

УДК 550.93:551.24(571.5)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗОТОПНОМ U–Pb-ВОЗРАСТЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОРОД СУННАГИНСКОГО ЭНДЕРБИТОВОГО КУПОЛА АЛДАНСКОГО ЩИТА (К ПРОБЛЕМЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ)

© 2004 г. М. З. Глуховский, Т. Б. Баянова, **В. М. Моралев**, Н. В. Левкович

Представлено академиком В.Е. Хаиным 15.09.2003 г.

Поступило 19.09.2003 г.

Изотопно-геохронологические исследования цирконов из архейских гранитоидов Суннагинского эндербитового купола, занимающего северную часть Алданского щита, были предприняты для оценки возраста становления древней континентальной коры этого региона. Этот купол – крупнейший (380 × 300 км) среди подобных структурных элементов, типичных для центральной гранулитогнейсовой области щита. Подробное описание строения этого купола, петрогеохимические характеристики образующих его пород, а также проблемы их петрогенезиса и тектонических условий формирования описаны ранее [1]. Породы купола относятся к инфра- и супракрустальному комплексам раннего архея. Первые слагают ядро купола, вторые – его обрамление. Инфракрустальный комплекс пород представлен низкокальциевыми эндербитами, которые насыщены меланократовыми включениями метабазитов (пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев). Последние рассматриваются как фрагменты базитовой протокры. Эта эндербит-базитовая ассоциация пород сохраняется только в теневых реликтах, так как почти полностью замещается эндербитами нормальной и повышенной щелочности (чарнокитами). Помимо этих двух генераций гранитоидов, которые внешне неотличимы друг от друга, но четко разделяются по многим петрогеохимическим параметрам, выделяется и третья – представленная лейкогранитами. Последние слагают прожилки, жилы и тела небольших размеров в ядре купола, а также неосому в мигматизированных породах супракрустальной гнейсовой серии.

Такой набор гранитоидов трех генераций является стандартным для областей развития древнейших тоналит-тондьемит-гранодиоритовых серий (ТТГ) [1]. Помимо метабазитов, входящих в состав инфракрустального комплекса, в пределах Суннагинского купола выделяются и метабиты второй разновидности, представленные пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами с амфиболом, магнетитом, иногда с гранатом. Эти породы слагают силлы мощностью от первых десятков до 100 м и более среди пород супракрустальной гнейсовой серии. Кроме того, они образуют трехлучевой рой мафических даек, расходящийся от центра купола в северо-западном (протяженность до 200 км), северном (500 км) и южном (первые километры) направлениях. Дайки и силлы деформированы и пронизаны чарнокитами и жилами лейкогранитов. Анализ спектров распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в метабазитах инфракрустального комплекса и в низкокальциевых эндербитах, с учетом особенностей их геологических соотношений, показал, что эти гранитоиды скорее всего формировались в нисходящих термофлюидных потоках в режиме хаотического рециклирования базитовой протокры (сугдукция) за счет ее частичного плавления. Это – начальный этап тектонической эволюции купола и становления эмбриональной континентальной коры. Формирование гранитоидов второй генерации (чарнокитов) осуществлялось за счет частичного плавления этой эндербит-базитовой коры, в режиме восходящего термофлюидного потока в условиях экранирующего влияния, накопившегося к этому времени, супракрустального (метаморфизованного вулканогенно-осадочного) комплекса пород. Этому заключительному этапу купольного тектогенеза предшествовало внедрение мафических даек и силлов. Лейкограниты, если судить по сравнительному распределению РЗЭ в них (европиевый максимум и резкое обеднение тяжелыми РЗЭ) и в расчетном составе эмбриональной эндербит-базитовой континентальной коры, про-

*Институт литосферы
окраинных и внутренних морей
Российской Академии наук, Москва
Геологический институт
Кольского научного центра
Российской Академии наук,
Апатиты Мурманской обл.*

изошли за счет частичного плавления последней [1], в условиях гранулитовой фации. Это полностью соответствует теоретической модели формирования пород подобного типа [2]. По всей видимости, генезис анатектических лейкогранитов, равно как и неосомы в мигматитах супракrustального комплекса, был связан с этапом термальной активности, приведшей к частичному плавлению материала сложного состава, включающего в основном компоненты эмбриональной эндербит-базитовой и более молодой относительно зрелой континентальной коры, возникшей в архее на заключительном этапе купольно-гектогенеза.

До сих пор изотопно-геохронологические исследования по цирконам из пород Суннагинского купола не проводились. Исключение составляет одно определение возраста цирконов термоэмиссионным методом из субщелочных гиперстенсодержащих гранодиоритов (массив Емелели), прорывающих породы, которые слагают ядро Суннагинского купола [1, 3]. Полученные значения возраста от 2.0 до 1.8 млрд. лет попадают в интервалы более прецизионных определений (U–Pb-изотопный метод по цирконам) времени формирования субщелочных аляскитовых гранитов Алданского щита: от 1920 ± 20 до 1900 ± 1 млн. лет [4, 5]. Такие высокотемпературные гранитоиды, изофациальные гранулитовой ступени метаморфизма (помимо массива Емелели), широко развиты и в других частях Суннагинского купола, где они прорывают все комплексы пород, образующие эту структуру [1]. Обоснование раннеархейского возраста эндербитов Суннагинского купола, так же как и других куполов гранулитогнейсовой области Алданского щита, основывается не только на этом факте, но и на том, что они по всем внешним признакам и петрогеохимическим параметрам полностью идентичны эндербитам или тоналитовым гранито-гнейсам тех районов щита, где возраст последних определялся по цирконам изохронным методом (в том числе SHRIMP). Это тоналитовые гнейсы Центрально-Алданского купола с возрастом 3335 ± 3 и 3570 ± 60 млн. лет (Грековский порог на р. Алдан [6, 7]), а также чарнокиты Гонамского купола – 3131 ± 74 млн. лет на р. Сутам [8]. При этом необходимо подчеркнуть, что на всех диаграммах в нижнем пересечении конкордии с дискордией соответственно фиксируются значения возраста: 1929 ± 9 , 1860 ± 50 и 1935 ± 35 млн. лет. Эти значения близки возрасту высокотемпературных субщелочных аляскитовых гранитов и гиперстенсодержащих гранодиоритов, упомянутых выше, и по общему мнению отражают время последнего регионального гранулитового метаморфизма. Необходимо также подчеркнуть, что аляскитовые граниты и гиперстенсодержащие гранодиориты по характеру распределения в них РЗЭ оказались комплементарны

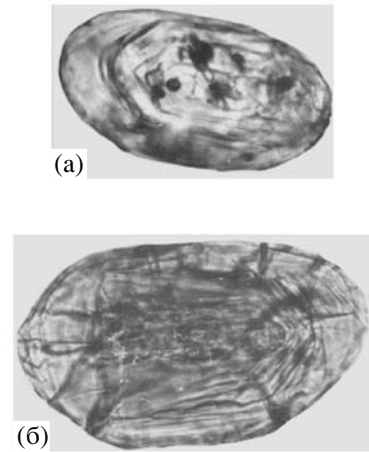


Рис. 1. Морфологические особенности цирконов из эндербитов (а) размерами до 75 мкм и чарнокитов (б) размерами до 125 мкм.

раннепротерозойским анортозитам, которые слагают автономные массивы в южной краевой зоне гранулитогнейсовой области Алданского щита [3].

Для датирования низкокальциевых эндербитов и чарнокитов были отобраны цирконы из гранитоидов первой (пробы 4/1 и 6/4) и второй (проба 5/1) разновидностей (места отбора проб см. [1, рис. 1]). Петрохимические составы этих гранитоидов следующие, мас. %: проба 4/1 – SiO₂ 62.12, TiO₂ 0.64, Al₂O₃ 18.07, Fe₂O₃ (здесь и далее общее) 5.58, MnO 0.1, MgO 1.75, CaO 4.43, Na₂O 4.98, K₂O 1.81, P₂O₅ 0.27, сумма 99.75; проба 6/4 – SiO₂ 54.30, TiO₂ 1.09, Al₂O₃ 18.84, Fe₂O₃ 8.70, MnO 0.13, MgO 2.90, CaO 7.36, Na₂O 4.47, K₂O 1.71, P₂O₅ 0.46, сумма 99.96; проба 5/1 – SiO₂ 72.58, TiO₂ 0.47, Al₂O₃ 12.38, Fe₂O₃ 5.07, MnO 0.02, MgO 0.21, CaO 1.76, Na₂O 2.71, K₂O 4.44, P₂O₅ 0.20, сумма 99.64.

Отбор проб осуществлялся методом штупфного опробования эндербитов и чарнокитов из коренных обнажений с последующим дроблением штупфов (общая масса каждой пробы до 20–30 кг) на мелкие сколки и сокращением массы каждой пробы до 1–2 кг. Такая проба подвергалась лабораторной обработке по стандартной методике с отбором навесок на петрогеохимические исследования и на извлечение аксессуарных цирконов. Принадлежность последних к той или иной разновидности гранитоидов (учитывая их внешнее сходство) определялась только после петрогеохимического анализа пород.

На U–Pb-датирование отбирались цирконы призматического и короткопризматического габитусов, которые были разобраны вручную на разные типы по степени удлиненности кристаллов. Цирконы из проб эндербитов (проба 4/1) и чарнокитов (проба 5/1) окрашены в слабо коричневый цвет. В них измерены высокие concentra-

Таблица 1. Изотопные U–Pb-данные для цирконов из пород Суннагинского купола

№ пробы	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения и возраст, млн. лет**			Rho
		Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
Низкокалийевые эндербиты (проба 6/4)										
1	0.20	26.5	69.9	890	7.3257	8.1492	5.76572	0.344149	1978	0.74
2	0.20	17.2	46.5	1400	7.5898	9.5224	5.78798	0.343452	1989	0.75
3	0.20	8.9	25.6	2086	7.7705	7.4337	5.38152	0.319148	1990	0.79
Низкокалийевые эндербиты (проба 4/1)										
1	0.90	148.7	388.5	3686	7.9516	11.311	6.14455	0.36486	1988	0.93
2	0.80	174.2	473.9	4031	8.0072	11.931	5.90690	0.35221	1980	0.98
3	1.30	298.7	860.1	5655	8.0917	12.331	5.58594	0.33421	1974	0.96
Чарнокиты (проба 5/1)										
1	0.40	170.8	466.3	12413	7.8870	13.306	6.13404	0.353862	2039	0.94
2	0.70	220.8	612.2	19773	7.9434	13.123	6.02926	0.348636	2032	0.95
3	0.35	224.8	649.4	12777	7.9222	12.730	5.76027	0.333716	2032	0.92

Примечание. Разложение циркона и сфена проводилось по методике [11]. Использовались смешанный трассер $^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и силикагель. Все измерения изотопного состава и концентраций Pb и U выполнены в статистическом режиме на семиканальном масс-спектрометре “Finnigan-MAT-262” (RPQ) с ошибкой в U–Pb-отношениях, равной 0.5%. При расчете координат точек и параметров изохроны применялись программы [12–13], использованы принятые константы распада [14]; все ошибки даны на уровне 2σ . Rho – коэффициент корреляции по осям.

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %.

** Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели [10].

ции урана и свинца (см. табл. 1) по сравнению с прозрачными цирконами из низкокалийевых эндербитов (проба 6/4). Для всех кристаллов из эндербитов и чарнокитов в иммерсионной среде характерна слабая трещиноватость, редкие минеральные включения и тонкая магматическая зональность. На рис. 1 показаны типичные кристаллы цирконов из этих пород и их размеры.

Микронзондовые исследования аксессуарных цирконов из эндербитов и чарнокитов Суннагинского купола, проведенные ранее [9] на предмет установления в них содержания циркония и гафния, позволили выделить в цирконах из эндербитов четыре группы меток Zr/Hf-отношений: габбровую (величина отношения от 60 и выше), диорит-гранодиоритовую (60–50), гранитную (50–40) и лейкогранитную (менее 40). В зональных зернах цирконов установлено закономерное распределение этих меток в той же последовательности: от габбровой – в ядрах, к лейкогранитной – в краевых частях. В цирконах из чарнокитов отмечены более узкие диапазоны в распределении Zr/Hf-отношений в интервале от 40 до 50, вне зависимости от мест зондирования. По всей видимости, первые две группы меток Zr/Hf-отношений в цирконах из эндербитов связаны с начальным этапом гранитообразования – частичным плавлением материала первичной базитовой коры. Поэтому габбро-

вая метка в ядрах цирконов может рассматриваться как реликтовая, отражающая состав протолита. Две последние группы меток Zr/Hf-отношений можно отнести к последующим этапам петрогенезиса и термотектонической эволюции древней континентальной коры [9].

Изотопные U–Pb-данные для цирконов из двух разновидностей гранитоидов Суннагинского купола сведены в табл. 1. Три U–Pb-изохроны, построенные (каждая по трем точкам цирконов) для проб 6/4, 4/1 и 5/1, имеют соответственно верхнее пересечение с конкордией, равное 1977 ± 36 млн. лет (СКВО = 0.62); 1985 ± 2 млн. лет (СКВО = 1.9) и 2064 ± 6 млн. лет (СКВО = 1.4) (рис. 2, 3).

Полученные значения возраста цирконов из архейских разновозрастных эндербитов и чарнокитов Суннагинского купола Алданского щита оказались близкими к времени внедрения массивов автономных раннепротерозойских анортозитов, габбро, субщелочных аляскитовых гранитов и гиперстенсодержащих гранодиоритов, комплексных анортозитам [3]. Это является типичным и для других частей гранулитогнейсовой области Алданского щита. Так, на западе этой области на р. Алдан (Грековский порог и его окрестности) в непосредственной близости друг от друга обнажаются эндербиты и чарнокиты не только с древ-

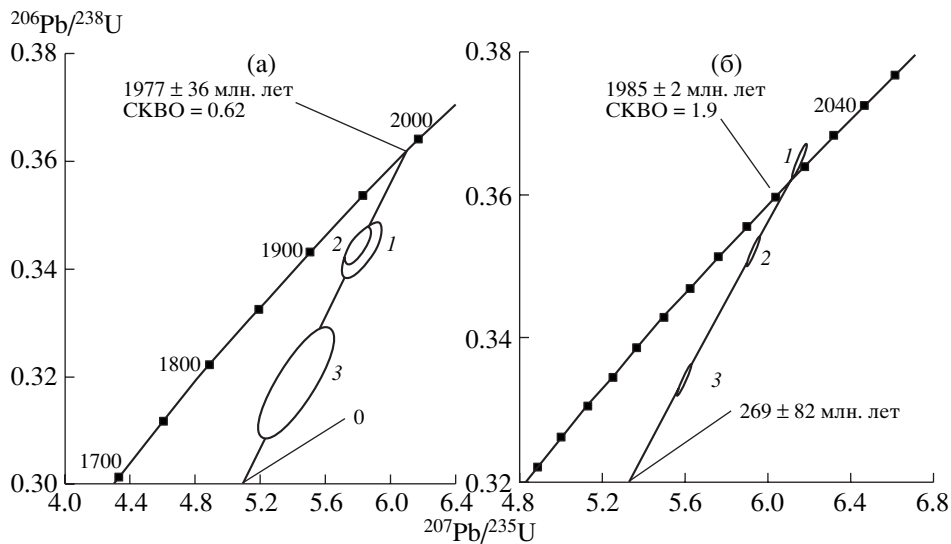


Рис. 2. U-Pb-диаграмма с конкордией для циркона из низкокалийевых эндербитов Суннагинского купола. а – проба 6/4; б – проба 4/1.

нейшими цирконами (см. выше), но и аналогичные породы со средним возрастом цирконов от 2.22 до 1.92 млрд. лет (в верхнем пересечении дискордии с конкордией). Вместе с тем эти же породы прорываются габбро недалеко расположенного Унгринского массива с близким U-Pb-изохронным возрастом цирконов 2.04 млрд. лет, а также красными аляскистыми гранитами с U-Pb-возрастом по циркону 1.9 млрд. лет [5].

По всей видимости, причиной появления в архейских разновременных гранитоидах цирконов с раннепротерозойскими показателями U-Pb-изохронного возраста служит интенсивное проявление соответствующих этому времени эндогенных процессов, с которыми были связаны: ареальная ремобилизация (частичная или полная перекристаллизация) архейской континентальной коры, сопровождавшаяся последовательным выплавлением анатектоидных лейкогранитов, составляющих неосому в мигматизированных породах супракрустального комплекса; внедрением габбро, анортозитов и комплементарных им субщелочных аляскитовых гранитов и гиперстенсодержащих гранодиоритов. Судя по сохранности эндербитовых куполов в пределах гранулитогнейсовой области Алданского щита эти процессы, протекавшие в относительно сухих условиях гранулитовой фации метаморфизма, не привели к существенной перестройке древнейших купольных структур. Вместе с тем эти высокотемпературные процессы могли способствовать не только перестройке более подвижной Rb-Sr-изотопной системы в породах Суннагинского купола (о чем свидетельствует соответствующий возраст метабазитов из силла в супракрустальном окаймлении эндербитового ядра – 1.98 млрд. лет [3]), но формированию зональ-

ных цирконов в гранитоидах, где наиболее древние значения U-Pb-изотопных отношений могли сохраниться только в ядрах цирконов. По всей видимости внешние зоны зерен цирконов, занимающие основной их объем (что видно из анализа распределения в них Zr/Hf-отношений), несут информацию о времени проявления раннепротерозойского термотектогенеза со всеми вытекающими из этого последствиями, о которых говорилось выше.

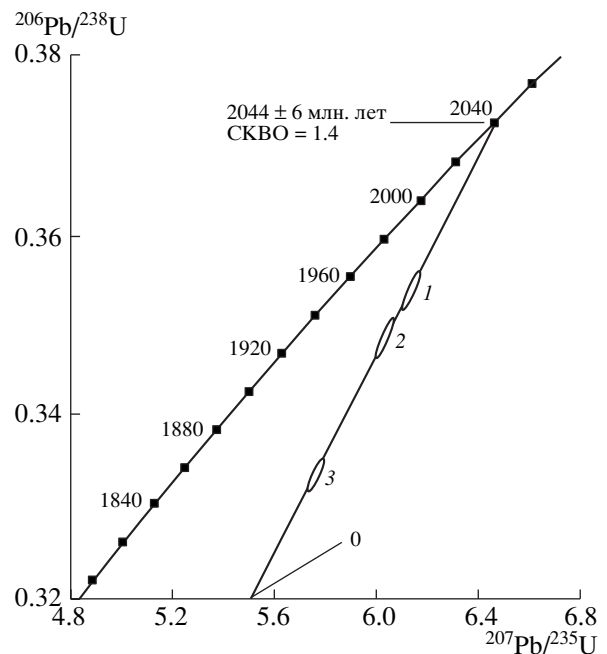


Рис. 3. U-Pb-изохрона с конкордией для циркона из чарнокитов Суннагинского купола (проба 5/1).

Таким образом, результаты U–Pb-датирования цирконов из эндербитов архейского Суннагинского купола являются еще одним свидетельством, подтверждающим чрезвычайно широкое развитие процессов термотектогенеза на конечной стадии формирования древней континентальной коры Алданского щита [3, 5], в эпоху завершения становления раннепротерозойского суперконтинента [15].

Авторы выражают свою глубокую благодарность В.В. Ляховичу за организацию обработки проб и выделение цирконов, Л.М. Федоровой за ручную разборку цирконов и фото в иммерсионной среде, Л.Ф. Сергачевой и А.Н. Вахатовой за техническую помощь при оформлении рукописи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00–05–72032 (ЦКП), 01–05–64268 и 01–05–64671).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глуховский М.З., Моралев В.М. // Геотектоника. 1999. № 6. С. 81–93.
2. Tarney J., Weaver B.J., Drury S.A. Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 275–299.
3. Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69–81.
4. Щербак Н.П., Бибикова Е.В. Стратиграфия и геохронология раннего докембрия. XXVII Междунар. геол. конгр. Т. 5. Геология докембрия. М.: Наука, 1984. С. 3–14.
5. Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D. // Precamb. Res. 1998. V. 89. № 1/2. P. 1–23.
6. Морозова И.М., Другова Г.М., Богомолова Е.С. и др. Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского района. Изотопная геохимия и геохронология. Л.: Наука, 1990. С. 7–22.
7. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. // Precamb. Res. 1992. V. 54. № 2/4. P. 195–210.
8. Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. // ДАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 526–529.
9. Глуховский М.З., Моралев В.М., Борисовский С.Е. // ДАН. 2001. Т. 381. № 5. С. 661–664.
10. Stacey J.S., Kramers J.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
11. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
12. Ludwig K.R. PbDAT Program. // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept 88–542. 1991. 38 p.
13. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex, a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Ver. 2.05. Berkeley: Geochronol. Center Spec. Publ., 1999. № 1a.
14. Steiger R.H., Jager E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. № 3. P. 359–362.
15. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Науч. мир, 2001. 606 с.