

ГЕОХИМИЯ, U-Pb ВОЗРАСТ И Lu-Hf ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАНУЛИТОВ ДАЛДЫНСКОЙ СЕРИИ (АНАБАРСКИЙ ЩИТ)

Сергеева Л.Ю.¹, Скублов С.Г.^{2,3}, Гусев Н.И.¹

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,

г. Санкт-Петербург, sergeeva.luda02@yandex.ru,

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, skublov@yandex.ru,

³Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург

Гранулитовые образования Анабарского щита представлены, в основном, меланократовыми кристаллосланцами, чередующимися с гиперстеновыми плагиогнейсами и метаосадками. Породы далдынской серии распространены преимущественно в центральной части бассейна р. Далдын, в верховьях р. Котуйкан и р. Хатырык [Гусев и др., 2016]. Изучены амфиболизированные двупироксеновые плагиокристаллосланцы (метагаббродиориты). Плагиокристаллосланцы серого цвета, мелко- и среднезернистые с линзово-полосчатой текстурой, сложены преимущественно средним плагиоклазом Pl (an₄₃) (60 %), ортопироксеном (15 %), клинопироксеном (5 %), роговой обманкой (10 %), кварцем (5 %). Среди акцессорных минералов встречен апатит (1 %). Согласно классификации [Frost, 2001], породы магнезиальные, метаклинозитовые (ASI 0.82) и щелочно-известковистые. Величина mg# = 42.5, отношение K₂O/Na₂O = 0.26. При достаточно высоком содержании Sr (487 ppm) и, как следствие, высоком отношении Sr/Y = 41.6, отмечаются низкие концентрации Nb 8.7; Y 11.7; Zr 39.6; Yb 0.98 ppm. Распределение редкоземельных элементов (Σ REE = 130 ppm) фракционированное (La/Yb)_N = 20, Eu-минимум отсутствует (Eu/Eu* = 1.07). Валовой состав пород характеризуется отношениями ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.0996; ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.510668; величиной ϵ Nd(T) = 1.0, характерной для субконтинен-

тальной литосферной мантии, и раннеархейским модельным возрастом протолита T_{Nd}(DM) = 3.30; T_{Nd}(DM_{2st}) = 3.33 млрд лет.

Цирконы двупироксенового плагиогнейса представлены слегка окатанными, удлинёнными идиоморфными кристаллами, серыми и темными в CL (рис. 1). В части зерен цирконов совместно присутствуют тонкие белые и черные каймы. Зональность в зернах цирконов, в основном, затухающая осциллирующая или мозаичная. Цирконы характеризуются величиной Th/U от 0.81 до 1.90, низким содержанием Th (в среднем ~ 103 ppm, кроме 12.1) и U (в среднем ~ 91 ppm, кроме 9.1 и 12.1).

Из 20 проанализированных U-Pb методом зерен цирконов значительная часть (16 анализов) образует на графике с конкордией практически непрерывный интервал с ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастом от 3066 до 2840 млн лет (рис. 1). В этой группе возможно рассчитать два кластера со значениями конкордантного возраста 2991 ± 11 и 2920 ± 11 млн лет, соответственно. По морфологии зерен и окраске их в CL какие-либо существенные различия не наблюдаются. Можно предположить, что более молодой конкордантный кластер цирконов образован в результате потери свинца («сползания по конкордии») цирконом возраста около 2990 млн лет.

Для древних архейских цирконов (14.1 и 5.1) спектры распределения REE (рис. 2а) наиболее диф-

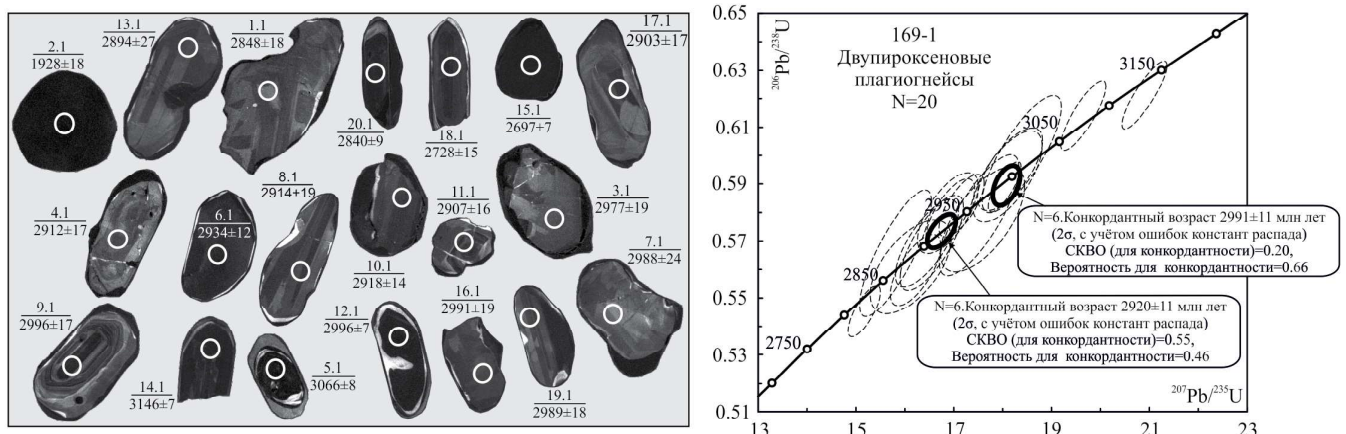


Рис. 1. CL-изображения с положением точек анализа и значением ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраста и диаграмма с конкордией для циркона из двупироксенового плагиогнейса обр. 169-1

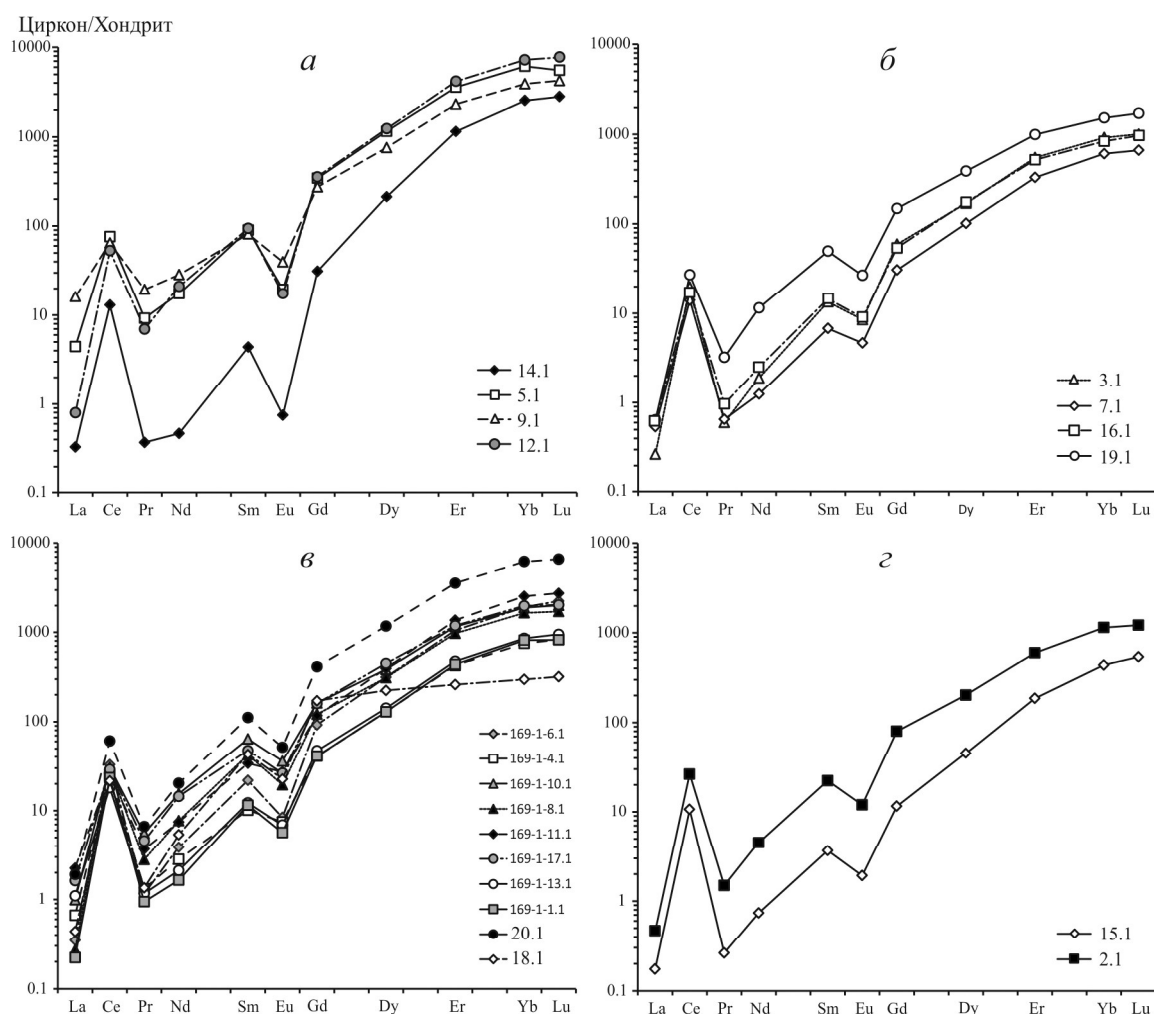


Рис. 2. Распределение REE в цирконе из двупироксенового плагиогнейса (обр. 169-1)

а – магматические ядра с возрастом > 3066 млн лет; *б* – циркон с конкордантным возрастом 2991 ± 11 млн лет; *в* – циркон с конкордантным возрастом 2920 ± 11 млн лет; *г* – циркон с возрастом в интервале ~ 1928–2894 млн лет

ференцированы от La к Lu. Суммарное содержание REE сильно варьирует (от 732 до 2123 ppm), слабо проявлена Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.06–0.11$), Th/U отношение изменяется в пределах от 0.09 до 0.86. Для точки 14.1 установлена высокая концентрация Hf (12430 ppm), анализ 5.1 характеризуется обогащением по Y (3478 ppm) и P (1102 ppm).

Спектры распределения REE, полученные для конкордантных цирконов с возрастом 2991 ± 11 млн. лет, имеют четкую дифференциацию от легких к тяжелым REE, но с большой вариацией значений (отношение Lu_N/La_N варьирует от 264 до 9738) (рис. 26). Для цирконов этой группы характерна отрицательная аномалия по Eu (Eu/Eu^* в среднем 0.27), положительная Ce-аномалия проявлена четко (Ce/Ce^* в среднем 23), характерно низкое суммарное содержание REE (в интервале 208–602 ppm, кроме точек 9.1 и 12.1). Стоит отметить пониженное содержание Th и U (кроме точек 9.1 и 12.1), при этом отношение Th/U является характерным для магматических цирконов (Th/U от

0.56 до 0.95). Содержание Ti в цирконе позволяют оценить температуру его кристаллизации в интервале 698–802 °C по Ti-термометру [Watson et al., 2006]. Цирконы (кроме точек 9.1 и 12.1) характеризуются пониженным содержанием P (в среднем 173 ppm), Y (в среднем 555 ppm). Для всех точек получена средняя концентрация Hf (в среднем 8111 ppm).

Для цирконов с конкордантным возрастом 2920 ± 11 млн. лет спектры распределения REE (рис. 2в) имеют схожий характер с цирконами, рассмотренными выше. Четко проявлена дифференциация от La к Lu (отношение Lu_N/La_N варьирует от 1230 до 6507) с проявленной Ce-аномалией ($Ce/Ce^* = 8.9–51.6$) и отрицательной аномалией по Eu ($Eu/Eu^* = 0.19–0.43$). Содержание Th и U практически не отличается друг от друга: содержание Th колеблется в интервале от 94 до 177 ppm, содержание U составляет в среднем 188 ppm. Th/U отношение варьирует от 0.55 до 0.89. Средняя температура образования цирконов этой группы определена как 730 °C.

Цирконы с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом в интервале 2697–2848 млн лет также имеют дифференцированные спектры распределения (рис. 2г), однако среди них четко выделяется циркон 18.1 с пологим спектром распределения HREE, низким Th/U отношением ($\text{Th}/\text{U} = 0.21$) и высокими содержаниями Hf (11385 ppm). Цирконы с возрастом 2920 ± 11 млн лет по содержанию элементов-примесей практически не отличаются от цирконов более древнего конкордантного кластера. Отличие только по содержанию Y (в среднем 1002 ppm для всех точек, кроме 4.1).

Цирконы из двупироксеновых плагиогнейсов характеризуются ϵ_{Hf} от -3.7 до 1.0 и палеоархейским модельным возрастом $-T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 3.3\text{--}3.6$ млрд лет.

Таким образом, анализ внутреннего строения цирконов из двупироксенового плагиогнейса, а также содержание элементов-примесей и распределение REE в них дает основание предположить, что циркон магматического генезиса из плагиогнейсов имеет возраст 2991 ± 11 млн лет. Согласно изотопному Hf составу магматического циркона, главным источником образования двупироксеновых плагиогнейсов являлась древняя континентальная кора $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) > 3.3$ млрд лет.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-35-00229/18 мол_а). Изучение геохимии циркона является вкладом в выполнение темы НИР ИГГД РАН (№ 0153-2019-0002).

ЛИТЕРАТУРА

1. Библикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука. 1989. 179 с.
2. Гусев Н.И., Пушкин М.Г., Круглова А.А., Сергеева Л.Ю., Богомолов В.П., Строев Т.С., Молчанов А.В., Граханов С.А., Матюшков А.Д., Назаров Д.В., Морева Н.В., Николаева Л.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист R-49 – Оленек. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2016. 448 с.
3. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.L. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. Vol. 143. P. 602–622.
4. Hanchar J.M., van Westrenen W. Rare earth element behavior in zircon-melt systems. *Elements*. 2007. Vol. 3. P. 37–42.
5. Heaman L.M., Bowins R., Crocket J. The chemical composition of igneous zircon suites: Implication for geochemical tracer studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. Vol. 54. P. 1597–1607.
6. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. Vol. 53. P. 27–62.
7. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. Vol. 151. P. 413–433.