

ВОЗРАСТ КАМПТОНИТОВЫХ ДАЕК АГАРДАГСКОГО ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА НА ОСНОВНИИ Ar/Ar и U/Pb ДАТИРОВАНИЯ

А.А. Гибшер¹, В.Г. Мальковец¹, А.В. Травин¹, Е.А. Белоусова², В.В. Шарыгин¹, З. Конц^{3,4}

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

630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² GEMOC Key Centre, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Sydney, 2109 Australia

³ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT), Consejo Superior de Investigaciones Científicas & Universidad de Granada (CSIC & UGR), Avenida de las Palmeras, 418100-Armilla (Granada), Spain

⁴ Lithosphere Fluid Research Lab (LRG) Department of Petrology and Geochemistry, Eötvös University, Pázmány Péter sétány, 1/C, Budapest, H-1117, Hungary

В западной части нагорья Сангилен обнаружен рой даек камптонитов (агардагский щелочно-базальтоидный комплекс) в изобилии содержащих мантийные ксенолиты. Результаты минералого-петрографического и петрохимического исследования показали, что дайки выполнены лампрофирами двух групп — основного и ультраосновного составов. Ar/Ar методом датирования по мегакристаллам амфиболов и флогопитов установлено время внедрения даек 443.0 ± 1.3 млн лет. Для зерна циркона из гломеропорфирового сростка в камптоните одной из даек было проведено U/Pb датирование в ядерной и краевой частях. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст для ядерной части циркона составляет 489.0 ± 5.4 млн лет, что соответствует возрасту становления чжаргалантского гранит-лейкогранитового комплекса (489.4 ± 2.6 млн лет). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, полученный по краевым частям, составляет 444.0 ± 7.5 млн лет. Совпадающие в пределах ошибки датировки, полученные Ar/Ar методом по мегакристаллам амфибола и биотита и U/Pb методом по магматической кайме кристалла циркона из камптонита, дают полное основание утверждать, что время становления даек камптонитов агардагского комплекса соответствует позднему ордовики. Мантийные ксенолиты, обнаруженные в дайках камптонитов, вынесены наиболее древними щелочными базальтоидами, когда-либо обнаруженными в пределах внекратонных геодинамических обстановок и представляют собой образцы верхнеордовикской литосферной мантии региона.

Ar/Ar датирование, U/Pb датирование, камптониты, Сангилен, Тува

THE AGE OF CAMPTONITE DIKES OF THE AGARDAG ALKALI-BASALT COMPLEX (*western Sangilen*): RESULTS OF Ar/Ar AND U/Pb DATING

A.A. Gibsher, V.G. Malkovets, A.V. Travin, E.A. Belousova, V.V. Sharygin, and Z. Konc

A camptonite dike swarm (Agardag alkali-basalt complex) in the western part of the Sangilen Upland abounds in mantle xenoliths. Mineralogical, petrographic, and petrochemical studies showed that the dikes are composed of lamprophyres of two groups, basic and ultrabasic. Ar/Ar dating of amphibole and phlogopite megacrysts yields an intrusion age for the dikes of 443.0 ± 1.3 Ma. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dating of zircon from a glomeroporphyritic intergrowth in camptonite from one of the dikes yielded a core age of 489.0 ± 5.4 Ma. This corresponds to the time of formation of the Chzhargalanta granite-leucogranite complex (489.4 ± 2.6 Ma). The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of the zircon rim is 444.0 ± 7.5 Ma. The ages obtained by Ar/Ar dating of amphibole and biotite megacrysts and by U/Pb dating of the magmatic rim of zircon crystal from the camptonite coincide within the dating error, which indicates that the camptonite dikes formed in the Late Ordovician. These dikes are the oldest-known example of mantle-derived xenoliths in mafic volcanic rocks from an off-craton setting. These are samples of the Upper Ordovician lithospheric mantle.

Ar/Ar dating, U/Pb dating, camptonite, Sangilen, Tuva

ВВЕДЕНИЕ

Исследование вещества литосферной мантии, которое доставляется в виде ксенолитов на поверхность щелочными базальтоидами и кимберлитами, позволяет получить информацию о составе, строении, термальном режиме и эволюции глубин Земли, недоступных для непосредственного изучения. Подавляющее большинство изученных внекратонных ксенолитов вынесены базальтоидами третичного/четвертичного и в редких случаях мелового возраста [Nixon, 1987; Griffin et al., 2009; Su et al., 2011]. Наиболее древним проявлением ксенолитсодержащего щелочно-базальтоидного вулканизма, описанным в мировой литературе, являются карбон-пермские щелочные базальты и лампрофиры Шотландии [Upton et al., 1983; Hunter, Upton, 1987; Downes, 2001]. В этой связи находка на Западном Сангилене даек ламп-

рофиров, содержащих множество крупных (до 70 см) неизмененных мантийных ксенолитов, представляет большой интерес для петрологии литосферной мантии.

Первые результаты минералого-петрографического и петрохимического исследования лампрофиров агардагского дайкового комплекса Западного Сангиленга показали, что дайки выполнены лампрофитами двух групп — основного и ультраосновного состава [Гибшер, 2009]. Первые две Ar/Ar датировки по мегакристаллам керсутита и биотита из лампрофиров ультраосновной группы дали позднеордовикский возраст внедрения даек — 446 ± 4 и 441.3 ± 1.1 млн лет соответственно [Изох и др., 2001б]. Таким образом, мантийные ксенолиты Западного Сангиленга представляют собой вещество наиболее древней субконтинентальной литосферной мантии складчатых зон, выносимое на поверхность щелочными базальтоидами.

С целью более надежного установления времени внедрения камптонитов обеих групп была поставлена задача детального геохронологического исследования даек Ar/Ar методом. Для подтверждения возраста камптонитов независимым методом нами было проведено U/Pb -датирование циркона *in situ*. В данной работе приведены результаты комплексного геохронологического исследования камптонитов агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангиленга.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДАЕК АГАРДАГСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА

Сангиленское складчатое сооружение представляет собой коллизионный ороген [Волкова и др., 2011; Добрецов, 2011], сформированный на раннекаледонском этапе в результате косой коллизии Таннуольской островодужной системы с Тувино-Монгольским микроконтинентом [Владимиров и др., 2005]. Агардагский щелочно-базитовый дайковый комплекс был выделен В.М. Немцовичем в пределах западной части Сангиленского нагорья и представлен лампрофитами и эссексит-долеритами [Немцович, 1976]. Дайки комплекса описаны во многих работах [Рогов, 1967; Немцович, 1976; Блюман, 1979; Немцович и др., 1980; Кепежинскас и др., 1984; Кепежинскас, 1987; Михалева, 1989; Симонов и др., 1989; Панина и др., 1992, 1994; Volkova et al., 2004; Егорова, 2005; Egorova et al., 2006]. Они прорывают разновозрастные метаморфические и магматические образования (рис. 1) — метабазиты Агардагского пояса, метаморфические породы тесхемской и мугурской толщ (возраст последней стадии метаморфизма 468 млн лет [Петрова, Костицын, 2001]), расслоенные габброиды Правотарлашкинского, габброиды и монцодиориты Башкымугурского массивов (524 ± 9 и 465 ± 1.2 млн лет соответственно [Изох и др., 2001а]) и аляскитовые гранитоиды байдагского комплекса (473 ± 7 млн лет [Петрова, Костицын, 2001]). Характерным для даек агардагского комплекса является их кайнотипный облик и наличие многочисленных мегакристаллов и глубинных ксенолитов, представляющих собой вещество литосферной мантии [Gibsher et al., 2008; Гибшер, 2009; Гибшер и др., 2010].

Ареал распространения даек агардагского комплекса составляет 18×10 км. Простираение роя даек субширотное; протяженность отдельных даек достигает 2 км (дайка 18Н). Мощность варьирует от полуметра (дайки 23Н, 25Н, 31Н и 35Н) до 10 м (дайка 21Н), нередко наблюдается выклинивание. Хотя общее простираение роя камптонитовых даек субширотное, на юго-востоке комплекса (дайки 1Н и 18Н) отмечается разворот простираения в юго-восточном направлении. Рой даек локализован в метаморфических толщах и прорывающих их интрузивных массивах чонсаирского фрагмента Агардагского пояса и Эрзино-Мугурской подзоны и неизвестен среди толщ чехольного комплекса сангиленской и тельхемской серий.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАМПТОНИТОВЫХ ДАЕК АГАРДАГСКОГО КОМПЛЕКСА

По минеральному составу и структуре, в соответствии с современной классификацией лампрофиров [Rock, 1991; LeMaitre, 2002], породы, выполняющие дайки, относятся к камптонитам. Макроскопически это темно-серые, почти черные плотные породы с большим количеством вкрапленников (фенокристаллов) темноцветных минералов. Структура основной массы полнокристаллическая, серийно-порфировая. Фенокристаллы имеют размер 0.5—2 мм и представлены идиоморфными призматическими кристаллами керсутита с каймами зеленой роговой обманки, изометричными кристаллами титанавгита с внешними каймами еще более титанистого состава, зернами оливина и пластинками биотита; иногда встречается темно-бурая шпинель и магнетит с титаномagnetитовыми каймами. Фенокристаллы «погружены» в основную массу из тех же фемических минералов, а также плагиоклаза и нефелина. Апатит и тонкодисперсный магнетит находятся как в основной массе, так и в виде вростков практически во всех минералах. Исключение составляют фенокристаллы оливина и ядерные части фенокристаллов титанавгита. Среди вторичных минералов отмечены эпидот, серицит, хлорит, канкринит и содалит. Хлорит и эпидот совместно развиваются по роговой обманке, серицит — по плагиоклазу, а канкринит и содалит замещают зерна нефелина.

Мегакристовая ассоциация в камптонитах представлена как фемическими, так и салическими минералами, размер которых превышает первые сантиметры, а для амфиболов — достигает 15 см. Фемиче-

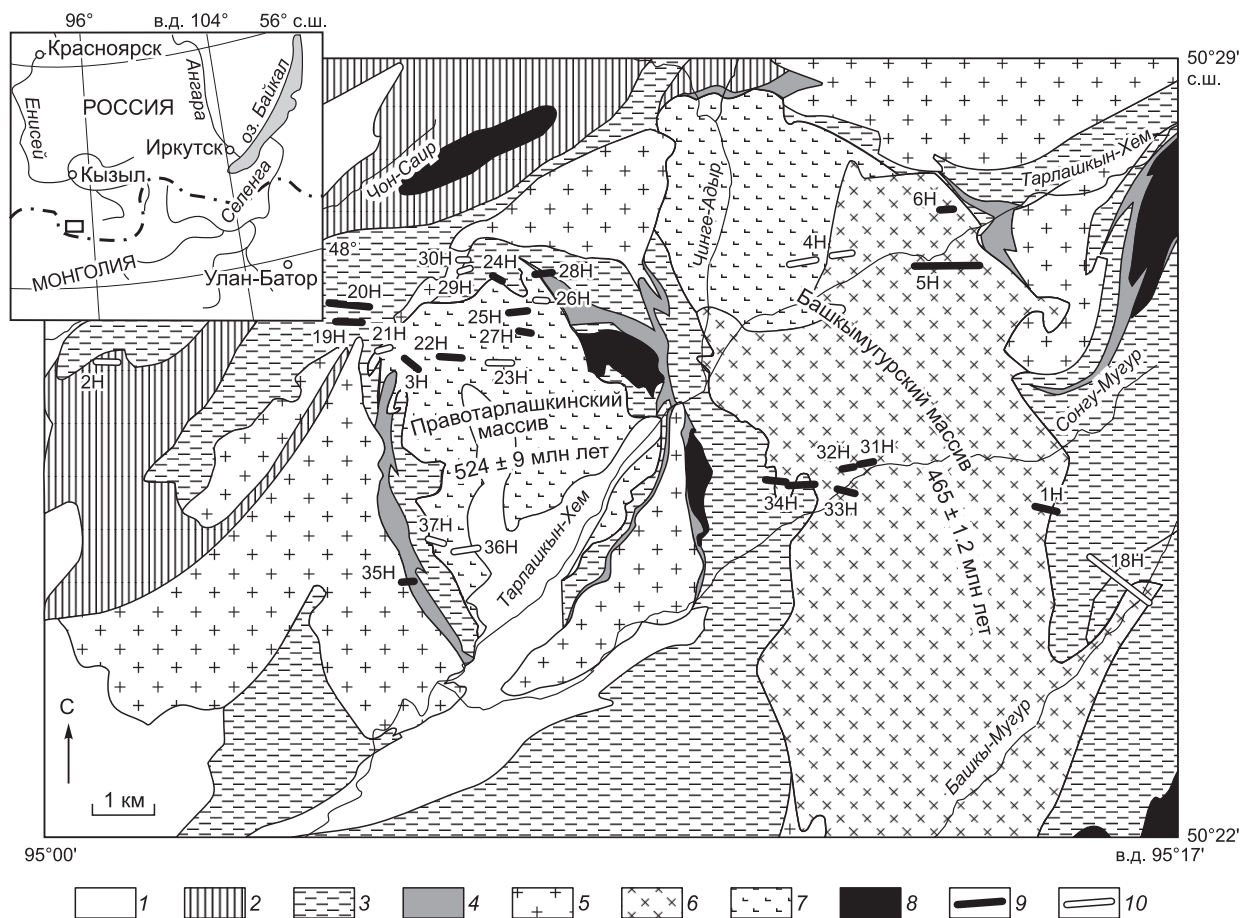


Рис. 1. Схема распространения камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилен.

Составлена авторами с использованием материалов А.С. Гибшера и А.Г. Владимирова. Возрасты Правотарлашкского и Башкымугурского массивов, по [Изох и др., 2001а]. 1 — четвертичные и неогеновые отложения; 2 — метабазиты и вулканогенно-осадочные породы Агардагской сдвиговой зоны; 3 — сланцы и гнейсы мугур-тесхемского комплекса; 4 — маркирующие горизонты амфиболитов и метавулканитов мугур-тесхемского комплекса; 5 — граниты; 6 — диориты; 7 — габбро; 8 — гипербазиты агардагского офиолитового комплекса; 9 — камптонитовые дайки группы А; 10 — камптонитовые дайки группы Б.

ческие мегакристаллы представлены керсутитом, авгитом, биотитом и оливином, а салические — калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Наличие полевых шпатов во вкрапленниках противоречит классификации лампрофиров [LeMaitre, 2002], поэтому в данной ассоциации они отнесены нами к ксенокристаллам, рассмотрение генезиса которых в нашу задачу не входило.

По текстурным особенностям, химизму и наличию или отсутствию глубинных ксенолитов среди камптонитов агардагского комплекса выделяются две группы — А и Б. **Камптониты группы А** — меланократовые породы с неоднородной пятнистой текстурой, обусловленной наличием лейкообособлений — глобул, сложенных главным образом салическими минералами и кальцитом с подчиненным количеством амфибола, изредка встречается эгирин. Размеры таких обособлений варьируют от долей миллиметра до 1.5—2.0 см и более. Для пород этой группы характерно наличие пойкилитового биотита в основной массе, что свидетельствует о насыщенности расплава летучими на этапе становления даек. По химическому составу камптониты группы А относятся к ультраосновным щелочным породам и характеризуются пониженным содержанием SiO_2 (34.4—41.6 мас. %) и Al_2O_3 (10.6—14.2 мас. %) и повышенным содержанием CaO (9.5—15 мас. %), MgO (8.9—14.2 мас. %), Ni (149—726 г/т), Cr (223—934 г/т) и Mg\# ($\text{Mg\#} = 100 \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$, 73.5—82.6 %). Кроме того, дайки группы А содержат мегакристаллы оливина и ксенолиты шпинелевых лерцолитов [Гибшер, 2010], гранатовых габброидов и клинопироксенитов [Егорова, 2005; Egorova et al., 2006].

Камптониты группы Б более лейкократовые, с однородной текстурой основной массы. Составы камптонитов группы Б попадают в поле основных щелочных пород и отличаются повышенным содержанием SiO_2 (43.3—50.4 мас. %) и Al_2O_3 (13.2—16.2 мас. %), пониженным содержанием CaO (4.6—

7.8 мас. %), MgO (3.6—10.2 мас. %), Ni (6.5—79.3 г/т), Cr (10.9—164 г/т) и Mg# (53.7—78 %). Дайки этой группы не содержат ксенолитов.

В дайках группы А ксенолиты представлены как крупными округлыми нодулями размером до 70 см, так и их обломками. Средний размер мантийных ксенолитов составляет 10—15 см. Большая часть мантийных ксенолитов сосредоточена в так называемом кармане — раздуве в западной части дайки 5Н, где их количество настолько велико, что они занимают до 80 % объема. Образование подобного кармана, вероятно, связано с пережимом подводющего канала дайки в результате тектонических подвижек и образованием кумулятивного слоя, в котором произошла отсадка ксеногенного материала [Гибшер, 2009].

Среди мантийных ксенолитов подавляющее большинство представлено перидотитами, но есть также гранатовые и шпинелевые клинопироксениты. Перидотиты представлены только образцами шпинелевой фации глубинности, но в нескольких образцах обнаружены двупироксен-шпинелевые симплектиты, образованные по гранату при изменении *PT*-условий. Среди изученной коллекции перидотитов по химическому составу слагающих их минералов преобладают образцы примитивных и слабодеплетированных лерцолитов, а ксенолиты гарцбургитов составляют около трети. Примерно 10 % образцов содержат водосодержащие минералы — амфибол и флогопит, расположенные как в виде нерегулярных планарных зон, так и в виде жил, нередко в ассоциации с клинопироксеном [Гибшер, 2009; Гибшер и др., 2010].

В группе лерцолитов магнезиальность оливина варьирует от 88.8 до 90.4, содержание NiO составляет 0.29—0.37 мас. %, а CaO 0.06—0.12 мас. %. Оливины гарцбургитов имеют в среднем более высокие значения Mg# = 89.8—91.2, содержания NiO 0.31—0.38 и CaO 0.07—0.11 мас. %. Клинопироксены представлены хромдиоксидами, в которых с увеличением Mg# от 88.7 до 92.8 закономерно возрастают содержания Cr₂O₃ от 0.63 до 1.88 мас. % и падают содержания Al₂O₃ (от 7.6 до 2.1 мас. %), Na₂O (от 2.2 до 0.4 мас. %) и TiO₂ (от 0.97 до 0.05 мас. %), что связано с увеличением степени частичного плавления перидотитов.

Валовые составы перидотитов закономерно изменяются от лерцолитов к гарцбургитам — MgO от 35 до 44, Al₂O₃ от 4.1 до 1 мас. %, CaO от 3.4 до 0.9 мас. %, TiO₂ от 0.17 до 0.02 мас. %. CaO, Al₂O₃, TiO₂, SiO₂ и Na₂O обнаруживают отрицательную корреляцию с MgO, которая отражает увеличение степени частичного плавления перидотита.

По своему минералогическому, модальному и валовому химическому составу перидотитовые ксенолиты Сангилена, выносимые на поверхность позднеордовикскими камптонитами, близки к типичным неистощенным и слабоистощенным перидотитам, выносимым на поверхность кайнозойскими (Витимское вулканическое поле [Ionov et al., 1993; Литасов и др., 2000а,б; Litasov et al., 2000; Litasov, Taniguchi, 2002], Хамардабан [Ionov et al., 1995], Токинский Становик [Ionov et al., 2005], Бартойское вулканическое поле [Ionov et al., 1992; Литасов и др., 2005], Удоканское вулканическое поле [Литасов и др., 2006]) и мезозойскими (Северо-Минусинская впадина [Брагин и др., 1999; Bragin et al., 1999; Malkovets et al., 2003]) щелочными базальтоидами в южном обрамлении Сибирского кратона, и сильно отличаются от ксенолитов перидотитов, выносимых на поверхность среднедевонскими кимберлитами Сибирского кратона [Boyd et al., 1997; Агашев и др., 2010; Ionov et al., 2010].

ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВОЗРАСТЕ КАМПТОНИТОВЫХ ДАЕК АГАРДАГСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА И ОБОСНОВАНИЕ НЕОБХОДИМОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полученные В.М. Немцовичем в 1970-е годы K/Ar определения абсолютного возраста даек по валовым пробам показали, что время внедрения даек отвечает ордовикскому периоду (417 и 471 млн лет для камптонита и мончикита соответственно). Однако ордовикский возраст был поставлен под сомнение и полученные датировки рассматривались как результат удрежнения абсолютного возраста щелочных лампрофиров, связанного с интенсивной контаминацией расплава породами древних гранитоидных комплексов докембрия [Немцович, 1976].

Позднее на Западном Сангилене Б.А. Блюман [Блюман, 1979] на основании геологических взаимоотношений выделил дайки щелочных базальтоидов, отвечающие трем разновозрастным дайковым комплексам: I (S₁) — габбро и эссексит-диабазы; II (D₃) — щелочные габброиды и сиенит-порфиры натрового ряда (мончикиты, тешениты); III (P-T) — щелочно-основные и щелочно-ультраосновные породы калиевого ряда (мончикиты, шонкиниты, шонкинит-пикриты). Второй комплекс позднедевонского возраста соответствует, по мнению этого исследователя, агардагскому дайковому комплексу [Блюман, 1979], выделенному В.М. Немцовичем [Немцович, 1976].

Лампрофиры западной части нагорья Сангилена позднее были детально изучены на предмет их генезиса Л.А. Михалевой и В.А. Злобиным [Михалева, Злобин, 1984, 1985] и по аналогии с лампрофирами Горного Алтая [Васюкова и др., 2011] отнесены к раннемезозойскому камптонитовому дайковому комплексу. Другие исследователи [Кепежинская и др., 1984; Михалева, 1989; Симонов и др., 1989; Панина и др., 1992, 1994] не ставили задач по выяснению возрастной принадлежности изучаемых даек и

традиционно, по аналогии с лампрофирами Горного Алтая, считали их мезозойскими, поставив под сомнение ордовикские датировки В.М. Немцовича.

Определение возраста камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса имеет принципиальное значение для выяснения следующих вопросов — относятся ли они к проявлению базитового магматизма завершающей стадии кембро-ордовикского аккреционно-коллизийного этапа развития Центрально-Азиатского складчатого пояса или связаны с более поздними процессами? Являются ли вынесенные камптонитами мантийные ксенолиты фрагментами вещества палеозойской литосферной мантии? Для получения ответа на поставленные вопросы было проведено Ar/Ar -датирование мегакристаллов биотита и амфибола [Изох и др., 2001б]. Полученные датировки показали позднеордовикский возраст даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса (441.0 ± 1.1 и 446 ± 4 млн лет для биотита и амфибола соответственно) [Изох и др., 2001б].

Несмотря на бесспорность полученных данных, напрашивается вопрос о возможной ксеногенности минералов мегакристовой ассоциации. Являясь продуктом глубинной кристаллизации родственных камптонитовых расплавов [Панина и др., 1994], возраст мегакристаллов может отражать время кристаллизации в промежуточной камере, а не время становления даек. Кроме того, датировки, приведенные в работе [Изох и др., 2001б], выполнены по мегакристаллам из лампрофировых даек группы А, в то время как дайки группы Б могут быть самостоятельным, оторванным во времени проявлением магматической активности. Чтобы снять отмеченные выше вопросы, мы провели более комплексное геохронологическое исследование камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Саяна, включающее как Ar/Ar -датирование минералов мегакристовой ассоциации и основной массы камптонитов, так и U/Pb -датирование циркона из камптонита.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Определение химического состава камптонитов проводилось методом РФА в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Химический состав минералов основной массы камптонитов и мегакристаллов определялся с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-8100. Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока 40 нА, время съемки 10 с, диаметр пучка зонда 2—3 мкм. В качестве эталонов использовались аттестованные стандарты минералов и стекол.

Особенности внутренней структуры циркона изучались с использованием сканирующего электронного микроскопа LEO 1430 в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, Новосибирск.

Фазовый состав полевого шпата определялся посредством рентгеновской дифрактометрии (ДРОН-3) в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, Новосибирск. Съемка велась при напряжении 35 кВ, силе тока 30 мА, скорости счетчика 1 град./мин, с применением монохроматора излучения CuK_{α} (аналитик В.С. Павлюченко).

$^{40}Ar/^{39}Ar$ определения выполнялись в Аналитическом центре ИГМ СО РАН методом ступенчатого прогрева по мономинеральным фракциям амфибола, биотита и полевого шпата и валовым пробам камптонитов [Травин и др., 2009]. Фракции крупностью не менее 0.15 мм были запакованы в алюминиевую фольгу и запаяны после предварительной откачки в кварцевых ампулах. Облучение производилось в кадмированном канале исследовательского ВВР-К реактора Томского политехнического института. Для калибровки нейтронного потока образцами были помещены навески стандартного образца биотита МСА-11 (возраст 311.0 ± 1.5 млн лет), откалиброванного с помощью международных стандартных образцов биотита LP-6 и мусковита Bern 4m [Baksi et al., 1996]. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Выделение аргона проводилось в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar при $1200\text{ }^{\circ}C$ в течение 40 мин не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. После очистки выделенного аргона с использованием Ti- и ZrAl-SAES-геттеров изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре «Noble Gas 5400» фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблице и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1 \sigma$. Для коррекции на мешающие изотопы аргона, образовавшиеся во время облучения на Ca, Cl, K, использовались следующие коэффициенты: $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 0.00073 \pm 0.000026$, $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Cl} = 0.00032 \pm 0.000021$, $(^{40}Ar/^{39}Ar)_{K} = 0.0641 \pm 0.0001$. Перед измерениями производилась предварительная дегазация образцов при температуре $300\text{ }^{\circ}C$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Замеры проводились регулярно, после каждых 2—3 температурных ступеней образцов. Среднее значение $^{40}Ar/^{36}Ar$ на период измерений составило 298 ± 2 . В случае предельно низких содержаний радиогенного аргона в образцах прогрев проводился в 3—4 ступени, при интерпретации спектров выделение промежуточных плато проводилось на основе менее жестких критериев по сравнению с предложенными в работе [Fleck et al., 1977]. Для выделения промежуточного плато из одной или двух ступеней считалось достаточным соответствие ему не менее 50 % выделенного ^{39}Ar . Выделение промежуточного плато из трех последовательных ступеней, характеризующихся близкими Ca/K отношениями, допускалось при доле выделенного ^{39}Ar меньшей 50 %.

U/Pb датирование цирконов проводилось на ионном микрозонде Cameca ims-1270 Эдинбургского Университета. Зерно циркона анализировалось *in situ* в полированной пластинке, не извлекаясь из основной массы камптонита. Характеристики прибора и детальная методика анализа приведены в работе [Kelly et al., 2008].

Редкоземельный состав циркона определялся методом индуктивно связанной плазменной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (New Wave Merchanteck, UP-213) на масс-спектрометре Agilent 7500s в центре «Геохимическая эволюция и металлогения континентов» Университета Маккуори, Сидней, Австралия. Стандартное стекло NIST 610 использовалось в качестве внешнего калибровочного стандарта. В качестве внутреннего стандарта использовалось содержание Hf, определенное с помощью рентгеноспектрального микроанализатора. Характеристики прибора и детальная методика анализа приведены в работах [Norman et al., 1996; Belousova et al., 2002].

Изотопный состав Hf в цирконе определялся методом индуктивно связанной плазменной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (New Wave Merchanteck, UP-213) на мультиколлекторном масс-спектрометре Nu Plasma в центре «Геохимическая эволюция и металлогения континентов» Университета Маккуори, Сидней, Австралия. Характеристики прибора и детальная методика анализа приведены в работе [Griffin et al., 2000].

РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ

Ar/Ar датирование. Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования были отобраны образцы камптонитов (3 образца) и мегакристаллов: амфибола (6 образцов), биотита (2 образца) и полевого шпата (1 образец) из 8 даек. Семь образцов отобрано из даек группы А и пять образцов из даек группы Б. Результаты датирования приведены в табл. 1. Геологическое положение даек, из которых были отобраны образцы для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, показано на рис. 1.

Возрастные спектры и Са/К отношения показаны на рис. 2. В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектрах (см. рис. 2, А) двух образцов мегакристаллов биотита из даек 3Н, 4Н, двух образцов мегакристаллов амфибола из даек 3Н, 5Н выделяются плато, а в спектрах двух образцов мегакристаллов амфибола из даек 4Н, 20Н — промежуточные плато из двух ступеней. Во всех перечисленных случаях плато характеризуются более 60 % выделенного ^{39}Ar , выдержанным Са/К отношением. Полученные датировки дают позднеордовикский возраст и попадают в узкий интервал значений от 439.1 ± 4.3 до 446 ± 4 млн лет.

В спектрах трех образцов основной массы камптонитов выделяются плато, характеризующиеся существенно более молодыми возрастными интервалами со значительно более широким интервалом от 356.0 ± 2.1 до 384.5 ± 5.5 млн лет (см. рис. 2, Б). Данный возрастной интервал соответствует среднему—верхнему девону. Возрастные плато для образцов камптонитов из даек 2Н и 3Н, характеризующиеся 40 и 70 % выделенного Ar соответственно, сформированы на среднетемпературных ступенях. Далее, с увеличением температуры в спектрах резко возрастают возраст и Са/К отношение. Для камптонита дайки 5Н получен возрастной спектр седлообразной формы, в котором выделяется промежуточное плато, характеризующееся значением 384.5 ± 5.5 млн лет и 30 % выделенного ^{39}Ar с резким увеличением Са/К отношения.

Таблица 1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования камптонитов и мегакристаллов из даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилен

№ дайки	Минерал/Порода	Возраст плато, млн лет	Источник данных
Группа А			
3Н	Амфибол	446 ± 4	[Изох и др., 2001б]
»	Биотит	441.3 ± 1.1	»
»	Камптонит	356.9 ± 2.1	Данная работа
5Н	Амфибол	445.8 ± 2.5	»
»	Камптонит	384.5 ± 5.5	»
20Н	Амфибол	443.9 ± 4.4	»
22Н	»	542.4 ± 5.2	»
Группа Б			»
2Н	Полевой шпат	256.2 ± 6	»
»	Камптонит	379.2 ± 2.4	»
4Н	Амфибол	439.1 ± 4.3	»
23Н	»	482.9 ± 7.4	»
30Н	Биотит	443.3 ± 5	»

Примечание. Датирование выполнено в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Курсивом выделены датировки, не соответствующие возрасту даек (пояснения см. в тексте).

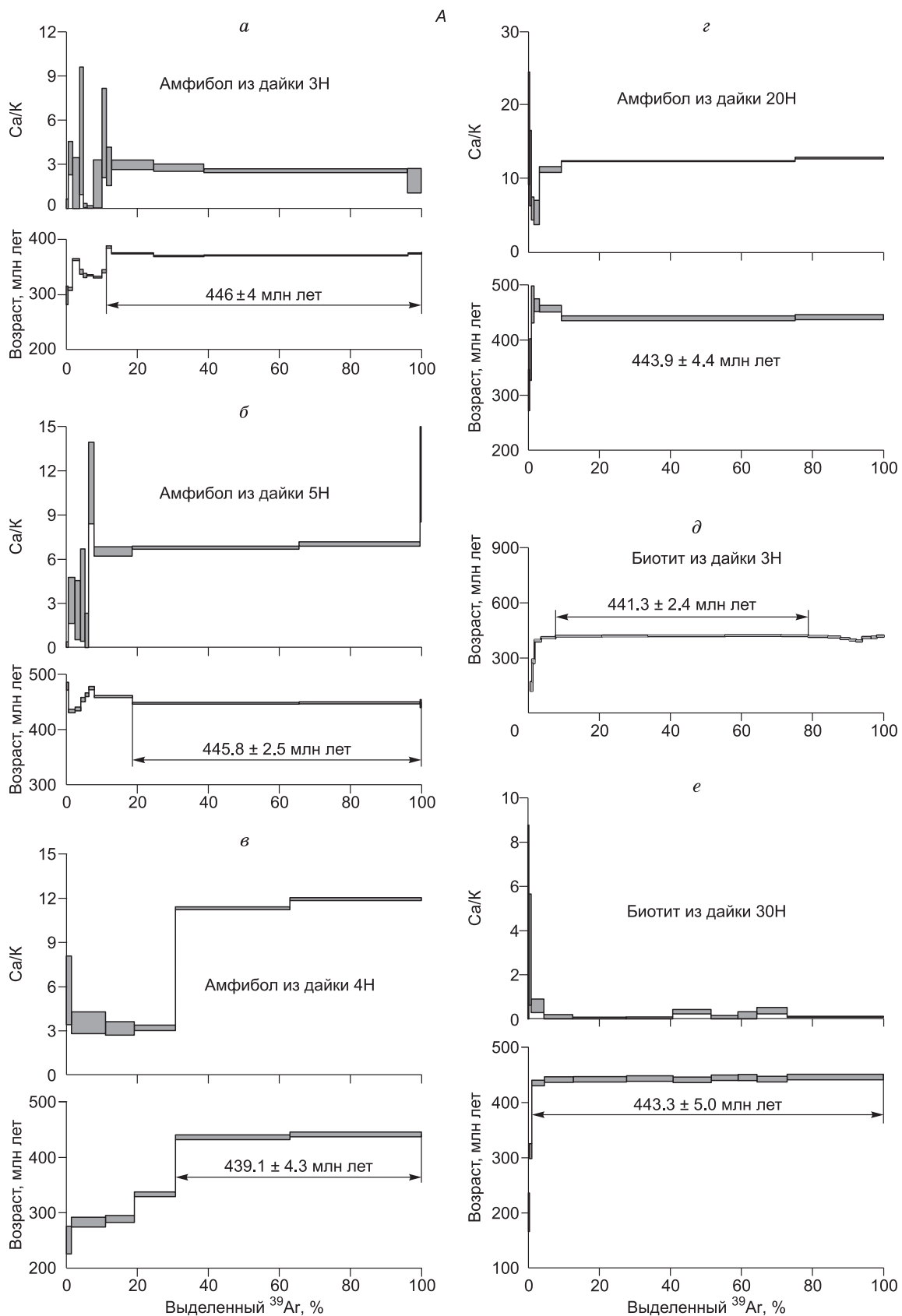
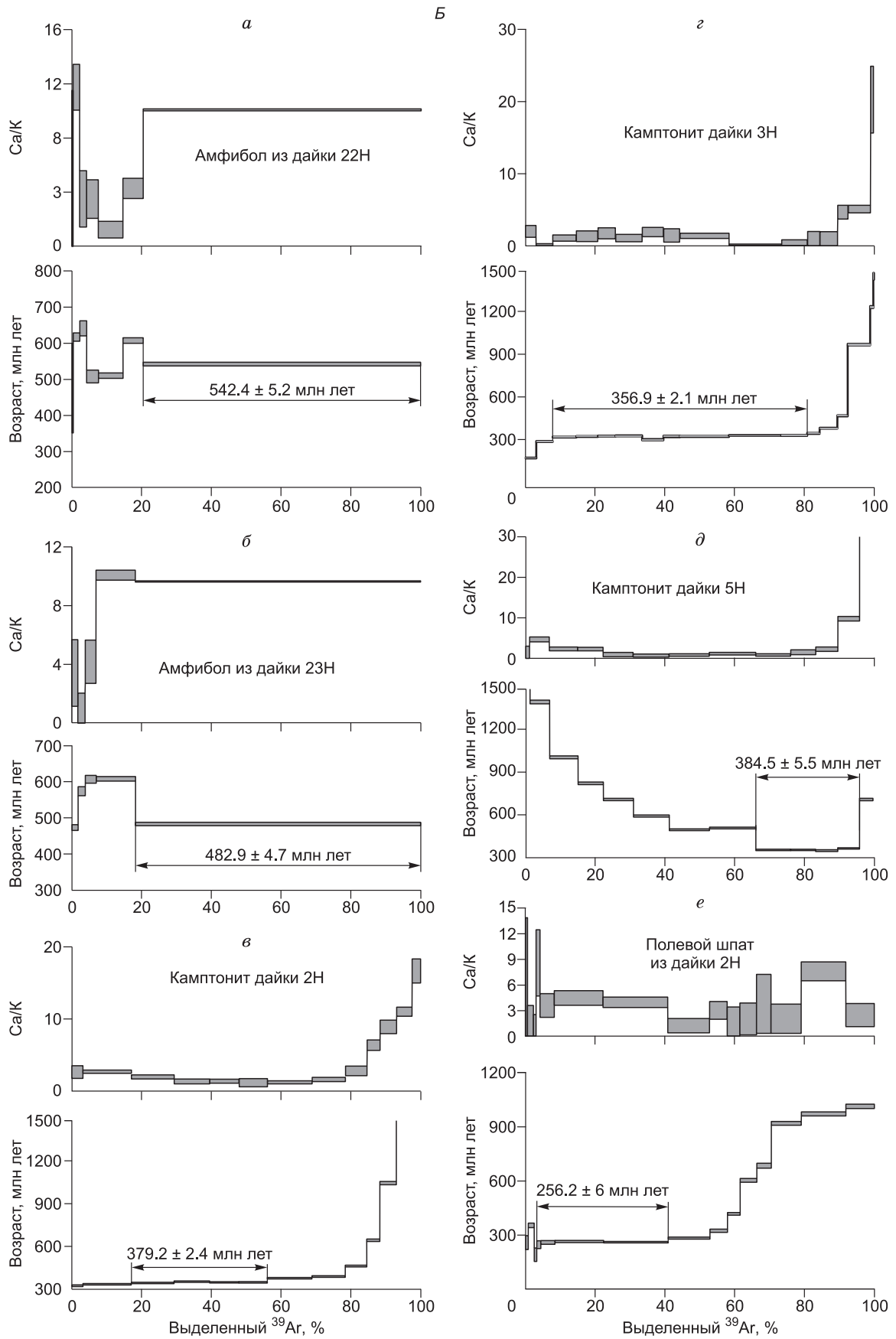


Рис. 2. А — Са/К и возрастные спектры мегакристаллов амфибола (а—с) и биотита (д—е) из камп-
 бола (а—б), камптонитов (в—д) и полевого шпата (е). Для биотита из дайки 3Н (см. рис. А, д) отсутствует



тонитовых даек Западного Сангилен. Б — Ca/K и возрастные спектры мегакристаллов амфи-
Ca/K спектр из-за полного распада ^{37}Ar .

Таблица 2. SIMS Th-U-Pb данные для циркона из гломеропорфирового сростка

Точка	U	Th	Th/U	Pb, г/т	²⁰⁶ Pb/ _c , %	Изотопные отношения					Возраст				
	г/т					²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ
Ядро	1125	548	0.50	93	0.56	0.0538	0.0004	0.0788	0.0009	0.5848	0.0083	489	5.4	468	5.3
Край 1	33	16	0.50	2	0.13	0.0568	0.0014	0.0713	0.0012	0.5586	0.0171	444	7.5	451	11.1
Край 2	31	13	0.43	2	0.23	0.0594	0.0016	0.0716	0.0012	0.5869	0.0185	446	7.3	469	11.7

Примечание. Датирование выполнено *in situ* на ионном микроскопе SIMS Cameca 1270, Университет Эдинбурга (аналитик Р.В. Хинтон).

В спектре мегакристалла полевого шпата из дайки 2Н выделяется промежуточное плато со значением возраста 256.2 ± 6.0 млн лет, соответствующим верхней перми (рис. 2, Б). Плато формируется на низкотемпературных ступенях, ему соответствует < 40 % выделенного ³⁹Ar. С увеличением температуры от средне- к высокотемпературным ступеням возраст постепенно увеличивается от 300 до > 1000 млн лет. Результаты рентгеноструктурного исследования мегакристалла полевого шпата показали, что он представляет собой смесь ортоклаза, разупорядоченного (высокого) альбита со следами гидрослюд.

Два мегакристалла амфибола из даек 22Н и 23Н дают более древние значения возраста, рассчитанные по высокотемпературным ступеням: нижнеордовикский — 482.9 ± 4.7 млн лет и неопротерозойский — 542.4 ± 5.2 млн лет (см. рис. 2, Б). Этим ступеням соответствует более чем 75 % выделенного ³⁹Ar.

U/Pb датирование. Циркон был обнаружен в гломеросростке (клинопироксен + кальцит + циркон) при изучении основной массы камптонита (рис. 3, а) дайки 34Н (группа А). Пироксены гломеросростка по своему химическому составу относятся к ферроавгитам. Они имеют высокую железистость (52.7—54), кальциевость (58.2—59.6), высокое содержание Na₂O (0.87—1.09 мас. %), низкое содержание Al₂O₃ (1.89—2.35 мас. %), TiO₂ (0.28—0.33 мас. %) и не содержат Cr₂O₃ (0.01—0.04 мас. %).

Зерно циркона имеет желтую окраску, удлиненный гипидиоморфный габитус, размеры около 250 × 140 мкм. В катодолуминесцентном изображении (см. рис. 3, б) отчетливо выделяется округлое унаследованное ядро диаметром около 100 мкм, на которое нарастает толстая однородная кайма. В ядре циркона присутствуют раскристаллизованные включения, содержащие рудную фазу (магнетит).

Химический состав циркона в ядре и в кайме заметно отличается по содержанию микроэлементов. Ядерная часть обладает более высокой концентрацией U — 1125, Th — 548, Pb — 93 г/т и HfO₂ — 1.44 мас. % по сравнению с краевой частью, которая существенно обеднена U — 31—33, Th — 13—16, Pb — 2 г/т и незначительно HfO₂ — 0.95—0.97 мас. %. Th/U отношения в ядре и в краевых частях циркона близки и составляют 0.43—0.50 (табл. 2).

Концентрация несовместимых элементов в ядерной части циркона значительно выше, чем в краевых (рис. 4, а, табл. 3). Ядро циркона в большей степени обогащено HREE, чем кайма ((Yb/Sm)_n = 208 и 47 соответственно, см. табл. 3). Содержание LREE и MREE в краевых частях 1 и 2 циркона значительно

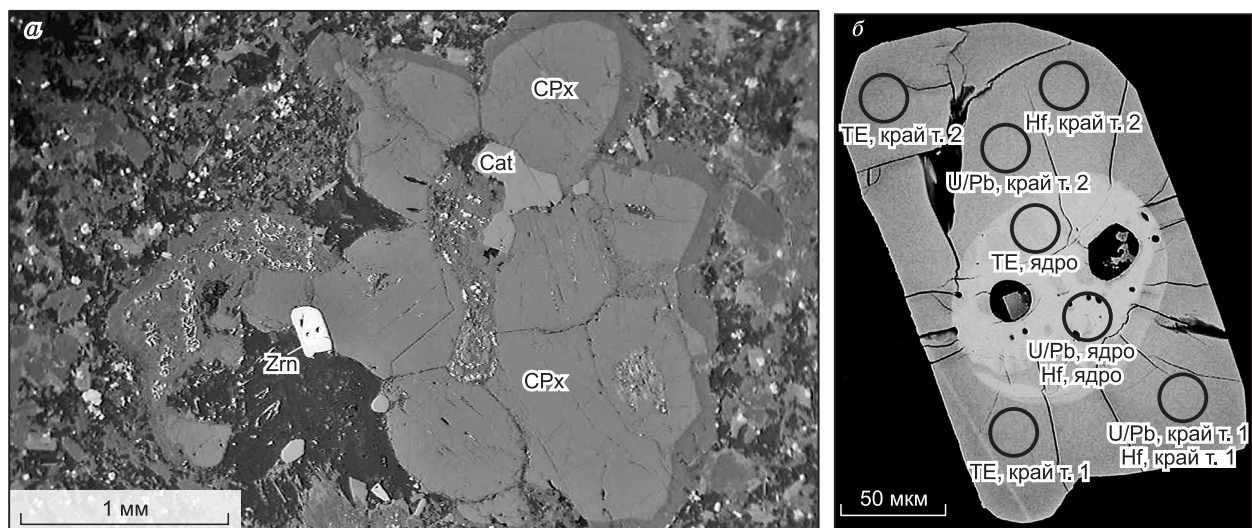


Рис. 3. а — гломеропорфировый сросток, изображение в обратно рассеянных электронах. б — катодолуминесцентное изображение циркона и расположение точек измерений.

CPx — клинопироксен, Cat — кальцит, Zrn — циркон. TE — редкие элементы, 1, 2 — номера точек.

Таблица 3. Содержание редких элементов (г/г %) в цирконе из гломеропорфирового сростка

Точка	Ba	Sr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Y	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Sn	Fe	Nb	Ta	Ti	Ga	Mn	P	Yb/Sm	Sm/La	Ce/Ce*	Eu/Eu*
Ядро	4.74	3.18	7.07	22.2	1.42	6.55	3.87	0.52	20.6	140	1808	62.9	323	876	155	1.11	1.62	4499	13.4	3.94	22.7	0.83	22.9	1144	618	0.30	1.58	0.14
Край 1	0.30	0.39	0.04	5.97	0.05	0.63	0.88	0.44	4.51	23.1	279	9.44	45.4	124	21.6	0.71	0.97	169	3.85	1.41	5.75	0.32	2.70	196	2424	0.17	25.7	0.53
Край 2	2.26	23.3	2.34	14.2	1.04	5.96	2.76	1.26	7.44	28.8	325	10.9	51.8	140	25.0	0.70	1.99	15112	23.3	2.19	1.68	2.04	502	211	135	0.46	2.15	0.78

Примечание. Микроэлементный состав определен методом LAM-ICPMS в центре «Геохимическая эволюция и металлогения океанов и континентов» Университета Маккуори, Сидней, Австралия. $Ce/Ce^* = Ce_{II}/(\sqrt{(La_n \cdot Pr_n)})$, $Eu/Eu^* = Eu_{II}/(\sqrt{(Sm_n \cdot Gd_n)})$.

отличаются между собой — $(Sm/La)_n = 32.2$ и 1.9 для краевых точек 1 и 2 соответственно (см. табл. 3). Исключение составляет Ce, содержание которого в краевых частях 1 и 2 близко, а на редкоземельном спектре первой краевой части циркона (край 1) имеется четко выраженная положительная цериевая аномалия ($Ce/Ce^* = 25.7$). Ядерная часть циркона имеет четко выраженную отрицательную европиевую аномалию ($Eu/Eu^* = 0.14$, рис. 4, б, табл. 3). Положение составов отдельных зон циркона на дискриминационных диаграммах (см. рис. 4, в, з) свидетельствует о кристаллизации их из расплавов различного состава — гранитного для ядра и базальтоидного для краевой части.

Результаты U/Pb датирования циркона представлены на рис. 5. U/Pb возраст определялся в ядерной (одно определение) и краевой частях (два определения). $^{206}Pb/^{238}U$ возраст для ядерной части циркона составляет 489.0 ± 5.4 млн лет и лежит выше конкордии. $^{206}Pb/^{238}U$ возраст, полученный по краевым частям, составляет 444.0 ± 7.5 и 446.0 ± 7.3 млн лет (краевые точки 1 и 2 соответственно). $^{206}Pb/^{238}U$ возраст для края в точке 1 попадает на конкордию, а в точке 2 находится слегка ниже конкордии, однако обе точки имеют согласующийся в пределах ошибки возраст.

Основываясь на микроэлементном составе ядра и каймы циркона, мы считаем, что краевая часть циркона кристаллизовалась во время его нахождения в камптонитовом расплаве и, таким образом, $^{206}Pb/^{238}U$ возрасты для краевой части могут быть приняты в качестве оценки времени кристаллизации камптонита.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Большая часть датировок (6 образцов), рассчитанных методом плато для мегакристаллов амфибола и биотита, попадают в узкий интервал значений от 439.1 ± 4.3 до 446 ± 4 млн лет (см. табл. 1, рис. 2). Следует отметить, что согласующиеся между собой в пределах ошибки значения возраста плато как слюд, так и амфиболов наблюдаются для обеих групп даек (см. табл. 1).

Для двух мегакристаллов амфибола получены более древние датировки: 542.4 ± 5.2 (дайка 22Н) и 482.9 ± 7.4 (дайка 23Н) млн лет. Однако необходимо отметить, что эти дайки камптонитов прорывают расслоенные габброиды Правотарлашкинского массива (см. рис. 1), возраст которого составляет 524 ± 9 [Изох и др., 2001а]. Для объяснения более древних возрастов этих мегакристаллов можно предположить, что мегакристаллы амфибола ксеногенны по отношению к выносящему их камптониту и, таким образом, относятся к более древним эпизодам глубинной магматической активности в регионе.

Значительно более молодые значения возраста получены методом плато для валового образца камптонита дайки 3Н (356.9 ± 2.1 млн лет), по промежуточному плато для валовых образцов камптонитов даек 2Н (379.2 ± 2.4 млн лет), 5Н (384.5 ± 5.5 млн лет), для мегакристалла полевого шпата из дайки 2Н (256.2 ± 6.0 млн лет).

Необходимо отметить, что незначительные вариации значений, полученных Ag/Ag методом, наблюдаются даже в пределах одной дайки. Например, в дайке 3Н датировки по мегакристаллам биотита и амфибола составляют 441.3 ± 2.4 и 446 ± 4 млн лет соответственно и резко отличаются от датировки по валу камптонита, составляющей 356.9 ± 2.1 млн лет. Подобное расхождение наблюдается и для дайки 5Н — датировка мегакристалла амфибола имеет значение 445.8 ± 2.5 млн лет, а по валу камптонита — 384.5 ± 5.5 млн лет. Для дайки 2Н по валу камптонита получена датировка со значением 379.2 ± 2.4 млн лет, а по мегакристаллу полевого шпата — 256.2 ± 6.0 млн лет. Вероятно, причина занижения абсолютных возрастов кристаллизации камптонитовых даек заключается в «переустановлении» аргоновой системы полевых шпатов, в изобилии содержащихся в матриксе камптонита, в результате медленного остывания или более позднего прогресса.

Рентгеноскопическим методом было установлено, что в составе мегакристалла полевого шпата из дайки 2Н присутствует ортоклаз и разупорядо-

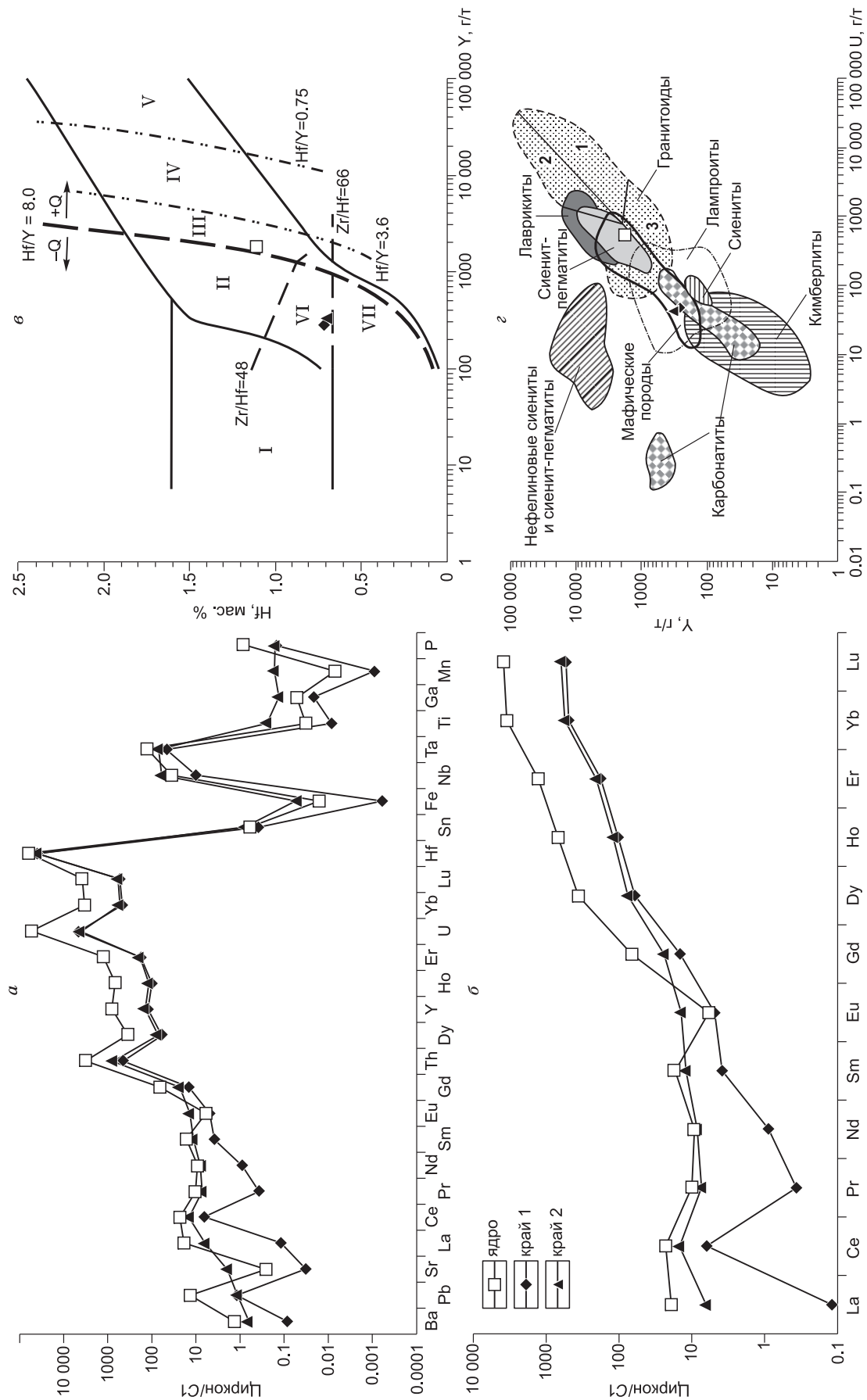


Рис. 4. Распределение редких элементов в цирконе:

a — мультиэлементные спектры для разных зон циркона; *б* — редкоземельные спектры для разных зон циркона; *в* — дискриминационные диаграммы для цирконов, *г* — Hf:Y и *д* — Y:U из работы [Belousova et al., 2002]. I — кимберлиты, II — ультраосновные, основные и фельзитские породы, III — кварцсодержащие средние и фельзитские породы, IV — фельзитские породы с высоким содержанием SiO₂, V — грейзены, VI — щелочные метасоматиты щелочных комплексов, VII — аплиты и лейкограниты, 1 — гранитоиды и тоналиты, 2 — граниты, 3 — гранитоиды и тоналиты.

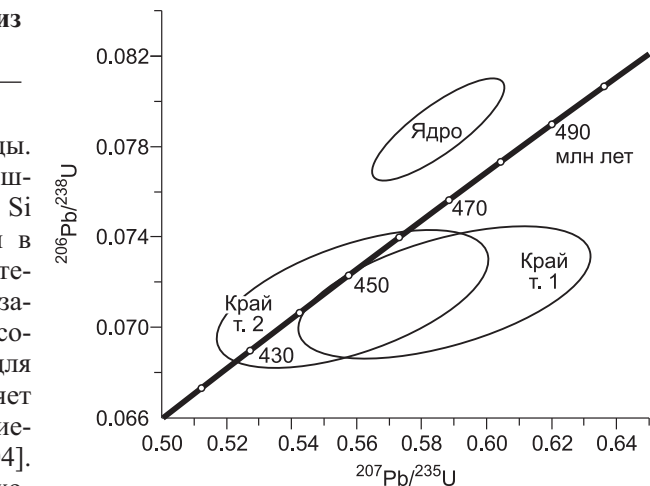
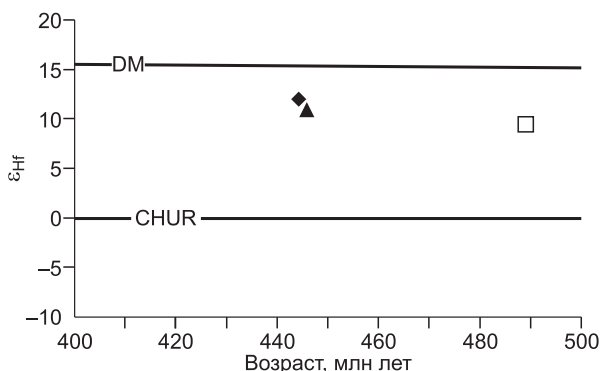
Рис. 5. Диаграмма с конкордией для циркона из гломеропорфирового сростка.

ченный (высокий) альбит со следами гидрослюды. Структура ортоклаза характеризуется микромасштабным локальным упорядочением катионов Al и Si с образованием доменов триклинной структуры в моноклинной, отражая медленное остывание системы [Патнис, Мак-Коннелл, 1983]. Температура закрытия аргоновой системы темноцветных калийсодержащих минералов существенно выше, чем для полевых шпатов, — для амфибола она составляет 550 ± 50 °C, для биотита — 340 ± 20 °C, а для калиевого полевого шпата — 230 ± 20 °C [Hodges, 2004]. По мере остывания гипабиссальных пород происходит постепенное упорядочение структуры полевого шпата, однако оно не может продолжаться настолько долго, чтобы время закрытия аргоновой системы темноцветных минералов и полевого шпата отличалось на 190 млн лет. Если принять, что датировка, полученная по мегакристаллу полевого шпата, отражает конкретное геологическое событие, то единственным вариантом подобного расхождения является наложенный кратковременный прогрев до температур, превышающих 230 °C, что может обеспечить переустановление аргоновой системы в полевых шпатах и не затронуть темноцветные минералы. Подобных температур также недостаточно для появления каких-либо минеральных проявлений в породе, что согласуется с геологическими данными, так как возраст последнего этапа высокоградиентного метаморфизма в регионе оценивается в интервале 460—470 млн лет (Rb/Sr метод [Петрова, Костицын, 1997]; Ar/Ar метод [Травин и др., 2006]).

Таким образом, датировка, полученная по мегакристаллу полевого шпата, не отражает возраст становления даек, а может отражать возраст наложенного на дайки термического события. В свою очередь, основная масса камптонита содержит микролиты полевого шпата в достаточном количестве, что сказывается на качестве полученных по основной массе датировок, представляющих собой среднее между датировками по полевым шпатам и темноцветным минералам. Расхождение между датировками по основной массе для трех даек составляет 28 млн лет, что само по себе ставит под вопрос их достоверность. Таким образом, датировки, полученные по валовым пробам камптонита (356.9 ± 2.1 — 384.5 ± 5.5 млн лет), также не могут быть интерпретированы как возраст формирования даек.

Находка зерна циркона позволила не только независимым методом оценить возраст формирования даек агардагского комплекса, но и проследить историю зерна циркона во времени. В целом циркон из камптонитовой дайки 34Н агардагского щелочно-базальтоидного комплекса по своему составу и особенностям внутреннего строения соответствует типичным магматическим цирконам. Экстремально высокое содержание свинца в ядерной части циркона является следствием радиоактивного распада урана и тория, концентрация которых также достаточно высока. Подобное наблюдается обычно лишь в метамиктных зернах цирконов, сильно обогащенных ураном и торием [Belousova et al., 2002]. Несмотря на большую разницу в концентрациях урана и тория в ядре и краевых частях циркона, U/Th отношение в них близко 0.43—0.50 (см. табл. 2) и указывает на их магматический генезис [Hoskin, Schaltegger, 2003].

Для цирконов из различных типов пород характерна общая форма и угол наклона нормированных на хондрит мультиэлементных спектров с четкими положительными аномалиями по Th, U, Hf, Nb и Ta



и отрицательной аномалией по Sr. Различия заключаются в концентрациях несовместимых элементов, возрастающих в ряду от кимберлитов и габброидов (базальтоидов) до гранитоидов и пегматитов [Belousova et al., 2002]. Характерным для большинства неизмененных магматических цирконов является постепенно возрастающий от LREE к HREE наклон

Рис. 6. Изотопный состав Hf в ядре и в краевых частях циркона из гломеропорфирового сростка.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

редкоземельного спектра, нормированного на хондрит, с положительной Ce и отрицательной Eu аномалиями [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Цериевая аномалия является результатом вхождения в кристаллическую решетку циркона окисленного Ce^{4+} , имеющего ионный радиус 0.97 Å, что наиболее близко к Zr^{4+} , имеющему ионный радиус 0.84 Å [Muraly et al., 1983], при этом величина аномалии чувствительна к окислительному потенциалу кислорода в расплаве [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Тем не менее она не может считаться однозначным индикатором окислительно-восстановительных условий, поскольку однозначной корреляции между Ce-аномалией в цирконе и отношением Fe_2O_3/FeO в породе до сих пор не найдено [Belousova, 2000]. Европиевая аномалия также чувствительна к окислительному потенциалу кислорода, поскольку обусловлена вхождением европия в циркон. Главным образом в кристаллическую решетку циркона входит европий в виде Eu^{2+} с ионным радиусом 1.25 Å, но поскольку Eu^{2+} также с успехом замещает Ca в плагиоклазах, то циркон из плагиоклазосодержащих пород имеет четко выраженную отрицательную европиевую аномалию.

Ядро и кайма изученного нами циркона из камптонитовой дайки Западного Сангилены по своему микроэлементному составу демонстрируют явные различия в генезисе. Высокие концентрации несовместимых элементов в ядерной части циркона (см. рис. 4) свидетельствуют о том, что кристаллизация его происходила из более фракционированного расплава по сравнению с краевой частью. Наличие европиевого минимума на редкоэлементном спектре ядерной части циркона (см. рис. 4, б) свидетельствует о кристаллизации его из расплава, имеющего на ликвидусе плагиоклаз. Мультивариантный дискриминационный анализ микроэлементного состава отдельных зон циркона [Belousova et al., 2002] позволил установить, что кристаллизация ядра циркона произошла из расплава, соответствующего по составу недосыщенному кремнеземом гранитоиду, а краевой состав характерен для цирконов мафических пород (см. рис. 4, в, г).

Возраст ядерной части циркона составляет 489.0 ± 5.4 млн лет (см. табл. 2, рис. 5) и соответствует возрасту становления чжаргалантского гранит-лейкогранитового комплекса (489.4 ± 2.6 млн лет, U/Pb по цирконам [Жозаков и др., 1999; Владимиров и др., 2000; Изох и др., 2001а]). Таким образом, в момент внедрения даек агардагского комплекса зерно циркона было захвачено камптонитовым расплавом, из которого произошло нарастание достаточно толстой однородной каймы. Возраст каймы составляет 444.0 ± 7.5 млн лет (см. табл. 2, рис. 5), что отвечает времени становления даек агардагского комплекса.

Изотопный состав Hf в цирконе как в ядре, так и в краевых частях имеет ювенильные характеристики. Наиболее радиогенные $^{176}Hf/^{177}Hf$ отношения были обнаружены в краевых частях с ϵ_{Hf} , достигающим +11 и +12, тогда как в ядерной части ϵ_{Hf} составляет только +9.5 (см. рис. 6). Высокие значения ϵ_{Hf} в краевых частях циркона свидетельствуют о кристаллизации каймы из расплава, имеющего мантийное происхождение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты детального геохронологического исследования камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилены позволяют с уверенностью утверждать, что датировки по мегакристаллам амфибола и биотита, совпадающие с датировкой по циркону из камптонита, отражают возраст становления даек, а не возраст кристаллизации самих мегакристаллов в промежуточной камере.

Сходные в пределах ошибки датировки по мегакристаллам амфибола и биотита из даек групп А и Б, равно как и их геологическое положение, свидетельствуют о том, что обе группы даек относятся к одному этапу магматизма.

Совпадающие в пределах ошибки датировки, полученные Ar-Ar методом по мегакристаллам амфибола и биотита (443.0 ± 1.3 млн лет) и U-Pb методом по магматической кайме кристалла циркона из камптонита (444.0 ± 7.5 млн лет), дают полное основание утверждать, что время становления даек камптонитов агардагского комплекса соответствует позднему ордовику. Таким образом, очевидна приуроченность щелочно-базальтоидного вулканизма на Западном Сангилене к завершающему этапу кембродордовикской магматической активности.

Мантийные ксенолиты, обнаруженные в дайках камптонитов, вынесены наиболее древними щелочными базальтоидами, когда-либо обнаруженными в пределах внекратонных геодинамических обстановок, и представляют собой образцы верхнеордовикской литосферной мантии региона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 11-05-00758, 12-05-00487) и Министерства образования и науки РФ (гос. контракт 02.740.11.0328 от 7 июня 2009 г.).

ЛИТЕРАТУРА

Агашев А.М., Похиленко Н.П., Черепанова Ю.В., Головин А.В. Геохимическая эволюция пород основания литосферной мантии по результатам изучения ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная // Докл. РАН, 2010, т. 432, № 4, с. 510—513.

- Блюман Б.А.** Дайковые комплексы щелочных базальтов Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 3, с. 672—674.
- Брагин В.Ю., Реутский В.Н., Литасов К.Д., Мальковец В.Г.** Позднемеловой эпизод внутриплитового магматизма в Северо-Минусинском прогибе по палеомагнитным и геохронологическим данным // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (4), с. 576—582.
- Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Сухоруков В.П., Чан Туан Ань.** Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофиров Горного Алтая // Геология и геофизика, 2011, т. 52(12), с. 2001—2021.
- Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С.** Ордовикские глаукофановые сланцы как отражение аккреционно-коллизийных событий в Центрально-Азиатском подвижном поясе // Геология и геофизика, 2011, т. 52(1), с. 91—106.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимирова В.Г., Гибшер А.С., Руднев С.Н.** Синкинематические граниты и коллизийно-сдвиговые деформации Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 398—413.
- Владимиров В.Г., Владимирова А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В.** Модель тектонометаморфической эволюции Сангилен (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. РАН, 2005, т. 405, № 1, с. 82—88.
- Гибшер А.А.** Состав и строение ордовикской литосферной мантии Западного Сангилен (Центрально-Азиатский складчатый пояс) по данным изучения мантийных ксенолитов из камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2009, 16 с.
- Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Похиленко Н.П.** Состав ордовикской литосферной мантии по данным изучения ксенолитов перидотитов из камптонитов нагорья Сангилен, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Докл. РАН, 2010, т. 433, № 3, с. 369—373.
- Добрецов Н.Л.** Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52(12), с. 1957—1973.
- Егорова В.В.** Кристаллизация базитового расплава в глубинных магматических камерах на примере габброидных ксенолитов и интрузий Западного Сангилен: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГМ СО РАН, 2005, 21 с.
- Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В.** Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: материалы научно-практической конференции. Новосибирск, Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001а, с. 68—73.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А.** Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы // Докл. РАН, 2001б, т. 378, № 6, с. 1—4.
- Кебезинская В.В., Кебезинская П.К., Усова Л.В.** Происхождение камптонитов агардагского дайкового комплекса нагорья Сангилен (Тува) // Геология и геофизика, 1984 (4), с. 55—62.
- Кебезинская П.К.** Характер зональности амфиболов камптонитовой дайки нагорья Сангилен (Тува) и ее происхождение // Региональная геология СССР, М., Изд-во Моск. ун-та, 1987, с. 132—139.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Киринова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П.** О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология, 1999, т. 7, № 6, с. 631—643.
- Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Мехоношин А.С., Мальковец В.Г.** Минералогия мантийных ксенолитов из плиоценовых базанитов р. Джилинда (Витимское вулканическое поле) // Геология и геофизика, 2000а, т. 41 (11), с. 1534—1556.
- Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Мехоношин А.С., Мальковец В.Г.** Геохимия клинопироксенов и петрогенезис мантийных ксенолитов из плиоценовых базанитов р. Джилинда (Витимское вулканическое поле) // Геология и геофизика, 2000б, т. 41 (11), с. 1557—1574.
- Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Мальковец В.Г.** Глубинный метасоматоз и преобразование верхней мантии Южного Прибайкалья по данным изучения ксенолитов Бартойского вулканического ареала // Геохимия, 2005, № 3, с. 275—301.
- Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Иванов А.В., Рассказов С.В., Юримото Х., Демонтерова Е.И., Шарыгин В.В., Мальковец В.Г.** Удоканское вулканическое поле: строение верхней мантии по данным изучения перидотитовых ксенолитов в позднекайнозойских базальтоидах // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 132—152.
- Михалева Л.А.** Мезозойская лампрофир-диабазовая формация юга Сибири. Новосибирск, Наука, 1989, 167 с.

Михалева Л.А., Злобин В.А. Петролого-геохимические аспекты проблемы генезиса щелочно-основных лампрофиров // *Геохимия магматических пород*. М., Изд-во АН СССР, 1984, с. 128—129.

Михалева Л.А., Злобин В.А. Камптониты складчатых областей юга Сибири и содержание в них редких, благородных и радиоактивных элементов // *Докл. АН СССР*, 1985, т. 280, № 2, с. 498—501.

Немцович В.М. Агардагский комплекс щелочных базальтоидов на юго-востоке Тувы // *Докл. АН СССР*, 1976, т. 227, № 2, с. 442—444.

Немцович В.М., Порошин Е.Е., Егорова И.Е. Глубинные включения в щелочных базальтоидах агардагского комплекса (Юго-Восточная Тува) // *Мантейные ксенолиты и проблема ультраосновных магм: тезисы докладов Всесоюзного симпозиума*. Новосибирск, 1980, с. 177—145.

Панина Л.И., Михалева Л.А., Смирнов С.З., Моторина И.В. Генезис пятнистых камптонитов юга Тувы (по данным изучения расплавных включений) // *Геология и геофизика*, 1992 (1), с. 98—104.

Панина Л.И., Михалева Л.А., Смирнов С.З., Моторина И.В., Поспелова Л.Н. Химизм минералов как следствие смешения расплавов (на примере глобулярных камптонитов нагорья Сангилен, Тува) // *Геология и геофизика*, 1994, т. 35 (1), с. 118—127.

Патнис А., Мак-Коннелл Дж. Основные черты поведения минералов: пер. с англ. М., Мир, 1983, 304 с.

Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Возраст высокоградиентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // *Геохимия*, 1997, № 3, с. 343—347.

Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Сравнение U-Pb и Rb-Sr возрастов гранитоидов Западного Сангилене (Юго-Восточная Тува): полемический пересмотр опубликованных данных // *Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. Всероссийской конференции по изотопной геохронологии*. М., 2001, с. 261—264.

Рогов Н.В. Опыт структурно-тектонического расчленения интрузивных образований нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува) // *Докл. АН СССР*, 1967, т. 176, № 2, с. 81—85.

Симонов В.А., Кашинцев Г.Л., Изох А.Э. Летучие компоненты в глубинных включениях Южной Тувы и Красноярского региона // *Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы*. Новосибирск, ИГиГ СО РАН СССР, 1989, с. 45—57.

Травин А.В., Каргополов С.А., Лепезин Г.Г., Пономарчук В.А., Юдин Д.С. Возраст и термохронологические реконструкции полиметаморфического комплекса Западного Сангилене (Юго-Восточная Тува) // *Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии*. М., ИГЕМ РАН, 2006, т. 2, с. 350—355.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // *Геохимия*, 2009, т. 11, с. 1181—1199.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // *Chem. Geol.*, 1996, v. 129, p. 307—324.

Belousova E.A. Trace elements in zircon and apatite: application to petrogenesis and mineral exploration. PhD Thesis, 2000, Macquarie University, Australia.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.J. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contr. Miner. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 602—622.

Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contr. Miner. Petrol.*, 1997, v. 128, p. 228—246.

Bragin V.Yu., Mal'kovets V.G., Travin A.V., Reutsky V.N., Litasov K.D., Mitrokhin D.V. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dating of Late Mesozoic volcanic pipes of Minusinsk depression (Russia) // *Phys. Chem. Earth*, 1999, v. 24, № 6, p. 545—549.

Downes H. Geochemistry of mafic and ultramafic xenoliths from Fidra (Southern Uplands, Scotland): implications for lithospheric processes in Permo-Carboniferous time // *Lithos*, 2001, v. 58, p. 105—124.

Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // *Miner. Petrol.*, 2006, v. 88, p. 419—441.

Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, p. 15—32.

Gibsher A., Malkovets V., Litasov Yu., Griffin W., O'Reilly S. An evidence for the composition of the Ordovician upper mantle beneath West Sangilen (Southeast Tuva, Russia) // *Ext. Abstr. 9th Int. Kimb. Conf.*, Frankfurt, Germany, 2008, No. 9IKC-A-00153.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Jackson S.R., van Achterbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, p. 133—147.

- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.C., Bregg G.C.** The composition and evolution of lithospheric mantle: a Re-evaluation and its tectonic implications // *J. Petrol.*, 2009, p. 1—20.
- Hodges K.V.** Geochronology and thermochronology in orogenic system // *Treatise on geochemistry*. Oxford, UK, Elsevier, 2004, p. 263—292.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.** The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis / Eds. J.M. Hancher and P.W.O. Hoskin. *Zircon* // *Rev. Miner. Geochem.*, 2003, v. 53, p. 27—62.
- Hunter R.H., Upton B.G.J.** The British Isles — a Palaeozoic mantle sample / Ed. P.H. Nixon. *Mantle xenoliths*, Chichester, John Wiley & Sons. 1987, p. 107—118.
- Ionov D.A., Kramm U., Stosch H.-G.** Evolution of the upper mantle beneath the southern Baikal rift zone: a Sr-Nd isotope study of xenoliths from the Bartoy volcanoes // *Contr. Miner. Petrol.*, 1992, v. 111, p. 235—247.
- Ionov D.A., Ashchepkov I.V., Stosch H.G., Witteickschen G., Seck H.A.** Garnet peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Baikal region: the nature of the garnet — spinel peridotite transition zone in the continental mantle // *J. Petrol.*, 1993, v. 34, p. 1141—1175.
- Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V.** Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1995, v. 122, p. 174—190.
- Ionov D.A., Prikhodko V.S., Bodinier J.-L., Sobolev A.V., Weis D.** Lithospheric mantle beneath the south-eastern Siberian craton: petrology of peridotite xenoliths in basalts from the Tokinsky Stanovik // *Contrib. Miner. Petrol.*, 2005, v. 149, № 6, p. 647—665.
- Ionov D.A., Doucet L.S., Ashchepkov I.V.** Composition of the lithospheric mantle in the Siberian craton: new constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite // *J. Petrol.*, 2010, v. 51, № 11, p. 2177—2210.
- Kelly N.M., Hinton R.W., Harley S.L., Appleby S.K.** New SIMS U-Pb zircon ages from the Langavat Belt, South Harris, NW Scotland: implications for the Lewisian terrane model // *J. Geol. Soc. Lond.*, 2008, v. 165, p. 967—981.
- LeMaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lamere J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R.** / Ed. R.W. Le Maitre. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms, recommendations of the International union of geological sciences, subcommission of the systematics of Igneous rocks*. Cambridge University Press, 2002, 252 p.
- Litasov K., Taniguchi H.** Mantle evolution beneath the Baikal Rift. *CNEAS Monograph Series*, 2002, v. 5, 221 p.
- Litasov K.D., Foley S.F., Litasov Y.D.** Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on pyroxenite and peridotite xenoliths from Miocene picobasalt // *Lithos*, 2000, v. 54, p. 83—114.
- Malkovets V.G., Litasov Yu.D., Travin A.V., Litasov K.D., Taylor L.A.** Volcanic pipes as clues to upper mantle petrogenesis: Mesozoic Ar-Ar dating of the Minusinsk basalts, South Siberia // *Intern. Geol. Rev.*, 2003, v. 45, № 2, p. 133—142.
- Muraly A.V., Parthasarathy R., Mahadevan T.M., Sankar Das M.** Trace element characteristics, REE patterns and partition coefficients of zircons from different geological environments — a case study on Indian zircons // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1983, v. 47, p. 2047—2052.
- Nixon P.H.** Introduction / Ed. P.H. Nixon // *Mantle xenoliths*, Chichester, John Wiley & Sons, 1987, p. 1—3.
- Norman M.D., Pearson N.J., Sharma A., Griffin W.L.** Quantitative analysis of trace elements in geological materials by laser ablation ICPMS: instrumental operating conditions and calibration values of NIST glasses // *Geostandards Newsletter*, 1996, v. 20, p. 247—261.
- Rock N.M.S.** *Lamprophyres*. Blackie, 1991, Glasgow, U.K., 285 p.
- Su B.X., Zhang H.F., Tang Y.J., Chisonga B., Qin K.Z., Ying J.F., Sakyi P.A.** Geochemical syntheses among the cratonic, off-cratonic and orogenic garnet peridotites and their tectonic implications // *Intern. J. Earth Sci.*, 2011, v. 100, № 4, p. 695—715.
- Upton B.G.J., Aspen P., Chapman N.A.** The upper mantle and deep crust beneath the British Isles: evidence from inclusions in volcanic rocks // *J. Geol. Soc. (London)*, 1983, v. 140, p. 105—121.
- Volkova N., Egorova V., Izokh A., Selepaev R.** The lithosphere beneath Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite and pyroxenite xenoliths from alkaline basalts // *32nd International Geological Congress, Florence, Italy. Abstr. Vol.*, 2004, p. 1154.