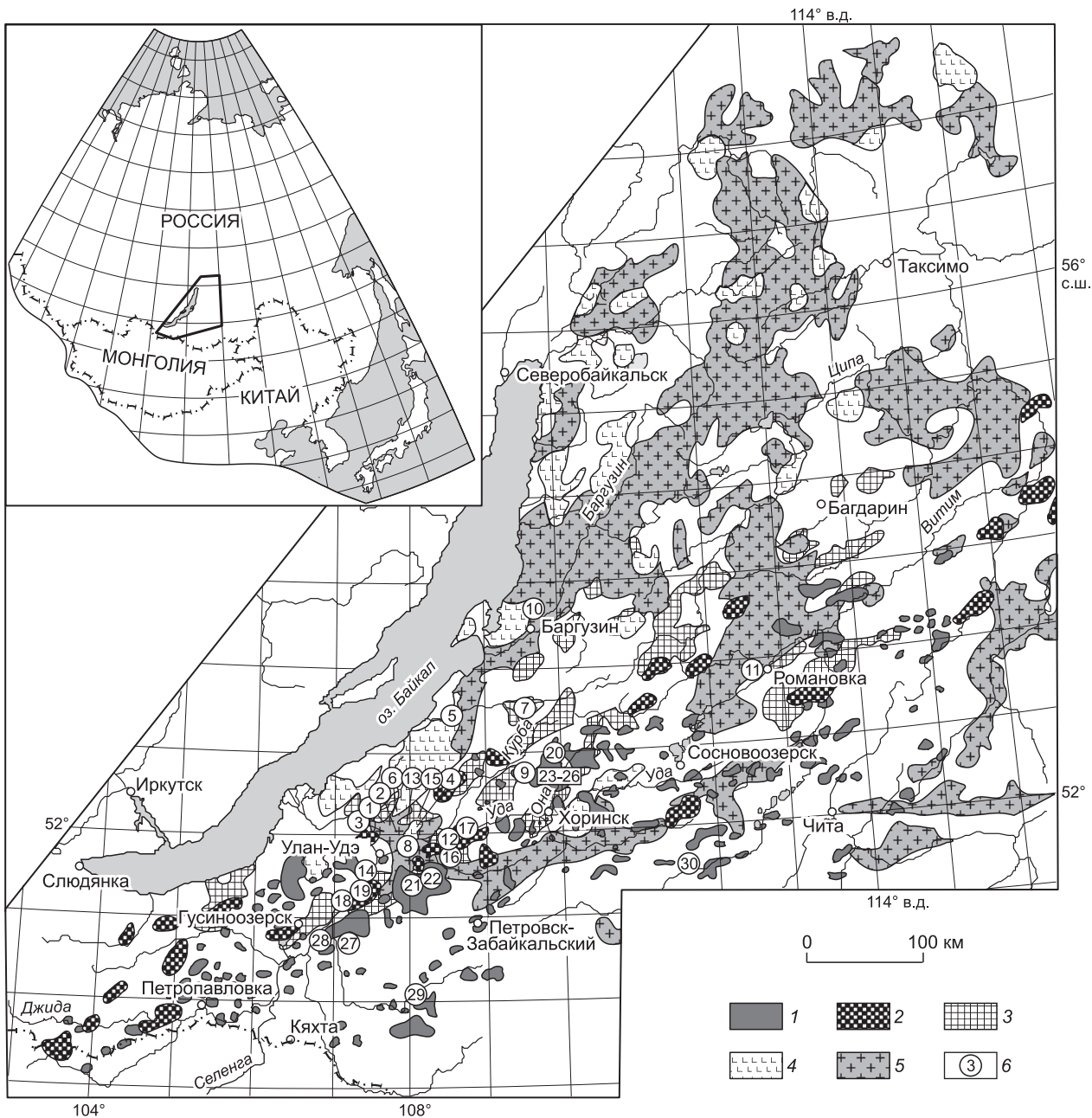


Рис. 1. Схема расположения герцинских гранитоидов Забайкалья. Составлена на основе [Карта ..., 1989].

На врезке показан контур изучаемого региона.

1 — щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса (раннекуналейский (280—273 млн лет) и позднекуналейский (230—210 млн лет) комплексы); 2 — шошонитовая интрузивная серия (монзонит-сиенит-кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами, нижнеселенгинский комплекс — 285—278 млн лет); 3 — переходные, от высококальциевых известково-щелочных до субщелочных (alkaline) граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами (заянский комплекс — 305—285 млн лет); 4 — высококальциевые известково-щелочные кварцевые монзониты, кварцевые сиениты и габброиды (чивыркуйский комплекс — 305—285 млн лет); 5 — известково-щелочные граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит), 330—310 млн лет; 6 — в кружках показаны места отбора проб, в которых проводилось U-Pb изотопно-геохронологическое датирование цирконов (цифры соответствуют порядковым номерам в табл. 2).

на разных стадиях эволюции подвижного пояса [Гордиенко и др., 1978; Гордиенко, 1987; Wickham et al., 1995; Литвиновский, Занвилевич, 1998; Литвиновский и др., 1999]:

1. Кембрийский этап, во время которого сформировались габбро-тоналит-плагиогранитная и габбро-тоналит-гранодиорит-гранитная формации, образованные на островодужной стадии и стадии активной континентальной окраины. Указанные породы объединены в *джидинский* интрузивный комплекс. Массивы, сложенные породами джидинского комплекса, располагаются в основном в южных районах Забайкалья.

2. Условно силурийские гранитоиды: высококальциевые известково-щелочные граниты и предшествующие им кварцевые монцитониты, гранодиориты, сформировавшиеся на позднем этапе континентальной коллизии крупный Ангаро-Витимский батолит (АВБ) и сопровождающие его более мелкие массивы общей площадью около 150 тыс. км² — *баргузинский* интрузивный комплекс (см. рис. 1).

3. Каменноугольный этап, во время которого происходило внедрение кварцевых сиенитов и гранитов, образованных во внутриконтинентальных условиях на начальных этапах растяжения; эти породы отнесены к *заинскому* интрузивному комплексу в центральной и восточной частях региона и к *позднеджидинскому* — на юго-западе, в бассейне Джиды (см. рис. 1). Гранитоиды рассматриваемого этапа распространены далеко на запад за пределы Забайкалья. Их суммарная площадь около 39 тыс. км², а характерные размеры массивов составляют 500—1000 км² [Леонтьев и др., 1981; Wickham et al., 1995; Литвиновский и др., 1999].

4. Пермь и ранний триас. На этом этапе преобладал внутриконтинентальный рифтогенный режим, определивший формирование ряда последовательных интрузивных комплексов и генетически с ними связанных вулканических бимодальных серий. На основе изучения интрузивных соотношений выявлен следующий порядок формирования интрузивных комплексов данного этапа, соответствующий разным стадиям эволюции Монголо-Забайкальского пояса: 1) начальная стадия — *нижнеселенгинский* монцитонит-сиенит-гранитный комплекс, шошонитовая серия; 2) промежуточная стадия — *кудунский* щелочно-полевошпатовый сиенит-гранитный комплекс, 3) финальная стадия — *куналейский* щелочной сиенит-гранитный комплекс. Перечисленные комплексы распространены на всей территории Монголо-Забайкальского пояса, протягивающегося на 2,5 тыс. км при ширине около 200 км [Занвилевич и др., 1985, 1991; Zanvilevich et al., 1995; Wickham et al., 1995; Литвиновский и др., 1999]. Суммарная площадь всех массивов данного этапа превышает 40 тыс. км². Породы кудунского и куналейского комплексов нередко слагают единые плутоны; размеры последних составляют обычно десятки и первые сотни квадратных километров, но некоторые, в частности Брянский массив, достигают 1600 км² [Litvinovsky et al., 2002]. Массивы, сложенные породами нижнеселенгинского комплекса, также достигают крупных размеров, более 800 км² [Литвиновский и др., 1995а].

Указанная схема палеозойского магматизма была использована при составлении «Карты магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части МНР» м-ба 1:1500 000 [Абрамович и др., 1989; Карта..., 1989]. Следует указать, что к этому времени надежные изотопные данные о возрасте магматических пород, за редкими исключениями [Козубова и др., 1977, 1980], отсутствовали, а палеонтологические остатки были обнаружены лишь в кембрийских, ордовикских, пермских и каменноугольных отложениях палеозоя [Гордиенко и др., 1978]. Поэтому главные этапы магматизма датировались с большой степенью условности, хотя уже тогда возникал вопрос о необычной продолжительности цикла Уилсона, охватывавшего каледонскую и герцинскую эпохи, от кембрия до начала триаса.

С середины 1990-х годов начались интенсивные изотопные геохронологические исследования [Неймарк и др., 1993; Литвиновский и др., 1995а, 1999]. Наиболее важные U-Pb геохронологические даты, заставившие пересмотреть историю палеозойского магматизма всего региона, были опубликованы коллективом авторов [Будников и др., 1995; Ярмолук и др., 1997а,б], показавших, что АВБ был сформирован не в силуре, а в конце карбона, в период от 310 до 285 млн л. н.; при этом период формирования батолита полностью перекрывает время внедрения гранитов заинского интрузивного комплекса, вследствие чего породы последнего были включены в состав батолита. Результаты U-Pb датирования цирконов из гранитов юго-западной части батолита [Цыганков и др., 2007] свидетельствуют о том, что АВБ начал формироваться около 330 млн л. н., еще в конце раннего карбона. Новые геохронологические данные были получены и для более молодых интрузивных пород. В частности, на основе Rb-Sr датирования было установлено, что щелочно-полевошпатовые и щелочные сиенит-гранитные комплексы (кудунский и куналейский) формировались одновременно, однако гранитоидный магматизм высокой щелочности происходил в два этапа: раннепермский (280—275 млн лет) и поздне триасовый (225—210 млн лет) [Литвиновский и др., 1995а; 2001; Ярмолук и др., 2001]. Эти данные были подтверждены и уточнены U-Pb датированием цирконов [Reichow et al., 2010].

Таким образом, в настоящее время можно полагать, что подавляющая часть объема гранитоидов региона была образована в позднем палеозое, в период от 330 до 275 млн лет.

Нами проведена серия новых определений U-Pb изотопного возраста цирконов из гранитоидов и основных пород Забайкалья. Полученные результаты, рассмотренные совместно с уже имеющимися данными, позволяют предложить новый взгляд на последовательность позднепалеозойских магматических событий в регионе.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для проведения геохимического анализа пробы пород были раздроблены до 200 меш. Общий анализ пород был выполнен в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ). Элементы-примеси определялись XRF и ICP-MS методами в ГИН СО РАН (Улан-Удэ), ИГХ СО РАН им. А.П. Виноградова (Иркутск) и в Геологическом институте АН КНР (Пекин). Ошибки определения для XRF и ICP-MS методов составляют 15—20 и 10—15 % соответственно.

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном зонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) и на аналогичном приборе в Институте геологического анализа Академии геологических наук КНР (Пекин). Аналитическая процедура сходна с описанной в [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка ионов O^{2-} составляла 2.5—6 нА, диаметр пятна (кратера) $\approx 15 \times 30$ мкм. Для каждого определения возраста производилась регистрация пяти спектров масс-пиков. В качестве стандартов использованы SL13 с возрастом 572 млн лет и содержанием U 238 г/т и TEMORA с возрастом 417 млн лет [Williams, 1998; Black et al., 2003]. Цирконовые стандарты анализировались через каждые 3—4 анализа испытуемых образцов. Для вычисления возраста использована константа периода полураспада, рекомендованная IUGS Subcommittee on Geochronology [Steiger, Jaeger, 1977]. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне 2σ . При построении графиков с конкордией использовалась программа ISOPLOT/EX [Ludwig, 2001].

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Новые результаты U-Pb датирования цирконов из гранитоидов Центрального Забайкалья, располагающихся в бассейнах рек Курба и Она, представлены в табл. 1 и на рис. 2. Геохронологические исследования на этой территории проводятся авторами уже несколько лет [Reichow et al., 2010; Цыганков и др., 2007]. Выбор новых объектов был сделан с таким расчетом, чтобы установить с учетом уже имеющихся определений максимально полную последовательность формирования позднепалеозойских магматических комплексов. Определения изотопного U-Pb возраста цирконов из гранитоидов проводились в Тэмэнском и Гольцовом массивах (баргузинский комплекс), в Унэгетэйском массиве (зазинский комплекс), а также в Бургасском и Шараталинском массивах, которые, по данным геологической съемки [Рейф, 1976], формировались на поздних стадиях палеозойского магматизма. Кроме того, были исследованы цирконы из дайки сиенит-порфиров протяженного дайкового пояса, предшествовавшего формированию щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитоидов Хоринской вулканоплутонической структуры [Посохов и др., 2005]. Места отбора проб показаны на рис. 1, а краткая характеристика массивов дана в сводной табл. 2.

Цирконы в пр. Те-01-06 (пр. № 2 на рис. 1 и в табл. 2) из порфировидных биотитовых гранитов Тэмэнского массива представлены идиоморфными прозрачными кристаллами светло-розового цвета, иногда с красновато-коричневым оттенком. Размер зерен варьирует от 50 до 250 мкм, коэффициент удлинения (КУ) 1.2—4. Оптически кристаллы однородные, в катодоллюминесцентном изображении (КЛ) наблюдается тонкая магматическая зональность. Характерно присутствие газовой-жидких и расплавных включений, мономинеральных включений апатита и полиминеральных агрегатов Kfs-Qtz-Pl состава. Содержание U в цирконах составляет 236—980 мг/г, Th/U = 0.55—1.48 (см. табл. 1), что характерно для цирконов магматического генезиса. В некоторых случаях (т. 1.1) наблюдается резко повышенное содержание U (2513 мг/г), однако Th/U при этом меняется незначительно (1.59), что, возможно, объясняется наличием унаследованной компоненты. Конкордантный возраст, рассчитанный по 9 точкам из 11, составляет 318 ± 4 млн лет (см. рис. 2), MSWD = 3.2. Некоторый разброс точек, возможно, объясняется потерей радиогенного Pb.

Тэмэнские граниты нигде не контактируют с датированными ранее гнейсовидными гранитами (325 млн лет [Цыганков и др., 2007]), но они интродуцированы зазинскими лейкогранитами, формировавшимися с 303 до 289 млн л. н. [Ярмолюк и др., 1997а; Цыганков и др., 2007].

В тяжелой фракции пр. G1-10-03 (проба № 3 на рис. 1 и в табл. 2) из биотитовых гранитов Гольцового массива присутствуют идиоморфные прозрачные с красноватым оттенком, иногда красно-коричневые цирконы размером от 65 до 265 мкм, КУ варьирует от 1.5 до 4.7. Оптически кристаллы однородные, в КЛ наблюдается тонкая магматическая зональность, включения нехарактерны. Содержание U в цирко-

Таблица 1. Результаты U-Rb изотопного датирования цирконов (SHRIMP-II) из гранитоидов Забайкалья

№ точки	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U, г/т	Th, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ± %	± %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ± %	± %	Кор. отклонение	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст	D, %	
															7
<i>Тэмэньский массив, пр. Те-01-06 (порфириновый (Kfs) Вт-гранит)*</i>															
8.1	1.15	844	452	0.55	33.7	0.0535	16.0	0.34	16.4	0.0460	3.5	0.214	290±10	350±363	21
6.1	2.28	442	320	0.75	19.1	0.0534	17.1	0.36	17.2	0.0492	1.8	0.103	310±5	348±387	12
3.1	1.03	980	681	0.72	41.9	0.0527	7.5	0.36	7.5	0.0493	1.1	0.145	310±3	315±170	1
11.1	1.33	977	817	0.86	42.2	0.0523	7.8	0.36	7.9	0.0496	1.2	0.151	312±4	297±177	-5
7.1	0.72	810	941	1.20	35.1	0.0590	5.1	0.41	5.2	0.0500	1.1	0.208	315±3	566±112	80
5.1	1.23	838	622	0.77	36.8	0.0581	10.3	0.40	10.4	0.0505	1.3	0.125	318±4	534±225	68
10.1	7.31	236	168	0.74	11.1	0.0469	91.1	0.33	91.3	0.0507	5.8	0.064	319±18	45±2177	-86
9.1	0.54	338	311	0.95	15.1	0.0639	7.6	0.46	7.8	0.0518	1.7	0.212	326±5	738±162	126
2.1	4.07	320	459	1.48	14.9	0.0494	45.3	0.35	45.4	0.0519	3.1	0.069	326±10	168±1058	-48
1.1	0.31	2513	3878	1.59	112.5	0.0535	2.4	0.38	2.5	0.0519	0.7	0.286	326±2	352±53	8
4.1	1.27	575	278	0.50	32.0	0.0584	13.6	0.52	13.7	0.0639	1.6	0.114	399±6	546±298	37

Ошибка измерения стандарта 0.49 %

*Гольцовый массив, пр. ГИ-10-03 (Вт-гранит)**

1.1	0.47	636	491	0.80	27.6	0.0515	4.4	0.357	4.6	0.05032	1.4	0.313	317.6±5.1	263±100	-17
2.1	0.84	664	604	0.94	28.8	0.0499	6.6	0.344	6.8	0.05001	1.5	0.215	316.8±5.2	189±150	-40
3.1	0.98	764	804	1.09	32.5	0.0484	5.5	0.327	5.7	0.04904	1.5	0.260	312.7±5.3	121±130	-61
4.1	0.66	133	98	0.76	5.45	0.059	10	0.385	10	0.04737	2.1	0.198	299.8±6.6	566±220	90
5.1	2.60	303	487	1.66	13.6	0.056	13	0.393	13	0.05088	1.8	0.136	320.2±7.3	453±300	42
6.1	0.75	596	312	0.54	26.3	0.0495	6.3	0.348	6.4	0.05092	1.5	0.229	321.7±4.9	173±150	-46
7.1	1.12	379	467	1.28	16.1	0.0549	11	0.37	11	0.04893	1.7	0.149	309.6±5.9	408±250	33
8.1	1.06	569	499	0.91	24.8	0.0508	6.1	0.352	6.2	0.05023	1.5	0.244	319.3±5.4	232±140	-27
9.1	0.36	1020	1322	1.34	43.6	0.0551	2.6	0.377	3	0.04959	1.4	0.473	310.5±5.5	418±58	34
10.1	0.31	540	437	0.84	23.4	0.0555	5	0.385	5.2	0.05028	1.5	0.282	314.2±5.2	431±110	36

Ошибка измерения стандарта 0.49 %

*Бургааский массив, пр. Бу-113-04 (Qtz-сyenит)***

1.1	1.08	183	148	0.84	7.17	0.0516	6.1	0.321	6.7	0.0450	2.6	0.396	283.9±7.3	270±140	-5
2.1	1.89	195	156	0.83	7.81	0.0432	13	0.273	13	0.0458	2.7	0.209	288.6±7.6	-153±310	288
3.1	1.34	136	86	0.65	5.60	0.0563	9.2	0.366	9.6	0.0472	2.8	0.290	297.0±8.1	464±200	36
3.2	0.86	195	223	1.18	7.83	0.0534	5.9	0.341	6.5	0.0463	2.7	0.417	291.5±7.7	348±130	16
4.1	1.27	279	349	1.29	11.0	0.0482	11	0.303	11	0.0455	2.6	0.236	287.0±7.3	109±250	-162
5.1	0.77	188	157	0.86	7.22	0.0535	9.5	0.327	9.9	0.0443	2.7	0.278	279.5±7.5	350 ±210	20

6.1	1.02	225	154	0.71	8.79	0.0491	9.3	0.305	9.6	0.0451	2.6	0.266	284.3±7.1	151±220	-88
7.1	0.00	297	320	1.11	12.0	0.0519	3.3	0.335	4.1	0.0468	2.5	0.606	295.0±7.1	282±75	-5
8.1	0.20	498	575	1.19	19.3	0.0531	3.3	0.329	4.1	0.0449	2.4	0.587	283.3±6.7	331±75	14
9.1	1.12	219	249	1.17	8.67	0.0452	9.5	0.283	9.9	0.0455	2.6	0.262	286.8±7.3	-45±230	737
10.1	1.47	272	211	0.80	10.9	0.0459	10	0.291	11	0.0459	2.6	0.237	289.5±7.3	-7±250	4484
11.1	0.71	228	173	0.78	8.88	0.0486	6.5	0.302	7.0	0.0451	2.5	0.363	284.4±7.1	128±150	-123
<i>Шараталинский массив, пр. 166-03 (мелкозернистый Вг-гранит)*</i>															
1.1	0.13	122	127	1.08	4.55	0.0529	3.8	0.318	4.6	0.0435	2.6	0.556	275±6.9	—	—
2.1	0.26	147	88	0.62	5.63	0.052	3.9	0.319	4.6	0.0444	2.5	0.546	280±6.9	—	—
3.1	0.39	43	33	0.78	1.76	0.0495	8.4	0.321	8.8	0.0471	2.9	0.323	297±8.3	—	—
4.1	0.19	139	155	1.16	5.48	0.0518	4.2	0.328	4.8	0.0459	2.5	0.507	290±7.0	—	—
5.1	0.00	108	125	1.20	4.53	0.0527	3.3	0.355	4.2	0.0489	2.6	0.611	308±7.8	—	—
6.1	0.21	143	113	0.82	5.69	0.0508	3.6	0.324	4.4	0.0462	2.5	0.562	291±7.0	—	—
7.1	0.00	45	33	0.77	1.69	0.0498	5.7	0.302	6.4	0.044	2.9	0.448	278±7.7	—	—
8.1	0.44	102	119	1.21	3.93	0.0517	5.8	0.32	6.3	0.0449	2.6	0.403	283±7.1	—	—
9.1	0.13	223	295	1.37	8.73	0.0515	2.6	0.323	3.6	0.0455	2.4	0.669	287±6.7	—	—
10.1	0.15	156	109	0.72	6.08	0.0514	3.2	0.321	4	0.0452	2.4	0.602	285±6.8	—	—

Ошибка измерения стандарта 0.49 %

<i>Унэгэтайский массив, пр. 023а-04 (лейкогранит)**</i>															
1.1	5.30	64	87	1.39	2.56	—	—	—	—	0.0439	4.3	—	277.0±12	—	109
1.2	0.35	247	399	1.67	9.41	0.0558	4.9	0.340	5.5	0.0442	2.6	0.470	279.0±7.1	443±110	37
2.1	3.66	223	100	0.46	9.04	0.0700	5.2	0.439	5.8	0.0455	2.6	0.448	286.9±7.2	929±110	69
2.2	0.94	593	479	0.83	23.5	0.0628	3.8	0.395	4.5	0.0456	2.4	0.536	287.7±6.9	700±82	59
3.1	8.14	1246	233	0.19	56.5	0.0457	15	0.306	15	0.0485	2.5	0.168	305.5±7.4	-17±350	1889
3.2	0.00	440	391	0.92	17.3	0.0536	2.9	0.339	3.8	0.0458	2.4	0.650	288.9±6.9	353±65	18
4.1	0.21	483	557	1.19	19.5	0.0508	2.6	0.329	3.6	0.0469	2.4	0.678	295.7±7.0	231±61	-28
5.1	0.00	300	499	1.72	12.4	0.0540	4.3	0.357	5.0	0.0479	2.5	0.502	301.7±7.4	372±97	19
6.1	0.93	198	94	0.49	7.73	0.0476	12	0.296	13	0.0451	2.8	0.216	284.3±7.7	78±300	-263
7.1	1.13	138	202	1.51	5.66	0.0513	9.3	0.333	9.7	0.0471	2.9	0.295	296.9±8.3	255±210	-16
8.1	0.00	242	94	0.40	9.50	0.0544	3.1	0.343	4.0	0.0457	2.5	0.630	288.2±7.2	387±71	26
9.1	0.94	210	81	0.40	8.22	0.0486	13	0.303	14	0.0451	2.7	0.197	284.5±7.5	130±310	-119
9.2	0.17	691	1153	1.72	26.8	0.0525	2.4	0.326	3.4	0.0451	2.4	0.711	284.1±6.7	307±54	8
10.1	5.26	268	118	0.46	11.0	0.0312	31	0.195	31	0.0453	2.8	0.088	285.5±7.8	-1.05±940	127
11.1	0.38	900	2090	2.40	35.5	0.04945	1.8	0.3114	3.0	0.0457	2.4	0.799	287.9±6.7	169±42	-70

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Хоринский вулканоплутонический комплекс, пр. М516 (дайка сиенит-порфиров)**</i>															
1.1	0.44	230	187	0.84	8.89	0.0543	6.1	0.335	6.6	0.0447	2.6	0.395	281.9±7.2	383±140	26
2.1	0.79	160	176	1.14	6.11	0.0549	4.3	0.335	5.1	0.0442	2.6	0.520	279.0±7.2	407±97	32
3.1	1.02	182	142	0.81	7.04	0.0501	8.6	0.308	9.0	0.0446	2.6	0.294	281.2±7.3	199±200	-41
4.1	0.67	142	125	0.91	5.66	0.0546	5.5	0.347	6.2	0.0461	2.8	0.447	290.4±7.9	397±120	27
5.1	2.44	184	179	1.01	7.28	0.0426	20	0.264	20	0.0450	2.8	0.144	283.8±7.9	-190±490	249
6.1	0.58	215	219	1.05	8.19	0.0514	3.9	0.312	4.7	0.0440	2.6	0.546	277.6±7.0	259±91	-7
7.1	0.45	384	275	0.74	15.4	0.0517	4.2	0.332	4.8	0.0465	2.5	0.506	293.2±7.0	271±96	-8
8.1	2.41	145	102	0.72	5.75	0.0451	16	0.280	16	0.0450	2.8	0.175	283.9±7.7	-53±380	639
9.1	0.00	225	239	1.10	7.42	0.0552	4.1	0.292	4.9	0.0384	2.6	0.540	242.8±6.3	422±92	42
9.2	2.28	124	85	0.71	4.51	0.0397	12	0.227	13	0.0415	2.9	0.229	262.3±7.4	-373±320	170
10.1	0.00	196	212	1.12	6.46	0.0590	6.1	0.312	6.8	0.0383	3.1	0.455	242.6±7.4	568±130	57
2.2	1.37	172	182	1.10	6.67	0.0490	12	0.301	13	0.0446	2.7	0.213	281.3±7.5	147±290	-92
8.2	1.14	256	217	0.87	9.51	0.0471	15	0.277	16	0.0427	2.7	0.170	269.3±7.0	53±370	-407
11.1	1.73	207	153	0.76	8.06	0.0445	13	0.272	13	0.0444	2.7	0.201	280.3±7.3	-85±320	428

Примечание. Погрешности указаны на уровне 1σ; Pb_c и Pb* - доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно, D - дискордантность.

* Санкт-Петербург, ЦИИ ВСЕГЕИ.

** Институт геологического анализа академии геологических наук КНР (Пекин).

нах составляет 133—1020 мг/г, Th/U = 0.54—1.66 (см. табл. 1). Конкордантный возраст, рассчитанный по 10 точкам, составляет 313.3 ± 3 млн лет (см. рис. 2), MSWD = 0.069.

Северный контакт биотитовых гранитов Гольцового плутона, подчеркнутый линейной ориентировкой минералов, срезает гнейсовидность гранитов Зеленогривского массива (325 млн лет), а сами граниты прорваны лейкократовыми гранитами более позднего зазинского комплекса.

Цирконы в пр. PR-113-04 (пр. № 8 на рис. 1 и в табл. 2) из кварцевых сиенитов Бургасского плутона представлены идиоморфными кристаллами желтого цвета размером 40—160 мкм. Встречаются почти прозрачные разновидности. КУ варьирует от 1.3 до 2.4, оптически кристаллы однородные. Содержание U в цирконах варьирует от 136 до 498 г/т, отношение Th/U составляет 0.65—1.29 (см. табл. 1). Конкордантное значение возраста, полученное по 12 точкам, составляет 287.3 ± ± 4.1 млн лет, MSWD = 0.45 (рис. 3). Кварцевые сиениты Бургасского массива прорывают граниты Гольцового плутона (313 млн лет) и лейкограниты зазинского комплекса.

Цирконы из мелкозернистых гранитов Шараталинского массива (пр. 166-05 и № 9 на рис. 1 и в табл. 2) представлены идиоморфными призматическими красноватыми, розовато-коричневыми или прозрачными кристаллами, размером от 100 до 280 мкм, КУ 1.2—7.5. В катодоллюминесцентном изображении обнаруживается зональное строение кристаллов; характерны твердофазные и газовой-жидкие включения. Содержания U варьируют в сравнительно узких пределах — 43—223 г/т, Th/U = 33—295 (см. табл. 1). Конкордантное значение возраста, полученное по 10 точкам, составляет 286 ± 4.5 млн лет, MSWD = 0.36 (см. рис. 2). Изотопный возраст цирконов согласуется с геологическими данными о том, что граниты Шараталинского массива — самые молодые из плутонических пород района.

Цирконы пр. 023а-04 (пр. № 16 на рис. 1 и в табл. 2) из лейкогранитов Унэгэтэйского массива (зазинский комплекс) представлены призматическими кристаллами, имеют желтую, медово-желтую, коричневатую окраску, редко бесцветные. Размеры зерен варьируют от 60 до 492 мкм, КУ 1.6—4.2. Кристаллы оптически однородны, содержат твердофазные, газовой-жидкие и расплавные включения. Содержания U варьируют достаточно широко — от 64 до 1246 г/т, Th/U составляет 0.46—2.4 (см. табл. 1). Конкордантное значение возраста, полученное по 15 точкам, составляет 289.2 ± 3.7 млн лет, MSWD = 1.02 (см. рис. 2). Некоторый разброс точек, возможно, объясня-

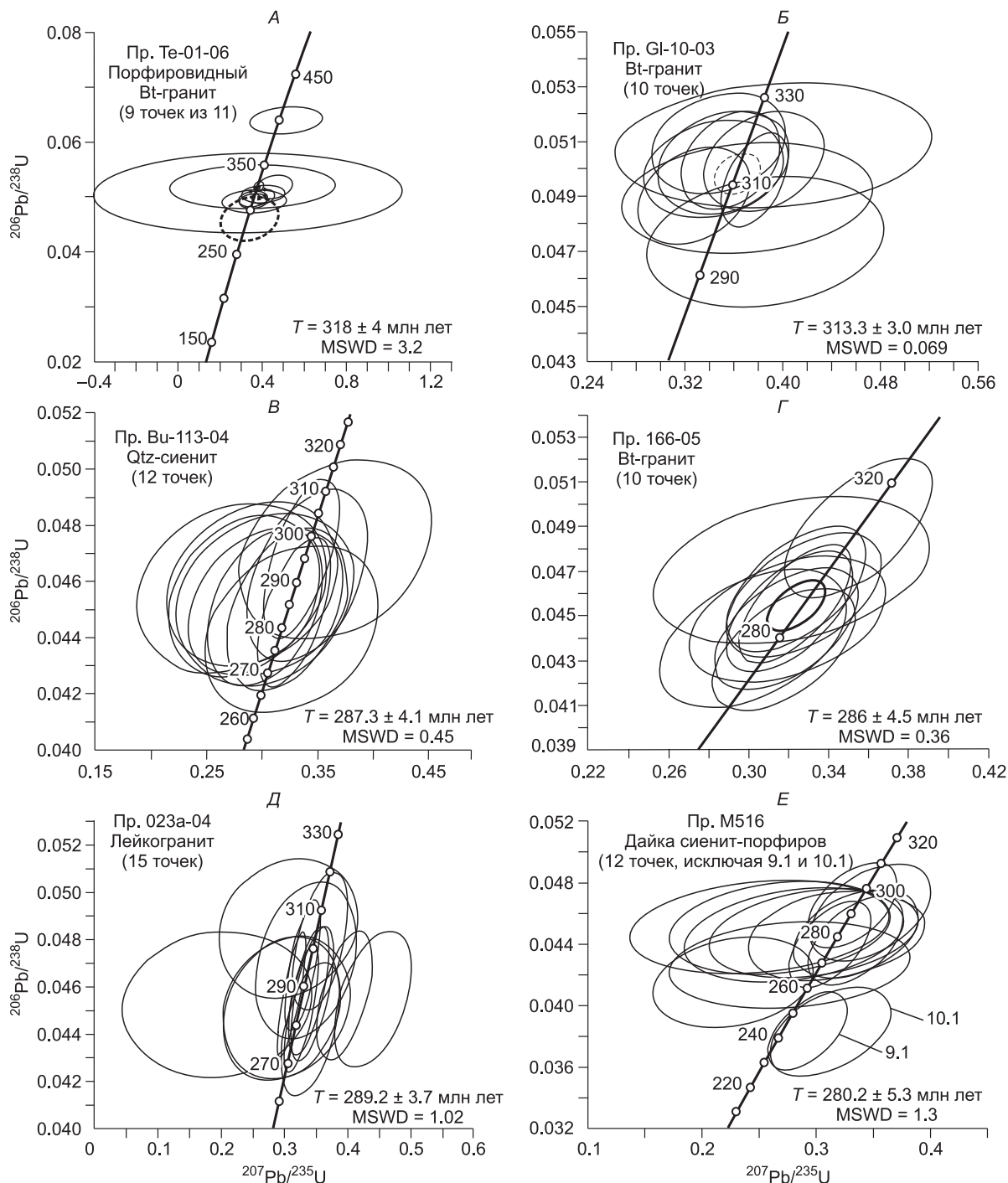


Рис. 2. Диаграммы с конкордией.

Баргузинский комплекс: *А* — порфирированные Вт-граниты Тэмэнского, *Б* — Вт-граниты Гольцового массивов. Чивыркуйский комплекс: порфирированные кв. сиениты Бургасского (*В*) и мелкозернистые Вт-граниты Шараталинского массивов (*Г*). *Д* — зазинский комплекс, лейкограниты Унэгэтэйского плутона. *Е* — дайка сиенит-порфиров из Хоринской вулканоплутонической структуры (раннекуналейский комплекс).

Таблица 2.

Изотопный возраст и краткая характеристика изученных плутонов

№ п/п	Плутон	Район	Площадь, км ²	U-Pb возраст, млн лет	Источник	Породы (главные мафические минералы)	Цвет. индекс, об. %	n	Геологические и структурные особенности
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Высококальциевые известково-щелочные граниты, баргузинский комплекс (Ангаро-Витимский батолит), 330–310 млн лет</i>									
1	Зеленогирский	Правобережье р. Ангар (Итанцинский)	≈ 80	325 ± 2.8	[Цыганков и др., 2007]	Гнейсограниты (Вт) Адамеллиты (Вт, Нб)	1–6 1–8	38	Строматитовые и венитовые мигматиты в краевых частях, останцы вмещающих кристаллосланцев. Гнейсовидная текстура, выдержанная по всей площади массива, согласная с метаморфической полосчатостью вмещающей толщи; вкрапленники Kfs размером до 7–8 мм
2	Тэмэнский	Бассейн р. Курбы	450	318 ± 4 ^a	Настоящая работа (табл. 1, рис. 3)	Порфириовидные граниты (Вт)	1–6	14	Большую часть массива слагают крупнопорфириовидные (фенокристы Kfs до 12 см, в среднем 3–4 см) Вт-граниты, реже равномерно-зернистые и иногда гнейсовидные. Незначительное термальное воздействие на вмещающие кристаллосланцы и метаморфизованные конгломераты
3	Гольцовый	Хр. Улан-Бургасы	120	313.3 ± 3 ^a	Настоящая работа (табл. 1, рис. 3)	Граниты (Вт)	1–4	27	Массив сложен однородными массивными, неясно-порфириовидными (фенокристы Qtz) или слабогнейсовидными Вт-гранитами. Крутопадающие секущие контакты, апофизы гранитов, ксенолиты вмещающих пород в краевых частях
<i>Высококальциевые известково-щелочные низкокременные гранитоиды (кварцевые монцититы, кварцевые сиениты) с подчиненными габброидами (чывыркуйский комплекс), 305–285 млн лет (ранняя стадия АБВ, по [Литвинский и др., 1993])</i>									
4	Хангингуйский	Правобережье р. Курба	96	302.3 ± 3.7	[Цыганков и др., 2007]	Qtz-сиениты (Нб, Вт)	2–8	25	Типоморфными породами массива являются порфириовидные (фенокристы Kfs) кварцевые сиениты, наряду с которыми широко распространены гибридные разновидности (гранодиориты, кв. сиениты), приуроченные к приконтактовым зонам, останцам и крупным ксенолитам габброидов и Вт-кристаллосланцев
5	Участок Турка	Левобережье р. Турка	Н.д.	290 ± 3	[Будников и др., 1995]	Гранодиориты (Нб, Вт)	9	1	Среднекрупнозернистые гнейсовидные гранодиориты с вкрапленниками микроклина [Будников и др., 1995]
6	Орефьевский	Хр. Улан-Бургасы, правобережье р. Ангар (Итанцинский)	≈ 20–25	290 ± 5	Цыганков А.А., неопубликованные данные	О1-габбронориты (О1, Срх, Орх, Нб, Вт) Габбро (Срх, Нб, Вт)	20–25 18–23	8	Массив в основном сложен амфиболитизированными габбро, среди которых встречаются участки неизмененных габбро и О1-габброноритов. В краевых частях амфиболитизированные габбро переходят в Amphr-Вт-монцититы
7	Участок Турка	Левобережье р. Турка	Н.д.	289.2 ± 1 (БКЛ-267)	[Ярмолюк и др., 1997]	Гранодиориты (Нб, Вт)	10	1	Крупный плутон, сложенный порфириовидными Вт- и Вт-Нб гранитами и гранодиоритами
8	Бургасский	Водораздельная часть хр. Улан-Бургасы	100	287.3 ± 4.1 ^b	Настоящая работа (табл. 1, рис. 3)	Кв. сиениты (Нб, Вт) Монцититы (Срх, Нб, Вт) Сиениты (Нб, Вт) Габбро (Срх, Нб, Вт)	3–6 12–20 11–15 16–32	8 12 4 2	Массив сложен породами двух интрузивных фаз: 1) дифференцированная габбро-монцитит-сиенитовая ассоциация; 2) порфириовидные (Kfs) Qtz-сиениты (≈ 90 %). Характерны многочисленные мафические микрогранулярные включения (ММВ) в Qtz-сиенитах 2-й фазы

9	Хоринская вулк.-тект. структура	Правобережье р. Она	286.3±1.3 ^c (M499)	[Reichow et al., 2003]	Qtz-монцитоны (Hb, Bt)	11	1	Кварцевые монцитоны, вмещающие по отношению к Хоринскому массиву щелочных гранитов и щелочно-полевощпатовых сиенитов [Занвилевич и др., 1985]	
10	Нестерихинский (Чивыркуйский)	Баргузинский хребт, бассейн р. Нестериха	298±8	[Козубова и др., 1980]	Qtz-монцитоны (Hb, Bt)	6—13	12	Сложен кварцевыми монцитонами, содержащими линзовидные обособления гранитного состава и большое количество синплутонических долеритовых даек	
11	Романовский	Верховья р. Витим, пос. Романовка	278.5±2.4	[Цыганков и др., 2007]	Монцитоны (Hb, Bt) Qtz-монцитоны (Hb, Bt)	5—9 4	9 1	Массив сложен гибридными монцитонами (~80 % объема) 1-й и Qtz-монцитонами 2-й интрузивных фаз. Характерно присутствие значительного количества ксенотенного материала (агрегаты зерен Hb, Bt и Pl, MMB, ксенолиты гнейсов, кристаллосланцев, кварцитов, габбро) в монцитонах 1-й фазы, обуславливающего тактильную текстуру пород. Описаны синплутонические базиты [Литвиновский и др., 1992]	
<i>Промежуточные от высококальцевых известково-щелочных до субщелочных (новационной щелочности) граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами (западной группы), 305—285 млн лет</i>									
12	Ангырский	Правобережье р. Ангыр (Курбинский)	≈100 303.4±7.3 (БКЛ-431)	[Ярмолюк и др., 1997]	Лейкограниты (Bt)	0.5—1.5	41	Большая часть массива сложена однородными крупно- и среднезернистыми Bt-лейкогранитами. В подчиненном количестве встречаются кварцевые сиениты (Hb, Bt), приуроченные к краевым частям массива. Переходы между лейкогранитами и кварцевыми сиенитами постепенные. Единичные MMB [Рейф, 1976]	
13	Шаргалинский	Хр. Улан-Бургасы, истоки р. Ангыр (Итанцинский)	330 286±4.5 ^a	Настоящая работа (табл. 1, рис. 3)	Гранит (Bt)	1—4	31	Массив сложен мелкозернистыми Bt-гранитами, содержащими большое количество ксенотенного материала (в разной степени переработанные Bt-кристаллосланцы, габброиды, граниты, возможно, MMB).	
14	Шалутинский	Левый борт р. Селенга (д. С. Шалуты)	120 298±12 (Rb-Sr)	[Литвиновский и др., 1999]	Кв. сиениты (Bt)	1—7	10	Массив сложен кв. сиенитами и более поздними лейкогранитами. Кв. сиениты интродуцированы комбинационными дайками и вмещают синплутонические тела габброидов	
15	Жильные тела	Верховья р. Бирхэ-Шибирь (приток Курбы)	294.4±1	[Цыганков и др., 2007]	Лейкограниты (Bt)	1	1	Жильные и дайковые тела лейкогранитов мощностью до первых десятков метров в порфировидных кварцевых сиенитах северной части Хангингуйского массива	
16	Унэгэйтский	Левобережье р. Курба	≤40 289.2±3.7 ^b	Настоящая работа (табл. 1, рис. 3)	Лейкограниты (Bt)	0.5	1	Истинные размеры массива неизвестны, так как южная часть перекрыта меловыми и кайнозойскими отложениями Удинской впадины. Сложен мелко- и среднезернистыми лейкогранитами. В гранитах — крупные блоки гнейсогранитов (зеленогравитского типа), кембрийских известняков и низкощелочных полосчатых габброидов	
<i>Шошонитовая монцитон-сиенит-кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами интрузивная серия (нижнеселенгинский комплекс), 285—278 млн лет</i>									
17	Хасуртинский	Междуречье Уды и Курбы	900 283.7±4.1	[Цыганков и др., 2007]	Монцитоны (Срх, Hb, Bt) Сиениты (Hb, Bt) Субщелочные граниты (Bt)	10—22 1—8 1—5	29 26 9	Массив сложен мелкозернистыми монцитонами, Qtz-сиенитами и субщелочными гранитами с постепенными переходами между ними. В некоторых случаях наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием Qtz-сиенитов и монцитонов. На контакте с кембрийскими доломитами развиты эндоконтактовые Pх-сиениты	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
18	Усть-Хилковский	Правобережье р. Селенга	600	279,5±1,4 ^c 280,3±0,6 ^c 280,3±1,4 ^c	[Reichow et al., 2010]	Снииты (Hb, Bt, Px) Снииты (Hb, Bt, Px)	2—8	10	Массив представляет собой трещинную интрузию; сложен габридными монцонитами 1-й фазы и сиенитами 2-й фазы, являющимися дифференциатами монцонитов. Широко развиты ММВ и композитные дайки, сопровождавшие каждую интрузивную фазу [Литвиновский и др., 1995]
20	Хоринская вулк.-тект. структура	Правобережье р. Она		280,4±0,3 ^c (M501)	[Reichow et al., 2010]	Снииты	2	1	Сиениты, вмещающие по отношению к Хоринскому щелочно-полевошпатовому и щелочному сиенит-гранитному комплексам
<i>Щелочно-полевошпатовые и щелочные сиениты и граниты (раннекуналейский комплекс) 280—273 млн лет</i>									
21	Брянский	Хр. Цаган-Дабан	1600	278±1,6	[Litvinovsky et al., 2002]	Щелочно-полевошпатовые сиениты (Hb, Bt)	2—6	20	Плутон состоит из двух последовательных сиенит-гранитных серий – щелочно-полевошпатовой и щелочной, каждая из которых включает сиенитовую и гранитную стадии. В ранней серии сиениты преобладают над гранитами в соотношении 9:1; в щелочной серии их пропорции примерно одинаковы. Становлению плутонических образований предшествуют трахидицит-трахириолитовая и трахизальт-комендитовая вулканические ассоциации
22	»	(Ула-Хилокское междуречье)		277±1,3		Щелочные сиениты (Rbk, Aeg)	3—6	21	
23	Хоринский	Междуречье Оны и Курбы	~2000	278,8±1,9	[Reichow et al., 2010]	Щелочно-полевошпатовые сиениты	1—5	18	Группа близких разновеликих плутонов общей площадью около 2000 м ² . Плутоны сложены в основном щелочно-полевошпатовыми сиенитами и щелочными гранитами. Плутоническому этапу предшествовало формирование бимодальных вулканической и дайковой серий
24	»	»		278,4±0,9			1—4	20	
25	»	»		273,6±0,4			1—4	20	
26	»	»		280,2±5,3		Сниит-порфиры	1—5	8	
<i>Мезозойские магматические образования повышенной и высокой щелочности (позднекуналейский комплекс, цаган-хуртэйская свита), 230—210 млн лет</i>									
27	Харитоновский	Нижнее течение р. Хилок	230	230,1±0,7 ^c	[Reichow et al., 2010]	Щелочно-полевошпатовые сиениты (Hb, Bt)	1—5		Массив сложен щелочно-полевошпатовыми и щелочными сиенитами и гранитами. Каждая серия включает несколько магматических эпизодов (фаз внедрения). Плутонические породы прорваны дайками м-з гранитов и композитными дайками [Zanvilevich et al., 1995]
28	»	»		229,1±0,6 ^c		Щелочные сиениты (натровый Hb, Px)	2—8		
29	Мало-Куналейский	СЗ отроги Малханского хребта	120	219,1±0,6 ^c	[Reichow et al., 2010]	Щелочные кв. сиениты (щел. Hb и Px, Bt)	Сл.-4	19	Сложен среднезернистыми щелочными сиенитами и кв. сиенитами (нордмаркитами) и пересекается дайками щелочных гранитов и граносиенитов [Занвилевич и др., 1985]
30	Цаган-Хуртэйская свита	Хр. Цаган-Хуртэй	≈1800	212±5 (Rb-Sr)	[Литвиновский и др., 2001]	Комендиты (Срх, Hb) Трахизальты (Срх, Ol)	Сл.-3 12-19	9 6	Бимодальная трахизальт-комендитовая вулканическая толща с подчиненными трахиандезитами и трахитами мощностью >2500 м. Интродуцирована небольшими массивами щелочных гранитов и нордмаркитов, предположительно комагматичных кислым вулканитам

Примечание. ^a Санкт-Петербург; ЦИИ ВСЕГЕИ, SHRIMP-II; ^b Пекин, Институт геологического анализа академии геологических наук КНР, SHRIMP-II; ^c NERC Isotope Geosciences Laboratory (NIGL), Keeworth, UK/ Изотопная лаборатория по наукам о Земле (NIGL), Кейворс, Великобритания.
Цветной индекс (об.%) — по данным СРW. ММВ — микрогранулярные меланократовые включения. Н.д. — нет данных.

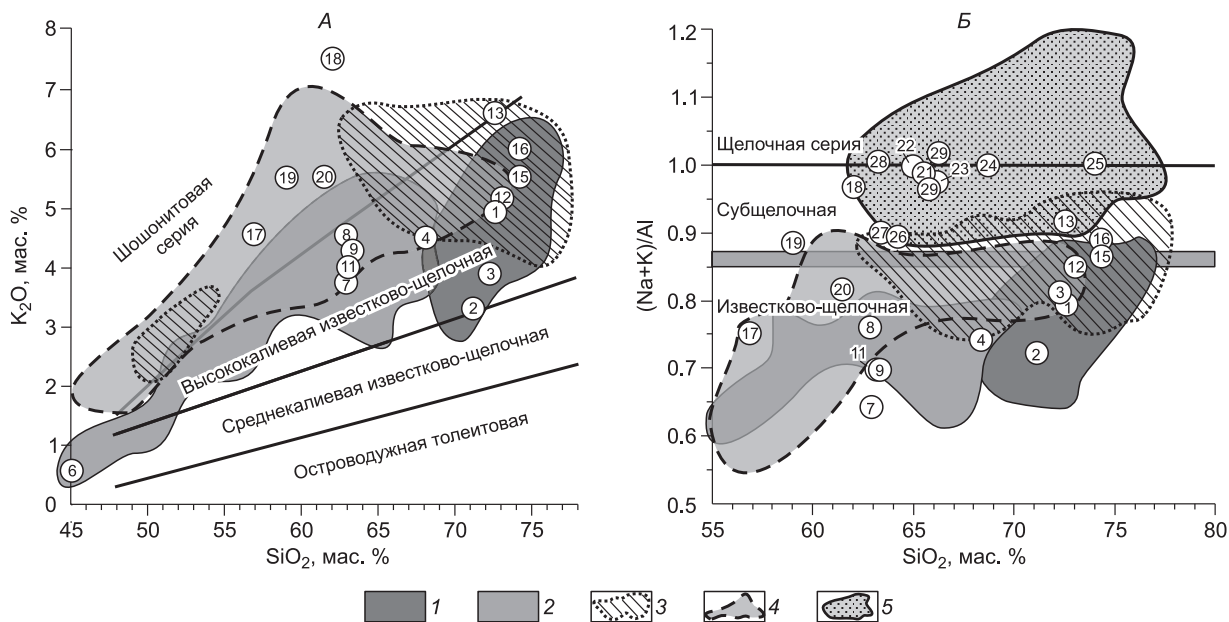


Рис. 3. Поля составов позднепалеозойских гранитоидов Забайкалья на классификационных диаграммах $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2\text{—(Na + K)/Al}$.

Здесь и на рис. 4 — 6 использована авторская база данных по геохимии магматических пород Забайкалья.

1 — известково-щелочные граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит), 330—310 млн лет; 2 — высококальциевые известково-щелочные кварцевые монзониты, кварцевые сиениты и габброиды (чивыркуйский комплекс), 305—285 млн лет; 3 — переходные (от высококальциевых известково-щелочных до субщелочных) граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами интрузивная серия (нижнеселенгинский комплекс), 285—278 млн лет; 4 — щошоновитовая монзонит-сиенит-кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами интрузивная серия (нижнеселенгинский комплекс), 285—278 млн лет; 5 — щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты Брянского и Хоринского плутонов (раннекуналейский комплекс, на части А не показаны), 280—273 млн лет. Цифры в кружках — номера проб, в которых проводилось U-Pb изотопно-геохронологическое датирование цирконов (цифры соответствуют порядковым номерам в табл. 2). А, Б — пояснения см. в тексте.

ется потерей радиогенного Pb. Достоверные геологические соотношения известны только с гнейсогранитами зеленогривского типа (325 млн лет) и низкощелочными полосчатыми габброидами (возраст и формационная принадлежность неизвестны), которые встречаются среди рассматриваемых лейкогранитов в виде крупных блоков-ксенолитов, размером от первых сотен метров до нескольких километров в поперечнике.

U-Pb возраст цирконов из *дайки сиенит-порфира* Хоринской вулканоплутонической структуры (пр. № 26 на рис. 1 и в табл. 2), определенный по 12 точкам (без учета двух наиболее молодых значений, см. рис. 2, табл. 1) составляет 280.2 ± 5.3 млн лет, MSWD = 1.3, что согласуется с ранее полученными возрастными данными [Reichow et al., 2010] по плутоническим образованиям этой структуры (см. табл. 2).

Полученные новые геохронологические данные включены в табл. 2, в которой сведены наиболее надежные данные по U-Pb изотопному датированию цирконов из позднепалеозойских и триасовых гранитоидов и мафических пород Центрального Забайкалья (места отбора проб см. на рис. 1). В табл. 2 также приведена краткая характеристика плутонов, из которых отбирались пробы. Использованы в основном данные авторов и несколько определений из публикаций других исследователей [Козубова и др., 1980; Будников и др., 1995; Ярмолюк и др., 1997а]. Для двух объектов даны результаты Rb-Sr датирования, хорошо согласующиеся с U-Pb изотопными возрастными данными интрузивных комплексов. Обсуждение геохронологических данных проведено ниже.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Данные о химическом составе пород, из которых отбирались цирконы для изотопного датирования, приведены в табл. 3. Эти данные нанесены на классификационные и дискриминационные диаграммы (рис. 3—6), на которых показаны поля составов пород соответствующих интрузивных комплексов. Контуры полей отрисованы по материалам авторской базы геохимических данных по позднепалеозойским и раннемезозойским гранитоидам Забайкалья, включающей более 500 химических анализов магма-

Таблица 3.

Химический состав гранитов, использованных для U-Pb датирования

Ком- по- ненг	Zg51/2*	Te01- 06*	G110- 03*	Xn62- 02*	Or28- 02*	БКЛ- 267	PR-113- 04*	M499	050- 04*	БКЛ- 431	166- 05*	543/4- 04*	023a- 04*	Xc59a- 02	B361- 20	B343	M501	B626- 1	B627	M347	M350	M340	M516- 1	871	A92-a	A516		
	72.40	71.10	72.20	68.30	45.10	62.95	62.90	63.20	63.10	72.99	72.50	74.10	74.10	56.90	62.00	59.00	61.40	65.50	65.00	68.80	74.00	64.40	63.44	63.20	28	29	66.10	
SiO ₂ , мас.%	0.26	0.30	0.30	0.48	1.22	0.54	0.50	0.61	0.58	0.15	0.20	0.19	0.22	1.03	0.68	1.50	0.66	0.43	0.62	0.51	0.31	0.25	0.75	0.67	1.11	0.56		
TiO ₂	14.60	15.65	13.80	15.50	19.40	16.25	18.20	16.10	18.30	15.01	14.35	13.60	14.20	17.90	18.30	16.20	19.90	17.30	16.80	17.30	16.20	13.00	17.00	17.56	16.30	16.30		
Al ₂ O ₃	0.74	1.00	1.03	2.03	4.18	2.43	1.83	1.77	1.79	1.02	0.84	0.75	0.63	2.69	0.44	2.80	1.22	0.34	1.64	0.36	0.29	0.26	1.65	0.44	0.55	0.20		
Fe ₂ O ₃	0.72	0.75	0.99	1.38	7.85	2.86	1.61	3.02	1.73	0.44	0.61	0.59	0.33	3.35	2.22	4.44	1.64	1.71	1.01	1.79	1.44	1.29	1.66	2.18	2.76	2.88		
FeO	0.02	0.02	0.04	0.07	0.12	0.12	0.10	0.09	0.08	0.08	0.04	0.03	0.02	0.10	0.09	0.14	0.08	0.08	0.12	0.12	0.11	0.10	0.13	0.10	0.17	0.10		
MnO	0.34	0.59	0.47	0.94	6.22	1.90	1.07	2.16	1.15	0.20	0.31	0.28	0.20	2.07	0.50	1.34	0.70	0.27	0.40	0.17	0.06	0.06	0.79	0.61	0.71	0.36		
MgO	1.26	2.00	1.79	2.65	11.30	3.90	2.94	3.55	3.03	0.50	0.83	0.83	0.50	4.38	1.45	2.04	2.33	0.57	0.46	0.38	0.06	0.03	1.86	0.83	0.51	0.14		
CaO	3.77	4.72	4.20	3.96	2.49	3.81	5.40	3.92	5.10	4.32	3.66	3.50	3.63	5.10	5.70	5.06	6.07	6.08	6.42	5.31	6.53	4.66	5.40	5.43	6.09	6.50		
Na ₂ O	5.00	3.29	3.87	4.54	0.49	3.79	4.56	4.37	4.05	5.16	6.67	5.56	6.03	4.61	7.68	5.60	5.60	6.62	5.73	6.76	5.46	4.95	5.80	6.27	5.98	5.50		
K ₂ O	0.07	0.11	0.10	0.15	0.05	0.24	0.21	0.14	0.19	0.05	0.05	0.03	0.03	0.48	0.14	0.33	0.26	0.05	0.10	0.10	0.06	0.02	0.21	0.16	0.24	0.09		
P ₂ O ₅	0.34	0.78	0.59	0.41	1.34	0.84	0.84	0.57	0.69	0.46	0.43	0.49	0.28	0.95	0.61	0.79	0.32	0.41	1.31	0.69	0.47	1.06	0.54	0.69	1.28	1.02		
П.л.л.	99.52	100.31	99.38	100.41	99.76	99.79	100.16	99.50	99.79	100.38	100.49	99.92	100.14	99.56	99.81	99.24	100.18	99.36	99.61	99.29	99.79	99.68	100.19	98.38	98.90	99.75		
Сум- ма	711	510	1048	804	283	—	2084	800	2374	—	380	426	170	770	800	720	2750	260	80	180	24	53	1580	810	81	250		
Ba, г/т	234	72	123	207	3	—	121	170	93	—	220	243	104	170	121	84	43	112	130	120	147	220	100	82	90	86		
Rb	341	710	591	594	1154	—	814	520	927	—	133	217	63	420	251	190	410	58	34	28	5	4	290	93	28	54		
Sr	18.4	—	19.7	18.4	14.9	—	20.1	—	20.1	—	19.3	20.8	17.7	—	18.0	—	19.6	19	—	—	—	—	1.3	—	—	—		
Ga	1.1	—	0.1	—	0.2	—	0.4	—	0.3	—	1.1	0.8	1.2	—	0.6	—	0.4	—	26	23	25	21	—	—	25	—		
Ta	17	5	14.4	12.7	2.2	—	13.7	19	5.9	—	22.5	25.2	17.5	9	9	22	9	12	—	1.4	1.7	2	1.1	—	1.9	—		
Nb	3.2	—	4.2	5.7	2.6	—	6.5	—	6.9	—	6.4	4.6	4.6	—	9.5	—	2.1	15	38	25	26	31	20	12	22	27		
Hf	126	115	208	194	124	—	271	170	302	—	241	140	145	170	680	940	72	100	—	10.5	9.4	9	4.4	—	14	—		
Zr	7.6	6.4	11.6	17.1	8.3	—	19.3	25	13	—	16.3	16.84	28.97	7	16	52	14	23	930	970	465	330	390	224	570	890		
Y	12.9	5	7.4	43.3	0.6	—	11.0	—	5.5	—	17.7	30.82	2.83	—	4.8	—	2.2	—	64	42	49	39	35	23	53	38		
Th	2.5	1	0.9	6.8	0.3	—	3.1	—	1.3	—	1.4	5.94	0.51	—	—	—	0.5	—	—	18	20	26	8.6	—	—	—		
U	5.6	—	5.4	—	—	—	1.9	—	2.8	—	—	8.66	1.63	—	—	—	—	—	—	3.5	2.6	—	2.1	—	—	—		
Cr	3	5	2.2	0.1	—	—	4.0	—	7	—	—	8.63	3.51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Ni	1.9	4	2.2	3.9	46.1	—	5.0	—	4.7	—	1.2	2.16	0.77	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Co	1.4	2	2.7	—	13.8	—	—	—	—	—	3.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Sc	9.9	12	20.9	22.2	316.2	—	42.8	—	60	—	9.8	10.29	6.82	—	—	—	68	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
V	2.9	12	0.7	3.9	39.5	—	29.1	—	9.4	—	2.3	2.83	4.42	28	—	—	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Cu						—				—																		

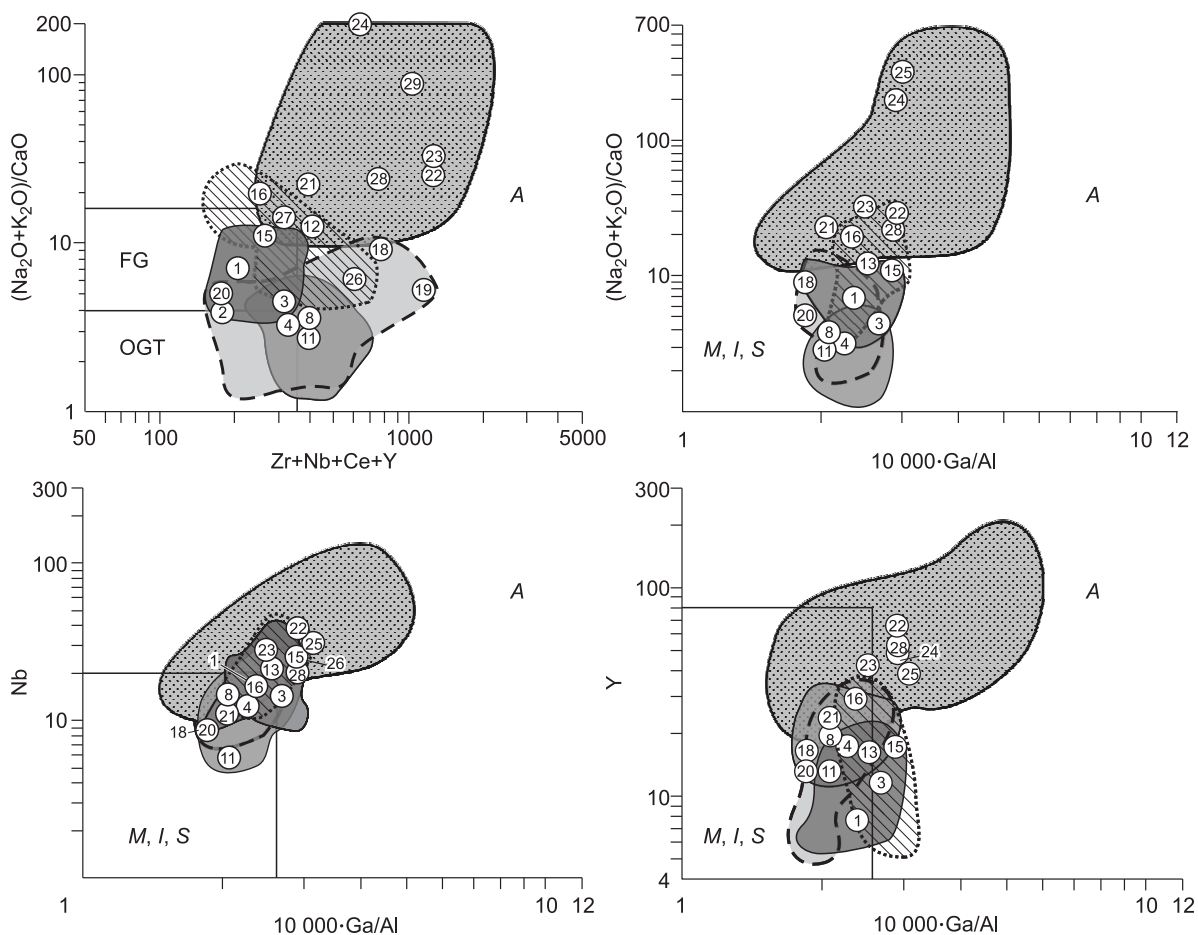


Рис. 4. Дискриминационные диаграммы [Whalen et al., 1987; 2006] для позднепалеозойских гранитоидов Забайкалья.

Усл. обозн. см. на рис. 3. FG — фракционированные граниты; OGT — нефракционированные граниты *M*-, *I*-, *S*-типов; *A* — граниты *A*-типа.

возрастает, достигая максимума в кварцевых сиенитах (до 5.5 мас.% K_2O), при этом отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ варьирует от 0.5 в монцонитах до 1.3 в кварцевых сиенитах. Принадлежность пород ассоциации к известково-щелочной серии хорошо видна и на диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al} - \text{SiO}_2$ (см. рис. 3, Б).

На дискриминационных диаграммах (см. рис. 4) породы чивыркуйского комплекса отличаются от баргузинских гранитов пониженной величиной $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ и более высоким суммарным содержанием Zr, Nb, Ce и Y; при этом величина $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ в них практически одинакова. Содержание и характер распределения REE зависят от состава пород серии. Минимальные концентрации и наименьшая степень дифференцированности редкоземельного спектра ($\text{La}/\text{Yb}_n = 13$) характерны для габброидов (см. рис. 5, Б). В некоторых пробах отмечается слабая положительная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.25$), связанная с накоплением кумулюсного плагиоклаза, однако в большинстве проб она не проявлена. Кварцевые монцониты и кварцевые сиениты отличаются более высоким уровнем концентрации REE и большей дифференцированностью редкоземельного спектра. В породах разных массивов величина La/Yb_n варьирует от 20 в кварцевых монцонитах Романовского массива до 27 в кварцевых сиенитах Хангинтуйского плутона. Средняя величина Eu/Eu^* в кварцевых сиенитах варьирует от 0.88 до 0.65 (для разных массивов). Содержание LIL и HFS элементов заметно выше, чем в гранитах баргузинского комплекса (см. рис. 6, А, Б). При этом сохраняются отрицательные Nb-Ta и Ti-аномалии.

Зазинский комплекс включает в основном граниты с подчиненным количеством кварцевых сиенитов. На классификационной диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (см. рис. 3, А) составы этих пород располагаются в поле высококалиевой известково-щелочной и шшонитовой серий, а на диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al} - \text{SiO}_2$ (см. рис. 3, Б) они попадают в поля известково-щелочной и субщелочной серий, демонстрируя несколько более высокие значения агапитового индекса $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$, чем гранитоиды более древнего баргузин-

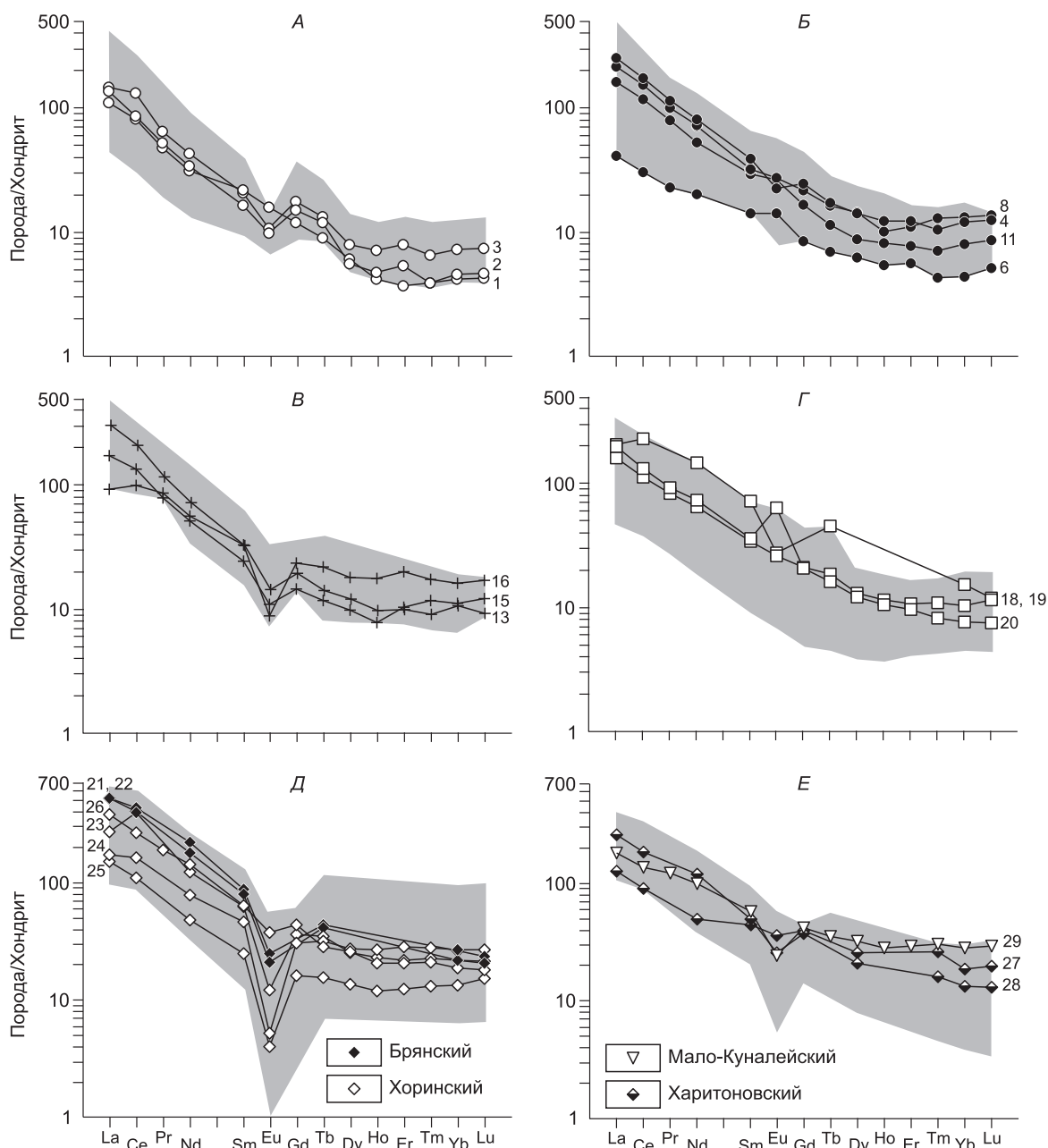


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в позднепалеозойских и раннемезозойских гранитоидах Забайкалья.

A — известково-щелочные граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит); *B* — высококальциевые известково-щелочные кварцевые монцитоны, кварцевые сиениты и габброиды чивыркуйского комплекса; *B* — переходные (от высококальциевых известково-щелочных до субщелочных) граниты и кварцевые сиениты зазинского комплекса; *Г* — шохонитовая монцитонит-сиенит-кварцево-сиенитовая интрузивная серия (нижнеселенгинский комплекс); *Д* — позднепалеозойские щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты раннекуналейского комплекса; *Е* — позднетриасовые щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты позднекуналейского комплекса. Номера графиков распределения РЗЭ соответствуют порядковым номерам проб в таблицах 2 и 3. Здесь и на рис. 6 серое поле — диапазон вариаций составов по всем имеющимся пробам (авторская база данных по геохимии магматических пород Забайкалья). Нормировано по [Sun, McDonough, 1989].

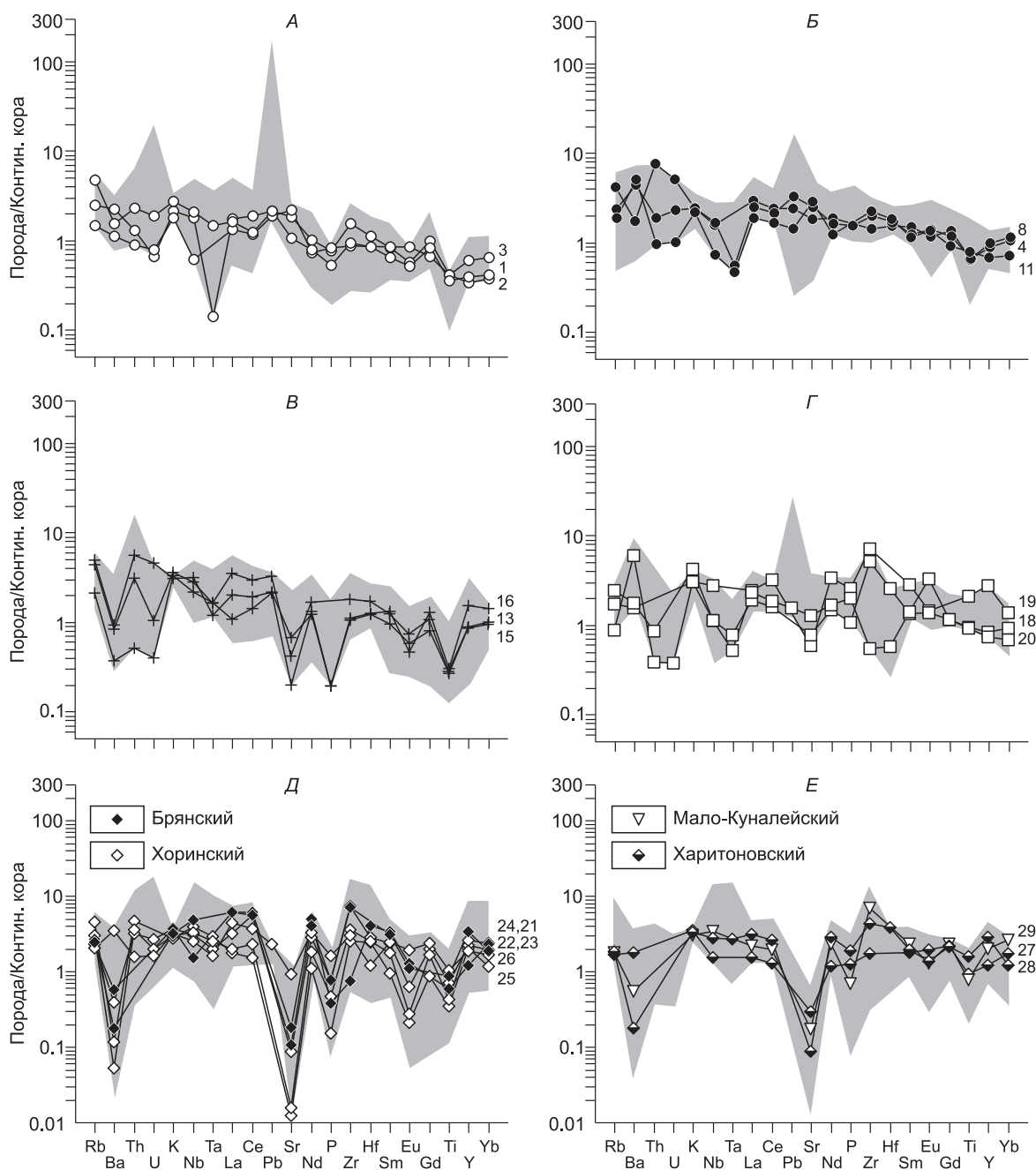


Рис. 6. Мультиэлементные диаграммы для позднепалеозойских и раннемезозойских гранитоидов Забайкалья.

A–E — см. рис. 5. Нормировано по среднему составу континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003].

ского и близкого к ним по возрасту чивыркуйского комплексов (см. табл. 2). Такое же промежуточное положение занимают составы пород зазинского комплекса на дискриминационных диаграммах (см. рис. 4), располагаясь частично в поле гранитов *A*-типа и частично — в приграничной части поля гранитов *I*-, *S*-, *M*-типов. В соответствии с геохимическими характеристиками граниты и кварцевые сиениты зазинского комплекса рассматриваются как переходные от высококальциевых известково-щелочных к субщелочным (alkaline, в соответствии с международной терминологией).

Распределение редкоземельных элементов в породах комплекса характеризуется более узким диапазоном вариаций суммарного содержания лантаноидов, главным образом за счет более высоких концентраций HREE, по сравнению с баргузинскими гранитами (см. рис. 5). При этом максимальные кон-

центрации лантаноидов характерны для кварцевых сиенитов; в гранитах, по мере увеличения кремнекислотности, суммарное содержание REE заметно снижается. Средняя величина $La/Yb_n = 22$, что практически идентично баргузинским гранитам, однако диапазон вариаций этого параметра значительно шире — от 5 до 55. Для гранитов и кварцевых сиенитов зазинского комплекса характерна отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.54$). Эти значения близки к наблюдаемым в гранитах баргузинского комплекса, но существенно отличаются от пород близкого по возрасту чивыркуйского комплекса (см. выше). Мультиэлементные спектры зазинских гранитоидов (см. рис. 6, В) также указывают на заметные отличия: обсуждаемые породы обеднены Ba, Th, U, Sr, P; в них отсутствует отрицательная Ta-Nb и положительная Pb аномалии. В целом распределение элементов-примесей больше напоминает граниты высокой щелочности (см. рис. 6, Д, Е), чем породы известково-щелочной серии, что также подчеркивает переходный характер рассматриваемых образований.

Монцонит-сиенит-кварцево-сиенитовая интрузивная серия с синплутоническими базитами (нижнеселенгинский комплекс) характеризуется наиболее высокими максимальными содержаниями калия (см. рис. 3, А) и наибольшим разнообразием петрографических типов пород, входящих в ее состав. Прослеживается практически непрерывный ряд от шошонитовых габбро, через монцониты и кварцевые монцониты до кварцевых сиенитов и гранитов, содержание SiO_2 в которых достигает 73 мас.%. Высокие содержания K_2O — до 7 мас.% — характерны для монцонитов и сиенитов (57—65 мас.% SiO_2), имеющих и наиболее высокий апгаитовый индекс (до 0.9). В целом же на диаграмме $(Na + K)/Al-SiO_2$ породы шошонитовой серии в своей относительно низкокалиевой области значительно перекрываются с высококалиевыми известково-щелочными гранитоидами чивыркуйского комплекса (см. рис. 3, Б), что хорошо видно и на дискриминационных диаграммах (см. рис. 4).

Редкоземельный спектр также во многом схож с породами чивыркуйского комплекса (см. рис. 5, Б, Г): отношение La/Yb_n варьирует от 11 до 42, причем в наибольшей степени это характерно для Хасуртинского плутона. Большинство проанализированных проб имеют слабовыраженную отрицательную Eu-аномалию ($Eu/Eu^* = 0.8—0.87$). Мультиэлементный спектр пород шошонитовой ассоциации (см. рис. 6, Г) также наиболее схож с породами чивыркуйского комплекса.

Щелочно-полевошпатовые и щелочные сиениты и граниты (раннекуналейский комплекс) характеризуются высокой щелочностью (см. рис. 3, Б), высокой железистостью, низким содержанием кальция. По своим геохимическим характеристикам гранитоиды раннекуналейского комплекса соответствуют типичным гранитам А-типа (см. рис. 4). Распределение REE также вполне типично для гранитоидов А-типа: высокое содержание HREE, что определяет сравнительно низкую величину La/Yb_n отношения (≈ 12), глубокая отрицательная Eu-аномалия (до 0.14, в среднем 0.46). Щелочные гранитоиды обеднены Ba, Sr, P, Eu, Ti и обогащены Nb, Ta, Zr, Hf (см. рис. 6, Д).

Гранитоиды позднекуналейского комплекса, несмотря на значительно более молодой возраст (поздний триас), очень близки по химическому составу и набору пород к раннепермским щелочно-полевошпатовым и щелочным гранитоидам (см. рис. 5 и 6). Детальное сопоставление химических составов одноименных пород обоих комплексов не выявило четких отличительных признаков [Ярмолюк и др., 2001; Jahn et al., 2009].

Таким образом, от наиболее ранних баргузинских гранитов к завершающим позднепалеозойский этап магматизма раннепермским щелочным гранитам и сиенитам возрастает щелочность пород (от высококалиевых известково-щелочных до щелочных), содержания Zr, Hf, Nb, Ta, тогда как концентрации Ba и Sr снижаются. При этом достаточно четко фиксируются геохимические различия между разновозрастными гранитоидными ассоциациями (чивыркуйский и зазинский, нижнеселенгинский и раннекуналейский комплексы), которые выражаются как в разном наборе пород, входящих в их состав (см. табл. 2), так и в их геохимических особенностях. Гранитоиды зазинского комплекса по сравнению с чивыркуйскими обладают более высокой калиевой щелочностью, их мультиэлементный спектр больше напоминает гранитоиды высокой щелочности, что в совокупности определяет их переходный характер (см. рис. 3—6). Низкокремниевые гранитоиды чивыркуйского комплекса обнаруживают явные черты геохимического сходства с баргузинскими, что отражается в перекрытии их полей на дискриминационных диаграммах, сходстве редкоземельных и мультиэлементных спектров (см. рис. 5, 6). Раннекуналейский комплекс также существенно отличается от близкого по возрасту нижнеселенгинского, прежде всего наличием щелочных сиенитов и гранитов, отсутствием Ca-содержащего плагиоклаза в гранитоидах и очень малым количеством основных пород. Отличия в химическом составе одноименных петрографических разновидностей пород также существенны: сиениты и граниты раннекуналейского комплекса характеризуются значительно более высокими значениями апгаитового индекса $(N + K)/Al$ (см. рис. 3, Б) и величины $(Na_2O + K_2O)/CaO$ (см. рис. 4), а также более высокими концентрациями Nb, Y и ярко выраженной отрицательной Eu-аномалией (см. рис. 4, 5).

Следует заметить, что при одинаковом временном интервале формирования пород чивыркуйского и зазинского комплексов (305—285 млн лет) во всех известных случаях зазинские граниты интрузируют

чивыркуйские монцонитоиды и кварцевые сиениты, сменяясь во времени шошонитовой монцонит-сиенит-кварцево-сиенитовой интрузивной серией и затем — щелочными гранитами и щелочно-полевошпатовыми сиенитами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Последовательность формирования магматических комплексов на территории Забайкалья.

Имеющиеся геохронологические данные, суммированные в табл. 2, представлены на диаграмме (рис. 7), где ось ординат отражает последовательность формирования магматических комплексов, установленную на основе изучения интрузивных соотношений между породами различных комплексов. Единственным отступлением от результатов геологических наблюдений является положение известково-щелочных гранитоидов с пониженным содержанием кремнезема (кварцевых монцонитов, гранодиоритов), нередко вместе с синплутоническими габброидами. Эта формация была выделена на восточном побережье Байкала под названием «чивыркуйский комплекс» [Козубова и др., 1980]. В более поздних работах других исследователей было показано ее широкое распространение (см. рис. 1). В течение длительного времени внедрение кварцевых монцонитов и гранодиоритов связывалось с начальным этапом формирования Ангаро-Витимского батолита, т.е. они считались предгранитными [Литвиновский, Занвилевич, 1976; Рейф, 1976; Гордиенко и др., 1978; Литвиновский и др., 1993]. Такая трактовка, как оказалось, не согласуется ни с одной U-Pb датировкой (см. табл. 2), хотя изотопное датирование проводилось в девяти массивах разными авторами. Ревизия собственных и опубликованных геологических данных показала, что достоверный контакт между кварцевыми монцонитами и типичными гранитами баргузинского комплекса задокументирован лишь в одном районе — в северо-восточной части Нестерихинского (Чивыркуйского) массива в Баргузинском хребте [Литвиновский и др., 1993]. Интрузивный контакт на этом участке осложнен интенсивным тектоническим разгнейсованием гранитоидов, и, по-видимому, разгнейсование исказило истинную последовательность внедрения. В табл. 2 и на диаграмме (см. рис. 7) сохранено первоначальное название комплекса — чивыркуйский.

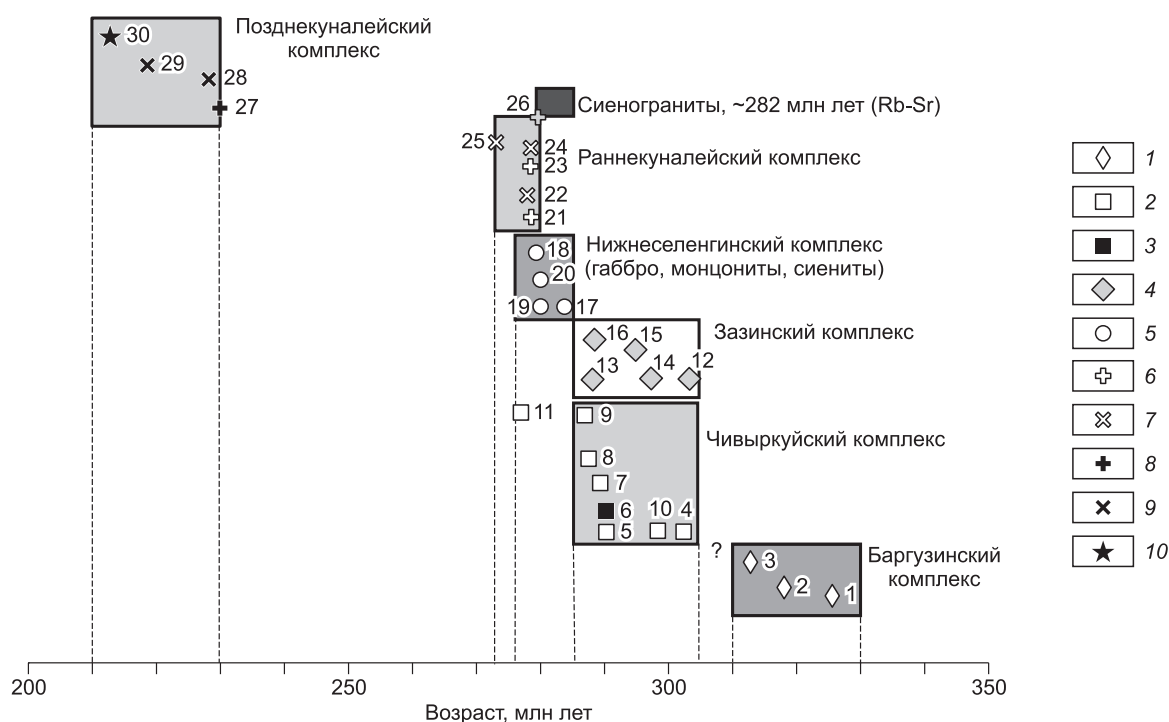


Рис. 7. Общая последовательность позднепалеозойского магматизма Забайкалья и перекрытие во времени пространственно совмещенных, но разных по составу гранитоидных комплексов.

1 — известково-щелочные граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит), 330—310 млн лет; 2, 3 — высококальциевые известково-щелочные кварцевые монцониты, кварцевые сиениты (2) и габброиды (3) чивыркуйского комплекса, 305—285 млн лет; 4 — переходные (от высококальциевых известково-щелочных до субщелочных) граниты и кварцевые сиениты зазинского комплекса, 305—285 млн лет; 5 — шошонитовая монцонит-сиенит-кварцево-сиенитовая интрузивная серия (нижнеселенгинский комплекс), 285—278 млн лет; 6, 7 — щелочно-полевошпатовые (6) и щелочные (7) граниты и сиениты раннекуналейского комплекса, 280—273 млн лет; 8, 9 — позднеtriasовые щелочно-полевошпатовые (8) и щелочные (9) граниты и сиениты позднекуналейского комплекса; 10 — комендиты цаган-хуртейской свиты, 230—210 млн лет.

Номера проб соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

Второй особенностью обсуждаемой диаграммы является наличие двух разновременных интрузивных комплексов сиенитов и гранитов высокой щелочности — раннепермского и поздне триасового. Оба комплекса включают две группы пород: щелочные с натровыми амфиболами и пироксенами и щелочно-полевошпатовые с железистым биотитом и Ca-Na амфиболом. Ранее существование в регионе двух этапов щелочно-гранитоидного магматизма было выявлено на основе Rb-Sr изотопного датирования [Литвиновский и др., 1995а; 2001; Ярмолюк и др., 2001]. Позднее были получены более точные U-Pb даты по цирконам [Reichow et al., 2010] (см. табл. 2), которые не только подтвердили наличие интервала длительностью около 50 млн лет между близкими по составу щелочными комплексами, но показали также, что как в раннепермском, так и в поздне триасовом комплексах щелочные и щелочно-полевошпатовые породы одновозрастны (в пределах ошибки анализа). Таким образом, геохронологические данные последних лет делают неправомерным прежнее разделение на два комплекса: кудунский комплекс щелочно-полевошпатовых сиенитов, гранитов и куналейский комплекс щелочных гранитоидов. В настоящей работе предлагается выделение двух разновременных комплексов, включающих и щелочные, и щелочно-полевошпатовые гранитоиды; в названиях комплексов сохраняется преемственность: раннекуналейский (ранняя пермь, 281—276 млн лет) и позднекуналейский (поздний триас, 230—210 млн лет). Как показало сравнительное изучение петрографических особенностей, минерального и химического составов пород [Ярмолюк и др., 2001; Jahn et al., 2009], различия между одноименными разновидностями гранитоидов обоих комплексов не устанавливаются, что делает невозможным их разделение при геологическом картировании. Согласно недавно полученным данным [Jahn et al., 2009], величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ для раннепермских гранитоидов варьирует от -5 до -1 , тогда как в поздне триасовых породах преобладают положительные (до $+4$) и близкие к нулю отрицательные значения. Эти данные позволяют предполагать различные источники щелочно-гранитных магм, но не решают проблему разделения разновозрастных гранитоидов на основе традиционных минералогических и геохимических критериев.

Анализируя результаты изотопного датирования гранитоидов позднепалеозойского этапа в целом (см. рис. 7, табл. 2), можно видеть сочетание двух тенденций в эволюции магматизма. Во-первых, выявляется генеральный тренд возрастания щелочности пород во времени: от высококалийных известково-щелочных (баргузинский и чивыркуйский комплексы) к гранитам и кварцевым сиенитам зазинского комплекса, которые по химическому составу являются переходными от известково-щелочных к субщелочным, и далее — к породам шошонитовой серии (нижнеселенгинский комплекс) и к щелочным гранитам и сиенитам (раннекуналейский комплекс). Вторая тенденция проявляется в том, что периоды формирования существенно различных по составу интрузивных комплексов совпадают либо значительно перекрываются. Важно подчеркнуть, что близкие по возрасту интрузивные комплексы нередко тесно ассоциируются в пространстве (см. рис. 1).

Позднепалеозойский плутонический цикл продолжался практически без перерывов в течение 55—60 млн лет. Он начался с внедрения известково-щелочных гранитов *баргузинского* комплекса, образовавших Ангаро-Витимский батолит. Судя по геохронологическим данным, полученным в Центральном Забайкалье, формирование АВБ происходило в интервале 330—310 млн лет назад. По данным Бухарова и др. [1992], Рыцка и др. [2002], в северной половине батолита этот интервал шире, от 339 до 282 млн лет, однако достоверность этих определений трудно оценить, поскольку упомянутые авторы ограничились схематической петрографической характеристикой изучавшихся гранитов и не опубликовали конкордии. Интрузивные породы основного и среднего составов, которые предшествовали внедрению гранитов или близки по возрасту к гранитам АВБ, пока достоверно не установлены.

На следующем этапе, продолжавшемся с 305 до 285 млн лет назад, происходило одновременное формирование двух интрузивных комплексов: *чивыркуйского*, включающего в основном кварцевые монзониты, гранодиориты, совместно с многочисленными синплутоническими базитами и небольшими телами предгранитных известково-щелочных габброидов, а также *зазинского* комплекса, представленного в основном лейкократовыми гранитами с подчиненным количеством кварцевых сиенитов; синплутонические базитовые породы известны лишь в одном массиве — Шалутинском [Литвиновский и др., 1995б]. Характерно, что в каждом из районов, где присутствуют массивы обоих комплексов, лейкократовые граниты интродуцируют кварцевые монзониты и гранодиориты. Тем не менее изотопное датирование указывает на единый интервал формирования этих комплексов.

На завершающем этапе, в ранней перми (285—275 млн лет назад), происходило внедрение магм с повышенной и высокой щелочностью, и вновь устанавливается значительное перекрытие во времени формирования последовательных интрузивных комплексов (см. табл. 2). Породы *нижнеселенгинского* комплекса (шошонитовая серия), представленные в основном сиенитами с подчиненным количеством монзонитов и с многочисленными синплутоническими базитами [Занвилевич и др., 1991; Литвиновский и др., 1995а], имеют изотопный возраст цирконов от 285 до 278 млн лет. Внедрение щелочных и щелочно-полевошпатовых сиенитов и гранитов *раннекуналейского* комплекса происходило в интервале 281—276 млн лет (в Хоринской структуре из четырех проб, отобранных из щелочных и щелочно-поле-

вошпатовых гранитоидов, имеется только одна проба щелочных гранитов с более молодым возрастом 273.6 ± 0.4 млн лет, см. табл. 2). Показательно, что крупнейшие массивы нижнеселенгинского и раннекуналейского комплексов — соответственно Усть-Хилокский и Брянский, расположенные в непосредственной близости друг к другу [Литвиновский и др., 1995в; Litvinovsky et al., 2002], по существу не различаются по изотопному U-Pb возрасту цирконов (см. табл. 2).

На рис. 7 показано, что в самом конце интрузивного цикла, после щелочных гранитоидов произошло внедрение сиеногранитных магм. Такие данные получены в пределах Хоринской структуры, где закартировано больше десятка сиеногранитных массивов, интрузирующих щелочно-полевошпатовые и щелочные гранитоиды. Наиболее крупный из них, Большекульский, имеет площадь около 80 км^2 [Посохов и др., 2005]. Подобные сиеногранитные тела известны и в пределах Брянского массива, но там они не изучались авторами, так как считались мезозойскими [Litvinovsky et al., 2002]. Рубидий-стронциевый изотопный анализ пяти проб сиеногранитов Большекульского массива позволил получить изохрону, фиксирующую возраст пород 282 ± 5 млн лет при величине $\text{MSWD} = 1.8$ [Посохов и др., 2005]. Эта оценка не противоречит геологическим наблюдениям. Если она будет подтверждена U-Pb изотопным датированием цирконов, можно будет говорить о перекрытии во времени формирования не двух, а трех разнородных интрузивных комплексов, которые, судя по установленным интрузивным соотношениям, последовательно сменяют друг друга. Приведенные данные о близкоодновременном формировании и тесной ассоциации в пространстве геохимически различных интрузивных комплексов Забайкалья нельзя считать уникальными. Подобные соотношения были впервые описаны на Мадагаскаре как стратотидные граниты [Nédélec et al., 1995], а позднее были выявлены во многих районах мира.

1. В Северной Монголии установлено полное перекрытие во времени формирования крупного Хэнтэй-Даурского батолита, сложенного известково-щелочными гранитоидами (227—207 млн лет), и щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитных плутонов, приуроченных к кольцевой рифтовой зоне, окружающей батолит [Ярмолюк и др., 2002].

2. В Северо-Западном Китае (бассейн р. Улунгу) Rb-Sr датирование выявило сходный возраст (300—280 млн лет) ассоциированных в пространстве известково-щелочных гранитов *I*-типа и щелочных гранитных плутонов [Han et al., 1997; Chen, Jahn, 2004]. Непосредственно к западу от указанного района получены U-Pb датировки цирконов из шести гранитных массивов, указывающие на заметное перекрытие возрастов карбоново-пермских высококальциевых известково-щелочных гранитов и гранитов *A*-типа, соответственно 294—280 и 285—252 млн лет [Wang et al., 2009].

3. На юге Китая в докембрийском континентальном блоке Янцзы неопротерозойские высококальциевые известково-щелочные граниты (граниты *I*-типа) и граниты *A*-типа имеют близкий U-Pb изотопный возраст цирконов ~ 800 млн лет [Zhao et al., 2008].

4. В Восточном Ньюфаундленде на постколлизийном этапе в течение около 8 млн лет (от 435 до 427 млн л.н.) имело место внедрение известково-щелочных габбро и диоритов с тоналитами и гранодиоритами, высококальциевых известково-щелочных гранитов и монцогранитов, а также типичных гранитов *A*-типа, включая щелочные граниты. Как показали результаты U-Pb датирования цирконов, эпизоды внедрения различных по составу магм перекрываются во времени полностью или частично [Whalen et al., 2006].

5. Формирование неопротерозойского постколлизийного батолитового комплекса известково-щелочных гранитов и внедрение субщелочных и щелочных гранитов на Синайском полуострове (Египет) происходило со значительным перекрытием во времени, соответственно 630—590 и 610—580 млн л.н. [Be'eri-Shlevin et al., 2009].

Перечисленные примеры позволяют предполагать, что на постколлизийной стадии периоды внедрения сначала известково-щелочных, а затем высокощелочных гранитоидных и родственных мафических магм необязательно разделены во времени, они могут частично или полностью перекрывать друг друга. Это означает, что образование внутриконтинентальных рифтовых зон, контролировавших магматизм повышенной щелочности, может происходить задолго до окончания перемещения террейнов по транслитосферным сдвиговым зонам, происходившим после окончания коллизии континентальных плит [Liégeois, 1998]. Формирование разнотипных интрузивных комплексов, тесно ассоциирующихся в пространстве и во времени на весьма значительных территориях, заставляет предполагать, что генерация разных типов магм происходила параллельно на различных глубинах и, по-видимому, в различных по составу протолитах.

Геодинамическая обстановка при образовании позднепалеозойских гранитоидов Забайкалья. Обсуждаемые магматические комплексы занимают обширную территорию, порядка 600—700 тыс. км². Эта территория включает крупные палеотектонические структуры, в частности, значительную часть Баргузинского микроконтинента и примыкающие к нему менее крупные террейны. Главной особенностью коры на обсуждаемой территории считается преобладание докембрийского фундамента и венд-кембрийского платформенного чехла [Беличенко и др., 2006]. Существует почти единодушное мнение

ние о том, что аккреция террейнов и Сибирского кратона произошла в раннем палеозое в результате закрытия Палеоазиатского океана [Kovalenko et al., 2004]. Согласно данным Д.П. Гладкочуба с соавторами [Gladkochub et al., 2008], пик метаморфизма (гранулитовая фация) имел место около 500 млн л. н. (в цитируемой работе приводятся оценки возраста 507 ± 8 и 498 ± 7 млн лет). Изотопный возраст магматических цирконов из предположительно синколлизийных сиенитов составляет 495 ± 6 млн лет. Базитовые массивы Северного Прибайкалья, за одним исключением, также формировались около 500 млн л.н. [Рыцк и др., 2007].

Таким образом, имеющиеся геохронологические данные свидетельствуют о том, что на обсуждаемой территории магматическая деятельность каледонского этапа завершилась на границе кембрия и ордовика, после того, как эта территория была причленена к Сибирскому кратону. Недавно полученные Rb-Sr данные о силурийском возрасте гранитов (около 430 млн лет) на двух участках в пределах территории, занятой Ангаро-Витимским батолитом [Герасимов и др., 2007], возвращает нас к вопросу о полихронности батолита и о более позднем завершении каледонского магматизма. Однако значительное количество надежных U-Pb датировок цирконов указывает на то, что формирование основного объема батолита происходило 330—310 млн л.н., через 160—170 млн лет после коллизии Байкальского микроконтинента с Сибирским кратоном. Согласно существующим представлениям [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2003], к рубежу 370 млн лет (поздний девон) Забайкалье представляло собой коллаж аккретированных террейнов, который в позднем карбоне — ранней перми стал ареной мощного внутриплитного магматизма. Из этих данных следует логический вывод о том, что внедрение огромных масс кислых магм, образовавших Ангаро-Витимский батолит и многочисленные массивы более поздних интрузивных комплексов, происходило во внутриплитных условиях [Ярмолюк и др., 1997б, 2002]. До недавнего времени такая точка зрения была вполне правомочной. Однако в последние годы стали появляться данные, указывающие на то, что на обсуждаемой территории в девоне—карбоне могли иметь место коллизийные процессы. В частности, в центральных и южных районах Забайкалья были обнаружены интенсивно деформированные девонские и раннекаменноугольные толщи, преимущественно терригенно-карбонатные, с примесью вулканокластики [Филимонов и др., 1999; Минина, 2003; Руженцев и др., 2005]. Дополнительные исследования на опорных участках, в том числе в крупном провесе кровли в центральной части Ангаро-Витимского батолита (Южно-Муйский хребет), а также синтез всех имеющихся материалов привели к выводу о широком развитии на территории Западного Забайкалья осадочных толщ девонского и карбонового возраста, формирование и последующие деформации которых связаны с коллизийной обстановкой [Гордиенко и др., 2004].

Данные по магматической геологии полностью согласуются с геотектоническими реконструкциями, полученными на основе литолого-стратиграфического анализа. Они свидетельствуют о том, что в течение среднего и позднего карбона на той же территории происходило внедрение крупных объемов высококальциевых известково-щелочных гранитов, образовавших Ангаро-Витимский батолит. Наличие среди гранитов гнейсовидных разновидностей [Рейф, 1976; Литвиновский и др., 1993] дает основание допустить, что становление батолита начиналось еще на заключительных стадиях коллизии, но главная часть объема была сформирована вскоре после окончания коллизии, т.е. на постколлизийной стадии.

В пользу поздней и постколлизийной природы Ангаро-Витимского батолита свидетельствуют также геофизические данные о его глубинном строении, базирующиеся на интерпретации гравитационных аномалий и материалов глубинных сейсмических зондирований [Литвиновский и др., 1993]. Согласно геофизической модели, батолит представляет собой плитообразное тело площадью около 200 тыс. км²; мощность его варьирует от нескольких до 30 км, в среднем она составляет около 10 км [Литвиновский и др., 1993], или 5—7 км по [Турутанов, 2007]. На основе изотопных исследований кислорода в валовых пробах и в породообразующих минералах (включая магматический сфен) было показано, что преобладающим источником кислых магм являлся коровый материал [Wickham et al., 1996]. К тому же выводу приводят недавно полученные данные по изотопам Sr и Nd (неопубликованные материалы авторов). Принимая во внимание то обстоятельство, что генерация столь значительных объемов коровых кислых магм, внедрившихся после своего образования в верхнюю кору, должна была происходить на значительной глубине, мы должны полагать, что общая толщина коры была много больше средних (~40 км) значений. Присутствие утолщенной коры на обширной территории вполне естественно в конце и вскоре после окончания континентальной коллизии и вряд ли представимо во внутриплитной обстановке, больше чем через 150 млн лет после окончания коллизийного этапа каледонского тектогенеза.

Обращает на себя внимание значительное сходство в масштабах и в направленности эволюции позднепалеозойского магматизма Забайкалья с типичными постколлизийными интрузивными комплексами в областях классического проявления магматизма данного типа — в Варисийском поясе Европы [Bonin et al., 2004] и в Северо-Западной Африке, в пределах Туарегского щита [Liègeois et al., 1998]. Несмотря на то, что в первом примере речь идет о позднепалеозойском этапе (карбон и пермь), а во

втором — о неопротерозойском (~650—550 млн лет), характер постколлизийного магматизма был одинаков в обеих областях. Как и в Забайкалье, он начинался с внедрения больших масс высококальциевых известково-щелочных гранитоидов, образующих серию крупных батолитов (на Туарегском щите они занимают около 40 % общей территории в 500 тыс. км²). Известково-щелочные гранитоиды сменялись во времени фельзитическими и мафическими породами с прогрессивно возрастающей щелочностью, включая шошонитовую серию, а наиболее поздними были щелочные граниты. Последние отнесены уже к внутриплитному этапу [Liègeois et al., 1998; Bonin et al., 2004].

В Забайкалье вскоре после формирования Ангаро-Витимского батолита имел место длительный (305—285 млн лет) этап одновременного внедрения типично известково-щелочных и переходных к щелочным существенно гранитоидных магм (соответственно чивыркуйский и зазинский интрузивные комплексы). Этот период может рассматриваться как переходный от собственно постколлизийного этапа к внутриплитному и свидетельствует о том, что в пределах одной территории в течение довольно длительного времени (порядка 20 млн лет) происходила генерация крупных объемов кислых и мафических магм двух типов, обычно связываемых с различными геодинамическими обстановками. Такая ситуация может быть следствием воздействия мантийного плюма [Ярмолюк и др., 1997а; Добрецов, 2005; 2008] или деляминации утолщенной в результате предшествующей коллизии литосферы [Гордиенко и др., 2003]. Еще одна модель, опирающаяся на данные о перекрытии во времени постколлизийной и внутриплитной геотектонических обстановок, предложена для неопротерозойского магматизма северной части Арабо-Нубийского щита [Eyal et al., 2009]. При таком перекрытии имело место одновременное выплавление известково-щелочных и гранитоидных щелочных магм из разных протолитов.

Раннепермские щелочные и щелочно-полевошпатовые гранитоиды внедрялись почти одновременно с породами шошонитовой серии на завершающей стадии магматического цикла. Им непосредственно предшествовало формирование бимодальной вулканической серии [Гордиенко, 1987; Литвиновский и др., 2001; Ярмолюк и др., 2001]. По-видимому, магматизм высокой щелочности, обусловленный мощным внутриконтинентальным рифтогенезом [Ярмолюк и др., 2002; Kovalenko et al., 2004], знаменует окончательный переход к внутриплитному этапу, характеризующемуся преобладанием условий растяжения. Следующей стадией внутриплитного (внутриконтинентального) магматизма, относимого уже к мезозойскому циклу, можно считать формирование бимодальных вулканических серий и щелочных гранитоидных комплексов позднего триаса, отделенных от обсуждаемого магматического цикла временным интервалом около 50 млн лет (см. рис. 7, табл. 2).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. На территории Забайкалья позднепалеозойские интрузивные породы распространены очень широко; общая занимаемая ими площадь превышает 200 тыс. км². Продолжительность позднепалеозойского магматического цикла, по результатам U-Pb изотопного датирования цирконов, составляет 55—60 млн лет, от ~330 до ~275 млн лет назад. В течение этого периода сколько-нибудь значительные перемены в магматической деятельности не устанавливаются.

2. Выявляется генеральный тренд эволюции состава гранитоидов во времени — от высококальциевых известково-щелочных к породам шошонитовой серии и щелочным сиенит-гранитным комплексам.

3. Установлено полное или значительное перекрытие во времени формирования геохимически различных магматических комплексов. В частности, в интервале от 305 до 285 млн лет назад происходило внедрение известково-щелочных гранитоидов с пониженной кремнекислотностью (чивыркуйский комплекс кварцевых монзонитов, гранодиоритов) и переходных от известково-щелочных к субщелочным (alkaline, по международной терминологии) гранитов и кварцевых сиенитов (зазинский комплекс). На следующем этапе формировались породы шошонитовой серии (сиениты, монзониты, обогащенные калием габброиды нижнеселенгинского комплекса, возраст 285—278 млн лет), а за ними со значительным перекрытием (281—278 млн лет) — раннекуналейский комплекс щелочных и щелочно-полевошпатовых сиенитов и гранитов. По данным Rb-Sr изотопного датирования, на завершающей стадии происходило внедрение сиеногранитов, интрузирующих щелочные граниты (изохронный Rb-Sr возраст 282 ± 5 млн лет).

4. Изотопный U-Pb возраст цирконов подтверждает и уточняет сделанный ранее вывод о том, что щелочные и щелочно-полевошпатовые гранитоиды региона подразделяются на два разновременных интрузивных комплекса с возрастом 282—278 и 230—210 млн лет. Несмотря на значительный временной интервал между этими комплексами, геохимические и минералогические различия между одноименными разновидностями пород разных комплексов не выявлены [Ярмолюк и др., 2001; Jahn et al., 2009]. Эти данные свидетельствуют о том, что в эволюции постколлизийного и внутриплитного магматизма в пределах единого региона могут проявляться две противоположные тенденции: с одной стороны — параллельное формирование разнотипных по минеральному и химическому составу гранитоидных интрузивов

живных комплексов, а с другой стороны — значительный, протяженностью в десятки миллионов лет интервал между эпизодами образования гранитоидных ассоциаций близкого состава.

5. Позднепалеозойский магматизм на территории Забайкалья происходил в основном на постколлизийной и внутриплитной стадиях герцинского цикла, а переходный период от одной геодинамической обстановки к другой продолжался около 20 млн лет.

Авторы выражают искреннюю признательность В.В. Ярмолюку и В.И. Коваленко за плодотворные дискуссии и предоставление собственных материалов. Мы благодарим также И.В. Гордиенко и анонимного рецензента за конструктивные предложения, которые способствовали улучшению качества текста и уточнению ряда положений, обсуждаемых в статье.

Проведенные исследования поддержаны международным грантом РФФИ и Министерства науки и технологий Израиля (06-05-72007), грантами РФФИ-Байкал (05-05-97205), РФФИ-Сибирь (08-05-98017), интеграционным проектом СО РАН № 37, а также грантами Национального научного совета (NSC), Тайвань, гранты NSC96-2923-M-001-001-MY3, NSC96-2116-M-001-004; NSC97-2752-M-002-003-PAE, NSC97-2116-M-001-011.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович Г.Я., Булдыгер В.В., Срывцев Н.А., Таскин А.П. Магматические формации юга Сибири и Северной Монголии (объяснительная записка к «Карте магматических формаций юга Сибири и Северной Монголии» м-ба 1:1 500 000). Иркутск, ВостСибНИИГТиМС, 1989, 120 с.

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1049—1059.

Будников С.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Новые данные о возрасте баргузинского гранитоидного комплекса Ангаро-Витимского батолита // Докл. АН, 1995, т. 344, № 3, с. 377—380.

Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным уран-свинцового датирования аксессуарного циркона // Геология и геофизика, 1992 (12), с. 29—39.

Герасимов Н.С., Гребенщикова В.И., Носков Д.А., Калмычкова Т.Н., Серебренников Л.М. О раннепалеозойском возрасте Ангаро-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания, вып. 5, Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, т. 1, с. 49—51.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 238 с.

Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М., Наука, 1978, 220 с.

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

Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. Ранне- и позднепалеозойские коллизийные обстановки и их роль в формировании литосферы Саяно-Байкальской складчатой области // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: материалы XXXVII тектонического совещания, Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, с. 108—110.

Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.

Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М., Наука, 1985, 232 с.

Занвилевич А.Н., Калманович М.А., Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Шадаев М.Г. Раннепермский этап гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье // Геология и геофизика, 1991 (11), с. 27—37.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, Кн. 1, 327 с., Кн. 2, 334 с.

Карта магматических формаций юга Сибири и Северной Монголии. М-б 1:1 500 000. М., МинГео, 1989.

Козубова Л.А., Миркина С.Л., Рублев А.Г., Шергина Ю.П. Кыджимитский комплекс редкометалльных гранитов и радиологическое обоснование его возраста (Северо-Западное Забайкалье) // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая, 1977, № 12, с. 31—43.

Козубова Л.А., Миркина С.Л., Рублев А.Г., Чухонин А.П. Радиологический возраст и особенности состава Чивыркуйского плутона (Байкальская горная область) // Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 4, с. 948—951.

Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захаров А.А. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск, Наука, 1981, 331 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1976, 140 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Направленность изменения химических составов гранитоидных и основных магм в процессе эволюции Монголо-Забайкальского подвижного пояса // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (2), с. 157—177.

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

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

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

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

Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасте позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (5), с. 694—702.

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.

Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2003, 17 с.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Докл. РАН, 1993, т. 331, № 6, с. 726—729.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

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

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

Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Бадаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., ГЕОС, 2005, с. 171—196.

Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Шалаев В.С. Гранитоиды восточной части Ангаро-Витимского батолита: U-Pb изотопные данные // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Материалы конф. РФФИ в азиатской части России. Иркутск, 2002, с. 400—401.

Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М. Ранневендский возраст многофазных габбро-гранитных комплексов Каралон-Мамаканской зоны Байкало-Муйского пояса: новые U-Pb данные по циркону // Докл. РАН, 2007, т. 415, № 4, с. 535—538.

Туруганов Е.Х. Объемная модель Ангаро-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания, вып. 5, Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, т. 2, с. 131—132.

Филимонов А.В., Минина О.Р., Неберекутина Л.Н. Урминская толща — эталонный стратон верхнего девона Западного Забайкалья // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геол., 1999, № 8, с. 46—57.

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

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

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника, 1997б, № 5, с. 18—32.

Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандимирова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитного 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.

Be'eri-Shlevin Y., Katzir Y., Whitehouse M. Post-collisional tectonomagmatic evolution in the northern Arabian-Nubian Shield: time constraints from ion-probe U-Pb dating of zircon // J. Geol. Soc. London, 2009, v. 166, p. 1—15.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Heinikoff J.N., Davis D.W., Russell J., Korsch R.J., Foudonlis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.

Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review // Lithos, 2004, v. 78, p. 1—24.

Bonin B. A-type granites and related rocks; evolution of a concept, problems and prospects // Lithos, 2007, v. 97, p. 1—29.

Chen B., Jahn B.M. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd-Sr isotope and trace element evidence // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 691—704.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // J. Geol. Soc. London, 2008, v. 165, p. 235—246.

Eyal M., Litvinovsky B., Jahn B.M., Zanzvilevich A. and Katzir Y. Origin and evolution of post-collisional magmatism: coeval Neoproterozoic calc-alkaline and alkaline suites of the the Sinai Peninsula // Chem. Geol., 2009.

Han B.F., Wang S.G., Jahn B.M., Hong D.W., Kagami H., Sun Y.L. Depleted-mantle magma source for the Ulungu River A-type granites from north Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implication for Phanerozoic crustal growth // Chem. Geol., 1997, v. 138, p. 135—159.

Jahn B. M., Litvinovsky B. A., Zanzvilevich A. N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance // Lithos, 2009, v. 113, p. 521—539.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kотов А.В., Kozlovsky A.M., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 605—627.

Liégeois J.P. Prefaces — some words on post-collisional magmatism // Lithos, 1998, v. 45, p. 15—17.

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

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

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication, № 2, 2000, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.

Ludwig K.R. Isoplot/Ex rev. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 1a, 2001.

Nédélec A., Stephens W.E., Fallick A.E. The Panafrican stratoid granites of Madagascar; alkaline magmatism in a post-collisional setting // J. Petrol., 1995, v. 36, p. 1367—1391.

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

Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Parrish R.R., Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N. Silicic magmatism in Transbaikalia, Russia, and its links with the Siberian traps // *Geoph. Res. Abstracts*, 2003, v. 5, 05048. European Geophys. So., Nice.

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

Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on Geochronology: convention of the use of decay constant in geo- and cosmo-chronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 359—362.

Sun S.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.

Wang Bo, Cluzel D., Shu L., Faure M., Charvet J., Chen Y., Meffre S., de Long K. Evolution of calc-alkaline to alkaline magmatism through Carboniferous convergence to Permian transcurrent tectonics, Western Chinese Tianshan // *Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, 2009.

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

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

Wickham S.M., Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Bindeman I.N. Geochemical evolution of Phanerozoic magmatism in Transbaikalia, East Asia: a key constraint of the origin of K-rich silicic magmas and the process of cratonization // *J. Geophys. Res.*, 1995, 100/B8, 15641—15654.

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

Williams, I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

Zanzvilevich A.N., Litvinovsky B.A., Wickham S.M., Bea F. Genesis of alkaline and peralkaline syenite-granite series: the Kharitonovo pluton (Transbaikalia, Russia) // *J. Geol.* 1995, v. 103, p. 127—145.

Zhao X.-F., Zhou M.L., Li J.-W., Wu F.-Y. Association of Neoproterozoic *A*-type and *I*-type granites in South China: implications for generation of *A*-type granites in a subduction-related environment // *Chem. Geol.*, 2008, v. 257, p. 1—15.

*Поступила в редакцию 23 июня 2009 г.,
после доработки – 18 января 2010 г.*