ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК, 2003, том 393, № 6, с. 793–796

ГЕОХИМИЯ

УДК 551.72+551.21(470.22)

ДАТИРОВАНИЕ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ В КАЛИЕВОЙ ЗОНЕ ПРИЛАДОЖЬЯ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

© 2003 г. Ш. К. Балтыбаев, О. А. Левченков, член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий, Л. К. Левский, А. Ф. Макеев, Н. И. Ро

Поступило 09.07.2003 г.

Датирование метаморфических процессов представляет определенную сложность из-за генетической гетерогенности метаморфической породы. Нередко проблема датирования связана с длительным и многостадийным протеканием метаморфизма. Как правило, время этого процесса определяют косвенным путем, например ограничивая рамками возраста син- и постметаморфических интрузивных пород. Такой подход не всегда надежен, и при этом редко удается максимально сузить временной диапазон метаморфизма, особенно в полиметаморфических комплексах. В связи с этим представляется более корректным оценивать время метаморфизма непосредственно по минералам, метаморфическое происхождение которых не вызывает сомнения.

В данной работе приводятся результаты Pb–Pb-исследования метаморфогенного минерала – силлиманита, который прямо связан с образованием соответствующих метаморфических парагенезисов в высокоглиноземистых гнейсах юго-западного Приладожья. При изучении применялся метод ступенчатого растворения [1].

В свете последних данных [2] считается установленным, что в свекофеннидах юга Балтийского щита было два импульса метаморфизма: 1890–1870 и 1830–1810 млн. лет. Эти импульсы выявлены в разных тектонических зонах. Первая из них охватывает центральную и западную части Финляндии [3] и сложена плагиогнейсами, плагиомигматитами и плагиогранитами, а вторая – так называемую Южнофинляндскую зону калиевых гранитов и мигматитов (ЗКГМ) [4] (рис. 1, врезка).

Исследуемая калиевая зона Приладожья сопоставляется по комплексу супракрустальных и интрузивных пород с Южнофинляндской ЗКГМ; зона центрально- и западнофинляндских плагиогнейсов и плагиомигматитов сопоставима с натровой зоной Приладожья (рис. 1). Однако данные о более позднем метаморфизме (1830–1810 млн. лет) для ЗКГМ находятся в противоречии с недавно полученными датировками для гнейсов и лейкосом мигматитов калиевой зоны Приладожья (1880–1860 млн. лет [5]). С учетом того, что наши датировки были выполнены по акцессорным минералам (циркон, монацит), образование которых трудно сопоставить с формированием метаморфических минеральных парагенезисов, возникает необходимость датирования непосредственно метаморфогенных минералов.

Высокоглиноземистые гнейсы распространены в пределах гранулитовой зоны Приладожья, в составе так называемой гранат-кордиеритовой толщи, особенно широко развитой в окрестностях пос. Кузнечное-Хийтола к западу от о. Кильпола (рис. 1). Эта толща сложена неоднородно мигматизированными супракрустальными породами – от монотонных до грубополосчатых чередующихся пачек Grt–Bt и Grt–Bt–Crd–Sil, Bt–Sil, Bt–Sil–Crd гнейсов с рассеянной или жильной, жильно-пятнистой лейкосомой*. Наблюдаются в толщах полидеформационные структуры, хорошо выражена изоклинальная складчатость с падением шарниров преимущественно в южных, юго-восточных румбах под углами 40°–60°. Такую же ориентировку имеет минеральная линейность (Bt, Sil). Генеральное простирание толщ северо-западное, 270°–290°, падение субвертикальное.

Изученный гнейс (проба Б-2000-31, о. Кильпола, рис. 1) представляет собой розовато-темно-серую породу. Текстуру породы определяют характерные "пятнистые" субизометричные скопления розовых гранатов размером от нескольких миллиметров до 3–4 см и более. Эти скопления

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

* Сокращенные названия минералов и фаз: Ab – альбит, Als – алюмосиликат (Al_2SiO_5), Bt – биотит, Crd – кордиерит, Grt – гранат, Fsp – полевой шпат, Kfs – калиевый полевой шпат, Mnz – монацит, Ms – мусковит, Opx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, Spl – шпинель, Sil – силлиманит, Zrn – циркон, V – парообразные фазы, L – расплав.

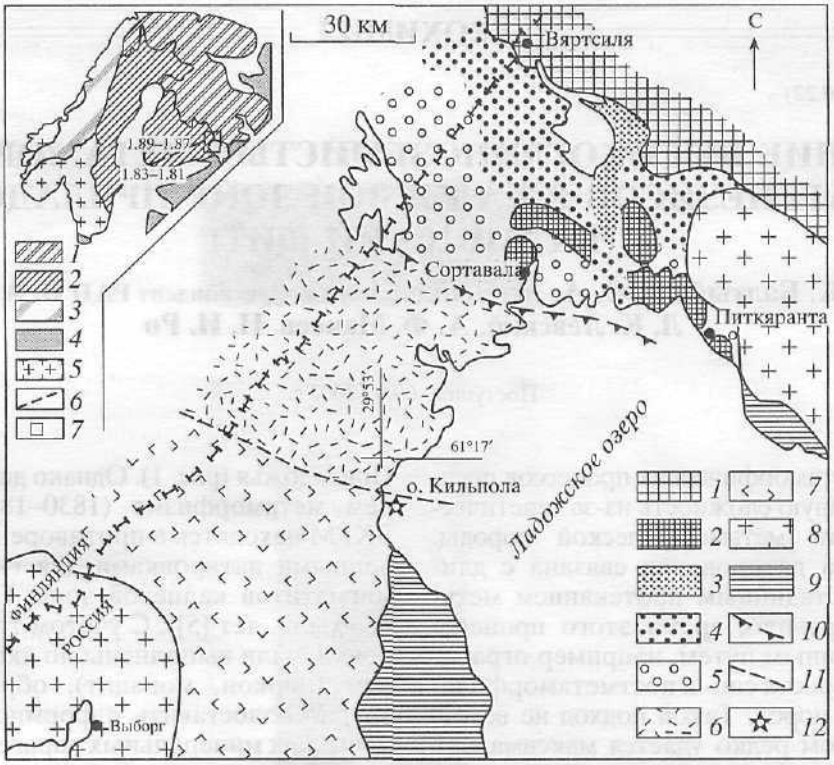

Рис. 1. Схема тектоно-метаморфического районирования Приладожья с указанием места отбора пробы. *1* – выступ архейского фундамента; *2* – архейский фундамент в ядрах окаймленных гнейсовых куполов; *3–5* – нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров, метаморфизованный в фациях биотит-хлоритовых сланцев (*3*), ставролитовых и андалузитовых сланцев (*4*), силлиманит-мусковитовых и силлиманит-ортоклазовых гнейсов (*5*); *6*, *7* – раннепротерозойские породы гранулито-гнейсовой области: плагиогнейсы и плагиомигматиты Na-зоны (*6*), преимущественно гранат-кордиеритовые гнейсы и K-мигматиты K-зоны (*7*); *8* – массивы рапакиви; *9* – рифейский платформенный чехол; *10* –надвиг, разделяющий породы гранулито-гнейсовой области от более низкотемпературных пород; *11* – граница Na- и K-зон; *12* – место отбора пробы. На врезке: положение свекофеннид в структурах региона: *1* – архейские породы Балтийского щита, *2* – свекофенниды, *3* – каледониды, *4* – рифейский чехол, *5* – граниты, *6* – сутурная зона сочленения двух структурно-формационных зон (см. текст), по [4], *7* – участок исследования.

часто деформированы в складки. Отдельные индивиды граната, как правило, имеют скелетную морфологию. Основная масса представлена ассоциацией Bt + Grt + Crd + Sil + Kfs + Pl + Qtz. Слабо развита серицитизация.

С и л л и м а н и т. Преобладают мелкие кристаллы размером 0.05–0.1 мм, небольшая часть представлена более крупными – до 0.5–1 мм. Чаще кристаллы удлиненные, соотношение длины к толщине обычно 10 : 1. Кристаллы полупрозрачны, окрашены в бледные светло-коричневые, буроватые цвета, редко бесцветны с характерным двупреломлением. Под оптическим микроскопом неоднородность в зернах не наблюдается. На определение возраста отбирались разные по размеру фракции силлиманита.

Для проанализированных фракций (табл. 1) получена изохрона 1880.1 ± 7.7 млн. лет (СКВО = = 0.028) (рис. 2). Принимая во внимание отсутст-

Таблица 1. Изотопный состав свинца во фракциях инконгруэнтного ступенчатого растворения силлиманита

№ п.п.	Условия опыта	$^{206}Pb/^{204}Pb$	*V*, %(2σ)	$^{207}Pb/^{204}Pb$	*V*, %(2σ)	*Rho*	$^{208}Pb/^{204}Pb$	*V*, %(2σ)
1	Валовая	53.293	0.65	19.627	0.23	0.93	78.662	0.53
2	6*N* HCl, 6 ч	27.604	0.3	16.671	0.11	0.69	80.906	0.48
3	Остаток	72.708	1.1	21.858	0.44	0.98	67.576	0.65

Примечание. Изотопные отношения скорректированы на фракционирование и бланк. Разложение силлиманита и выделение Pb проводилось по методике [1]. Уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.4 нг. Изотопные измерения Pb выполнены на масс-спектрометре МАТ-261. Все расчеты проводились по программам Ладвига [13, 14].

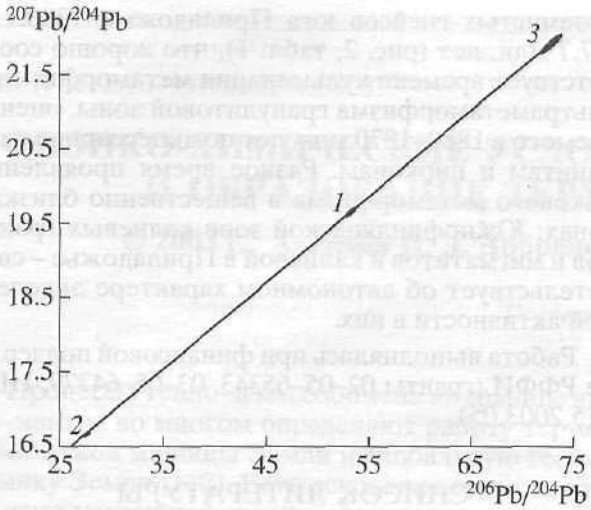

Рис. 2. График $^{207}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$ для фракций инконгруэнтного ступенчатого растворения силлиманита. $T = 1880.1 \pm 7.7$ млн. лет, СКВО = 0.028.

вие протоядер и иных включений в зернах силлиманита, это значение интерпретируется нами как время образования силлиманита.

Рассмотрим петрологические ограничения, дающие возможность связать время образования силлиманита с появлением конкретного минерального парагенезиса в гнейсе. Петрографические наблюдения выявляют в данной породе силлиманит как в матриксе породы, так и в виде включений в кордиерите и монаците, иногда в гранате (рис. 3).

Верхним возрастным ограничением для времени кристаллизации силлиманита можно принимать возраст монацита, который включает в себя силлиманит (рис. 3). Возраст монацита в изученной пробе (Б-2000-31) ранее был определен как 1860.3 ± 4.4 млн. лет [6]. По морфологическому анализу кристаллов предполагается, что монацит представлен перекристаллизованными детритовыми зернами. Для других гнейсов и лейкосом мигматитов гранулитовой зоны Приладожья конкордантные значения возраста монацита находятся в диапазоне 1876–1850 млн. лет [5]. Время кристаллизации наиболее древних зерен монацита близко к моменту внедрения тоналитовых интрузий, знаменующих завершение метаморфизма гранулитовой ступени и начало высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма в свекофеннидах Приладожья [5, 7].

Теоретически появление силлиманита в глиноземистых гнейсах можно охарактеризовать реакциями как прогрессивного минералообразования, так и регрессивного. В зоне прогрессивного метаморфизма (северная часть Приладожья) появление силлиманита совпадает с приближением к верхней тем-

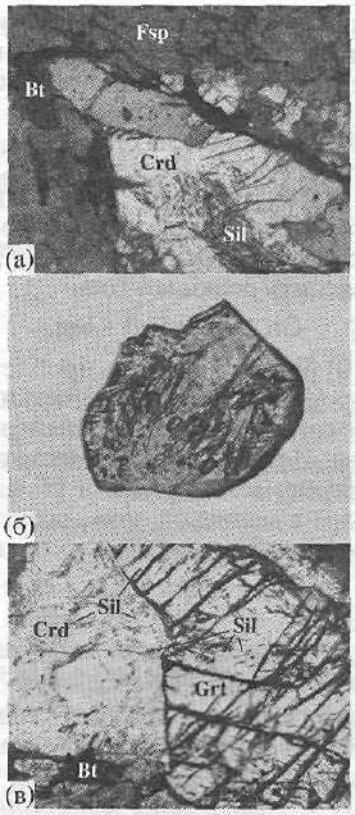

Рис. 3. Включения силлиманита в кордиерите (а), монаците(б) и гранате с кордиеритом (в). Образец Б-2000-31. Поле зрения на каждой фотографии равно 1 мм.

пературной границе устойчивости мусковита, что объяснялось [8] протеканием реакции

$$Qtz + Ms + V = Als(Sil) + L.$$

Возможность реализации хорошо известной реакции

$$Qtz + Ms = Sil + Kfs + V(L)$$

ставилась под сомнение ввиду отсутствия парагенезиса Sil + Kfs в зоне дегидратации мусковита. Но последняя реакция не исключается при допущении вовлечения калишпата в расплав с дальнейшим удалением последнего:

$$Qtz + Pl + Kfs = L\uparrow$$

или

$$Bt + Als + Kfs = Cord + L\uparrow.$$

Для изученного образца, наоборот, характерно широкое развитие калишпата, что с учетом петрографических наблюдений (включения Sil в Grt, Crd) позволяет представить возможными реакции

$$Bt + Sil + Qtz = Crd + Kfs + V(L),$$

$$Bt + Sil + Qtz = Grt + Crd + Kfs + V(L).$$

Здесь для полноты описаний реакций с участием силлиманита в ладожских глиноземистых гнейсах следует добавить реакцию замещения парагенезиса Grt + Sil, которую можно наблюдать при мигматизации гнейсов:

$$Grt + Sil + Kfs(Ab) = Crd + Qtz + K_2O(Na_2O)\uparrow \text{ [9]}.$$

А иногда встречающийся в высокоглиноземистых гнейсах парагенезис Crd + Spl, вероятно, можно объяснить реакцией типа

$$Grt + Sil = Crd + Spl.$$

Ранее [10] рассматривалась проблема отсутствия ортопироксена в метаморфических парагенезисах высокоглиноземистых гнейсов Южного Приладожья. Для полученных достаточно высоких параметров метаморфизма (T = 780–850°C, P = 5–6 кбар) в калиевой зоне, возможно, было появление ортопироксена, например по реакциям

$$Bt + Qtz = Opx + Kfs + H_2O$$

или

$$Bt + Grt + Qtz = Crd + Opx + Kfs + H_2O.$$

Видимо, устойчивость ортопироксена (гиперстена) ограничена в глиноземистых гнейсах реакцией

$$Opx + Sil + Qtz = Grt + Crd,$$

которая при давлениях ниже 7 кбар смещена вправо. Из этого следует, что силлиманит должен был присутствовать при пиковых условиях метаморфизма. Необходимо добавить, что в калиевой зоне ортопироксен встречается в метаморфитах без силлиманита (обычно в породах метабазитового состава).

Кроме того, условия гранулитовой фации метаморфизма как в Приладожье, так и в Финляндии связывались с моментом формирования эндербитов [11, 7]. Для эндербитов Приладожья были получены практически полностью совпадающие с возрастом силлиманита датировки: 1881.4+9.3/–5.3 млн. лет [12], что также подтверждает существование силлиманита на гранулитовой стадии метаморфизма либо в виде новообразованного кристалла, либо полностью перекристаллизованного с переуравновешиванием Pb–Pb-системы в нем.

Таким образом, изотопное исследование силлиманита позволяет определить время пика метаморфизма (гранулитовая фация) для высокоглиноземистых гнейсов юга Приладожья: 1880.1 ± ± 7.7 млн. лет (рис. 2, табл. 1), что хорошо соответствует времени кульминации метаморфизма и ультраметаморфизма гранулитовой зоны, оцениваемого в 1880–1870 млн. лет по акцессорным монацитам и цирконам. Разное время проявления пикового метаморфизма в вещественно близких зонах: Южнофинляндской зоне калиевых гранитов и мигматитов и калиевой в Приладожье – свидетельствует об автономном характере эндогенной активности в них.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (гранты 02–05–65343, 03–05–64779, НШ-615.2003.05).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *DeWolf C.P., Zeissler C.J., Holliday A.N. et al.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1996. V. 60. № 1. P.129–134.
2. *Vaisanen M., Manttari I., Holtta P.* // Precambr. Res. 2002. V. 116. P. 111–127.
3. *Mouri H., Korsman K., Huhma H.* // Geol. Soc. Bull. 1999. V. 71. P. 31–56.
4. *Ehlers C., Lindroos A., Selonen O.* // Precambr. Res. 1993. V. 64. P. 295–309.
5. *Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др.* // ДАН. 2002. Т. 384. № 5. С. 660–664.
6. *Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Левченков О.А. и др.* // ДАН. 2002. Т. 383. № 4. С. 523–526.
7. *Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А, Козырева И.В. и др.* Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 198 с.
8. *Балтыбаев Ш.К.* // Зап. ВМО. 2002. Ч. 131. № 5. С. 22–39.
9. *Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В.* // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 253–277.
10. *Шульдинер В.Н., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К.* // Стратиграфия. Геол. корреляции. 1996. Т. 4. № 3. С. 11–22.
11. *Korsman K., Niemela R., Wasenius P.* // Geol. Surv. Finland Bull. 1988. V. 343. P. 89–96.
12. *Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др.* // ДАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 667–671.
13. *Ludwig K.R.* Isoplot / Ex. Vers. 1.00. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 1998. № 1.
14. *Ludwig K.R.* US Geol. Surv. Open-File Rept. 1991. P. 91–445.