

УДК 552.2:551.72(571.5)

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ ИНИЦИАЛЬНОГО КАЛИЕВОГО МАГМАТИЗМА АЛДАНСКОГО ЩИТА (МАССИВ УКДУСКА): РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЕДИНИЧНЫХ ЗЕРЕН ЦИРКОНА

© 2004 г. Э. В. Табунс, Е. Б. Сальникова, академик В. И. Коваленко, В. П. Ковач, А. Б. Котов, С. З. Яковлева, А. М. Федосеенко, М. Д. Толкачев, Ю. В. Плоткина

Поступило 22.04.2004 г.

Щелочные породы расслоенного массива Укдуска являются очень редкими для докембрия представителями продуктов магматизма калиевой–ультракалиевой специализации. Массив расположен в юго-восточной части Олекминской гранит-зеленокаменной области (Чара-Олекминский геоблок) Алданского щита вблизи зоны его сочленения с Джугджуро-Становой складчатой областью и прорывает тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса с возрастом 3.0–3.2 млрд. лет. Основная часть массива, размеры которого составляют 1.3×2 км, сложена породами расслоенной серии, представленными биотитовыми пироксенитами, шонкинитами и щелочнополевошпатовыми сиенитами. В них присутствуют линзы кальцифиров и дайки карбонатсодержащих сиенитов. По петрографическим характеристикам и минеральному составу (клинопироксен, амфибол, биотит, апатит, калиевый полевой шпат, циркон, ортит, сфен, магнетит, пирротин, пирит) меланократовые породы массива близки к лампрофирам шошонитового ряда. По сравнению с типичными минеттами они обеднены SiO_2 (37.6–45.3 мас. %), Al_2O_3 (8.7–12.6 мас. %), Na_2O (1.5–2.5 мас. %) и обогащены CaO (10.3–15.0 мас. %), MgO (8.0–9.4 мас. %) и P_2O_5 (2.4–4.5 мас. %). По химическому составу пироксениты и шонкиниты близки к средиземноморским камафугитам [1], но отличаются более низкими содержаниями титана и калия. По петрохимическим параметрам ($\text{K}/\text{Na} = 2\text{--}5$, $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al} = 0.5\text{--}1$, $\text{Al}/\text{Ti} = 2\text{--}14$) и положению на петрохимической дискриминационной диаграмме С. Шеппарда и В.Р. Тейлора [2] они занимают

промежуточное положение между лампроитами и известково-щелочными лампрофирами, перекрывающая поля составов копелитов, коситов, юмиллитов и минетт Аризоны и в целом соответствуют низкотитанистым лампроитам переходного (средиземноморского) типа. Породы расслоенной серии обогащены крупными литофильными элементами, г/т: Ва 6000–20000, Sr 150–4300, Се 140–800, но при этом резко обеднены Та и Nb ($(\text{Nb}/\text{La})_n = 0.008\text{--}0.02$). Распределение РЗЭ сильно фракционировано ($(\text{Ce}/\text{Yb})_n = 40\text{--}110$), однако при этом указанное отношение практически не зависит от содержания SiO_2 и CaO . Кроме того, как в меланократовых, так и в лейкократовых породах отсутствует европиевая аномалия. Линзы кальцифиров и дайки карбонатсодержащих сиенитов обогащены стронцием (4400–7800 г/т) и иттрием (50–80 г/т). По всей вероятности, они представляют собой карбонатитовую фацию массива и являются продуктами дифференциации исходного магматического расплава. В целом по своим геохимическим параметрам породы рассматриваемого массива близки к позднеархейским калиевым вулканитам и лампрофирам Канады [3], а также к фанерозойским калиевым щелочным породам Алданского щита [4, 5] и Италии [1, 2].

Для геохронологических исследований использована проба 12058 щелочнополевошпатовых сиенитов расслоенной серии, место отбора которой показано на рис. 1. Выделение акцессорного циркона из этой пробы проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U–Pb-геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1M HNO_3 . При этом после каждой ступени зерно циркона (или его фрагмент) промывалось особо чистой водой. Разложение циркона и химическое выделение Pb и U проводилось по модифицированной методике Т. Кроу [6]. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 30 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре “Finnigan MAT-261” в статическом

Научно-исследовательский институт земной коры
Санкт-Петербургского государственного
университета

Институт геологии и геохронологии докембрия,
Российской Академии наук, Санкт-Петербург

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва

режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb – 0.32 ± 0.11 аем). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [7] и ISOPLOT [8]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [9]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [10]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Выделенный циркон представлен субидiomорфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами призматической и короткопризматической формы цирконового габитуса коричневого, темно-сиреневого и реже розовато-сиреневого цвета (рис. 2а). Последние преобладают в мелких размерных фракциях (<85 мкм). Кроме того, незональные оболочки розовато-сиреневого цвета иногда присутствуют на зернах циркона коричневого и темно-сиреневого цвета (рис. 2б). Ограничение кристаллов представлено призмами {100}, {110}, {210} и дипирамидами {101}, {102}, {201}. Для их внутреннего строения характерно присутствие “тонкой” магматической зональности, а также пылевидных твердофазных и газовой-жидких включений (рис. 2б). В отдельных кристаллах наблюдаются ядра, имеющие высокую люминесценцию. Размер кристаллов циркона изменяется от 50 до 300 мкм; коэффициент удлинения составляет 2.0–3.0.

Первоначально для проведения U–Pb-геохронологических исследований использованы две достаточно большие навески (№ 1 и 2, табл. 1) наиболее прозрачных кристаллов циркона коричневого и темно-сиреневого цвета, отобранные из размерных фракций –85 +60 и –150+100 мкм, которые оказались дискордантными (рис. 3). На следующем этапе изотопные исследования были выполнены как для микронавесок (№ 3, табл. 1), так и для единичных зерен циркона (№ 4 и 5, табл. 1), предварительно подвергнутых различной степени аэробразивной обработки [11]. При этом контроль внутреннего строения индивидуальных зерен циркона осуществлялся с помощью оптического микроскопа и катодолюминесценции (CLC-метод [12]). В последнем случае для U–Pb-изотопных исследований использовалась ~1/2 зерна циркона, извлеченная непосредственно из препарата для катодолюминесцентных исследований (№ 5, табл. 1, рис. 3).

Как видно из рис. 3, точки изотопного состава циркона после аэробразии располагаются несколько правее точек состава необработанного циркона, что, по-видимому, обусловлено удалением нарушенных (перекристаллизованных) оболочек. Зерна циркона, отобранные с помощью катодолюминесценции (CLC-метод), характеризуются конкордантными U/Pb-отношениями (№ 5, табл. 1, рис. 3), а их возраст составляет 2719 ± 14 млн. лет (СКВО = 0.51, вероятность конкордантности – 0.47). Точки изотопного состава еди-

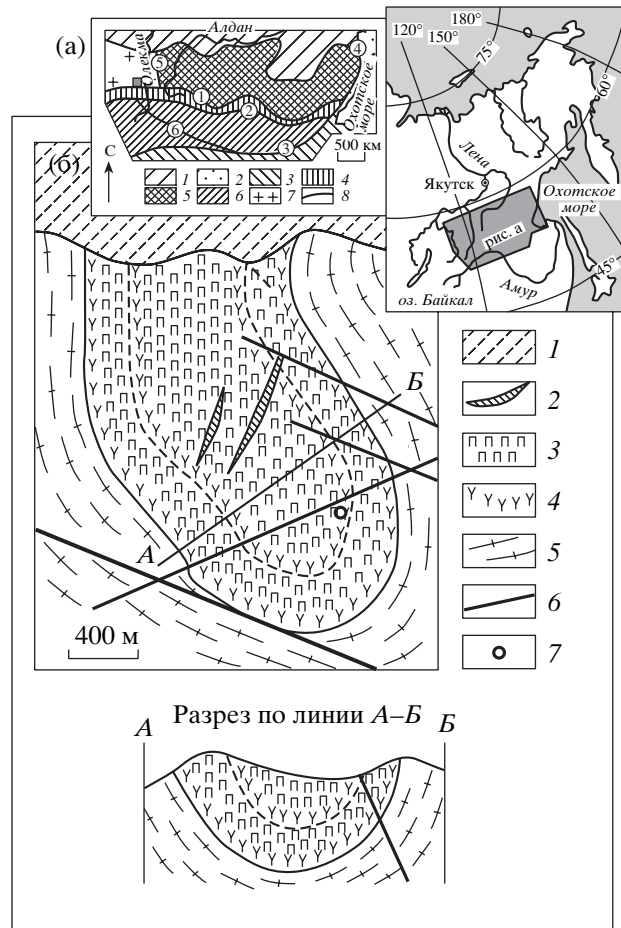


Рис. 1. Схема геологического строения массива Укдуска (б). 1 – аллювиальные четвертичные отложения; 2 – аплитовидные кварцевые сиениты и граносиениты; 3 – апатит-биотитовые пироксениты и их амфиболизированные варианты с маломощными “прослоями” и линзами сиенитов, шонкинитов; 4 – щелочно-полевошпатовые сиениты, шонкиниты и их метаморфизованные варианты с “прослоями” и линзами пироксенитов; 5 – биотит-амфиболовые плагиогнейсы олекминского комплекса; 6 – разрывные нарушения; 7 – место отбора пробы 12058.

На врезке (а) приведена схема тектонического районирования Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области. 1, 2 – Алданский щит: 1 – Чара-Олекминский геоблок (Олекминская гранит-зеленокаменная область), 2 – Алданский и Батомгский геоблоки; 3 – зона сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области; 4 – Джугджуро-Становая складчатая область; 5 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 6 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 7 – осадочный чехол Сибирской платформы; 8 – главные системы разломов (1 – Южно-Якутская, 2 – Становая, 3 – Монголо-Охотская, 4 – Билячанская, 5 – Амгинская, 6 – Джелгулакская).

ничных зерен и микронавески циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 2712 ± 18 млн. лет, а нижнее 669 ± 820 млн. лет; СКВО = 0.050.

Принимая во внимание магматическое происхождение изученного циркона, в качестве наиболее

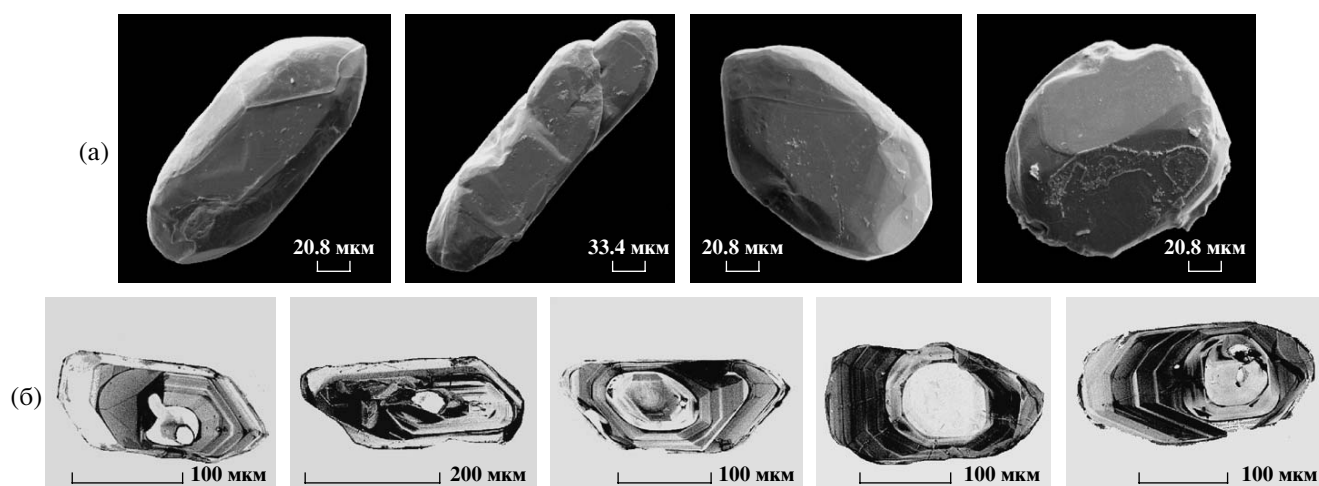


Рис. 2. Микрофотографии циркона из пробы 12058: а – выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 (ускоряющее напряжение 20 кВ); б – выполненные с помощью катодolumинесцентного детектора на сканирующем электронном микроскопе “CamScan” (ускоряющее напряжение 15 кВ).

точной оценки возраста кристаллизации родона-
 чальных для сиенитов расплавов и соответственно
 становления массива Укдуска следует принять воз-
 раст конкордантного циркона – 2719 ± 14 млн. лет.
 Полученные ранее для этого массива Pb–Pb-ме-
 тодом оценки возраста апатита (1850 ± 20 млн.
 лет [13]) и K–Ar-датировки [13] амфибола ($1900 \pm$
 ± 50 млн. лет) и биотита (1755 ± 64 млн. лет), по-
 видимому, отвечают времени закрытия изотоп-
 ной системы соответствующих минералов, отра-

жая последующую термическую историю пород в
 протерозое.

Представленные здесь геохронологические и
 геохимические данные дают все основания ут-
 верждать, что: 1) полученная оценка возраста
 (2719 ± 14 млн. лет) отвечает времени кристалли-
 зации пород расслоенной серии массива Укдуска,
 которые, таким образом, на сегодняшний день яв-
 ляются древнейшими калиевыми–ультракалие-
 выми породами Алданского щита и Сибирского

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона из щелочнополевошпатовых сиенитов массива Укдуска (проба 12058)

№ п.п.	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мкг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	–85 + 60	0.65	142	230	22836	0.1823 ± 1	0.2735 ± 1	12.343 ± 25	0.4909 ± 10	0.97	2631 ± 5	2575 ± 5	2674 ± 0.5
2	–150 + 100	0.62	142	225	22437	0.1825 ± 1	0.2929 ± 1	12.518 ± 25	0.4976 ± 10	0.97	2644 ± 5	2603 ± 5	2675 ± 0.5
3	>100, 50з, A50%	0.20	74.6	113	3000	0.1853 ± 1	0.3129 ± 1	12.877 ± 26	0.5039 ± 10	0.96	2671 ± 5	2631 ± 5	2701 ± 0.7
4	>150, 4з, A70%	–	U/Pb* = 1.4		4544	0.1856 ± 6	0.3960 ± 2	12.950 ± 70	0.5062 ± 28	0.85	2676 ± 14	2640 ± 15	2703 ± 5
5	>150, 3з, A50%, CLC, рис. 3	–	U/Pb* = 1.2		231	0.1868 ± 21	0.3350 ± 2	13.594 ± 215	0.5278 ± 91	0.78	2722 ± 43	2732 ± 47	2714 ± 18

Примечание. A50% – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона; 4з – количество проанализированных зерен циркона; звездочкой отмечено – навеска циркона не определялась; CLC – выбор зерен циркона осуществлялся с помощью катодolumинесценции. Изотопные отношения скорректированы на бланк и обычный свинец. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

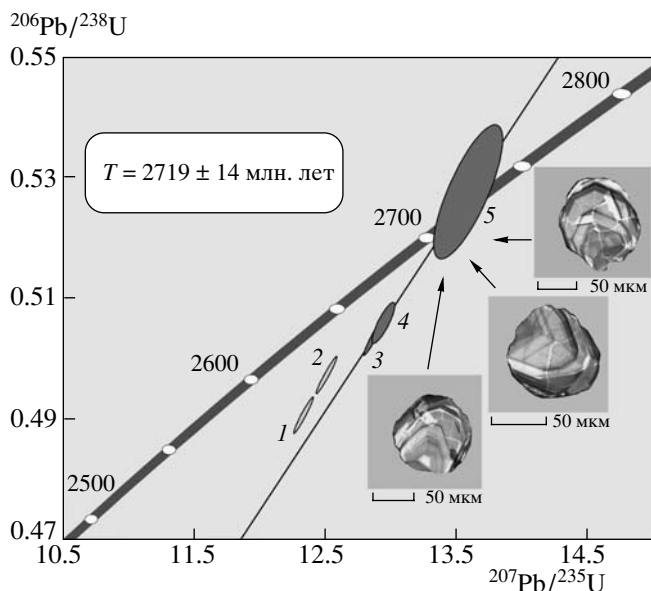


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для циркона из пробы 12058. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1. Показаны микрофотографии проанализированных зерен циркона (№ 5, табл. 1).

кратона в целом; 2) породы массива являются возрастными и вещественными аналогами позднеархейских щелочных пород Канадского щита и вещественными аналогами фанерозойских калиевых магматитов Алданского щита и Италии; 3) геохимические особенности (обогащенность литофильными элементами, с одной стороны, и “глубокая” отрицательная аномалия Nb и Ta, с другой) могут свидетельствовать о формировании родоначального расплава пород массива в результате взаимодействия обогащенного плюмового источника и надсубдукционного мантийного клина.

Близость возраста и геохимических характеристик пород массива Укдуска юго-запада Алданского щита, щелочных калиевых пород Канадского щита и западной части Гренландии (см., например, [3, 14, 15]) позволяет предполагать, что их формирование было связано с влиянием супер-

плюма в “ядре” единого позднеархейского суперконтинента.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00–05–72011, 01–05–65266, 02–05–65086, 04–05–64810), Научной школы НШ-615.2003.05, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, 8 и Фонда содействия отечественной науке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Peccerillo A.* // *Lithos.* 1998. V. 43. P. 267–279.
2. *Sheppard S., Teylor W.R.* // *Lithos.* 1992. V. 28. P. 303–325.
3. *McNeil A.M., Kerrich R.* // *Can. J. Earth Sci.* 1986. V. 23. P. 324–343.
4. *Первов В.А., Кононова В.А., Саддеби П. и др.* // *Петрология.* 1997. Т. 5. № 5. С. 467–484.
5. *Владыкин Н.В.* *Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма: Дис. в виде научного доклада на соискание учен. степени д-ра геол.-минер. наук.* Иркутск, 1997. С. 1–80.
6. *Krogh T.E.* // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
7. *Ludwig K.R.* // *US Geol. Surv. Open-File Rept* 88–542. 1991. 35 p.
8. *Ludwig K.R.* // *Berkley Geochronol. Center Spec. Publ.* 1999. № 1a. 49 p.
9. *Steiger R.H., Jager E.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
10. *Stacey J.S., Kramers I.D.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
11. *Krogh T.E.* // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1982. V. 46. P. 637–649.
12. *Poller U., Liebetrau V., Todt W.* // *Chem. Geol.* 1997. V. 139. P. 287–297.
13. *Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Неймарк Ю.И. и др.* // *Геология руд. месторождений.* 1985. № 5. С. 57–68.
14. *Lassen B., Hattori K.H., Persival J.A.* // *Geol. Surv. Canada. Current Res.* 2001. № 2001–C21. 14 p.
15. *Tilton G.R., Kwon S.T.* // *Chem. Geol.* 1990. V. 83. P. 149–163.