

УДК 550.93

## ЦИРКОНОВАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ САЛДИНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

© 2003 г. А. А. Краснобаев, В. А. Давыдов

Представлено академиком В.А. Коротеевым 23.06.2003 г.

Поступило 03.07.2003 г.

Салдинский комплекс (СК) метаморфических пород расположен на восточном склоне Среднего Урала (в координатах 58°–58°40' с.ш., 60°–61° в.д.); он широтно пересекается реками Тагил и Салда, что существенно облегчает проведение экспедиционных работ и опробование.

Особенности геологического строения, истории развития и составы пород СК рассмотрены достаточно подробно [1–5]; к сожалению, до сих пор остро дискуссионной остается проблема возраста СК, особенно ранних (возможно докембрийских) этапов его развития.

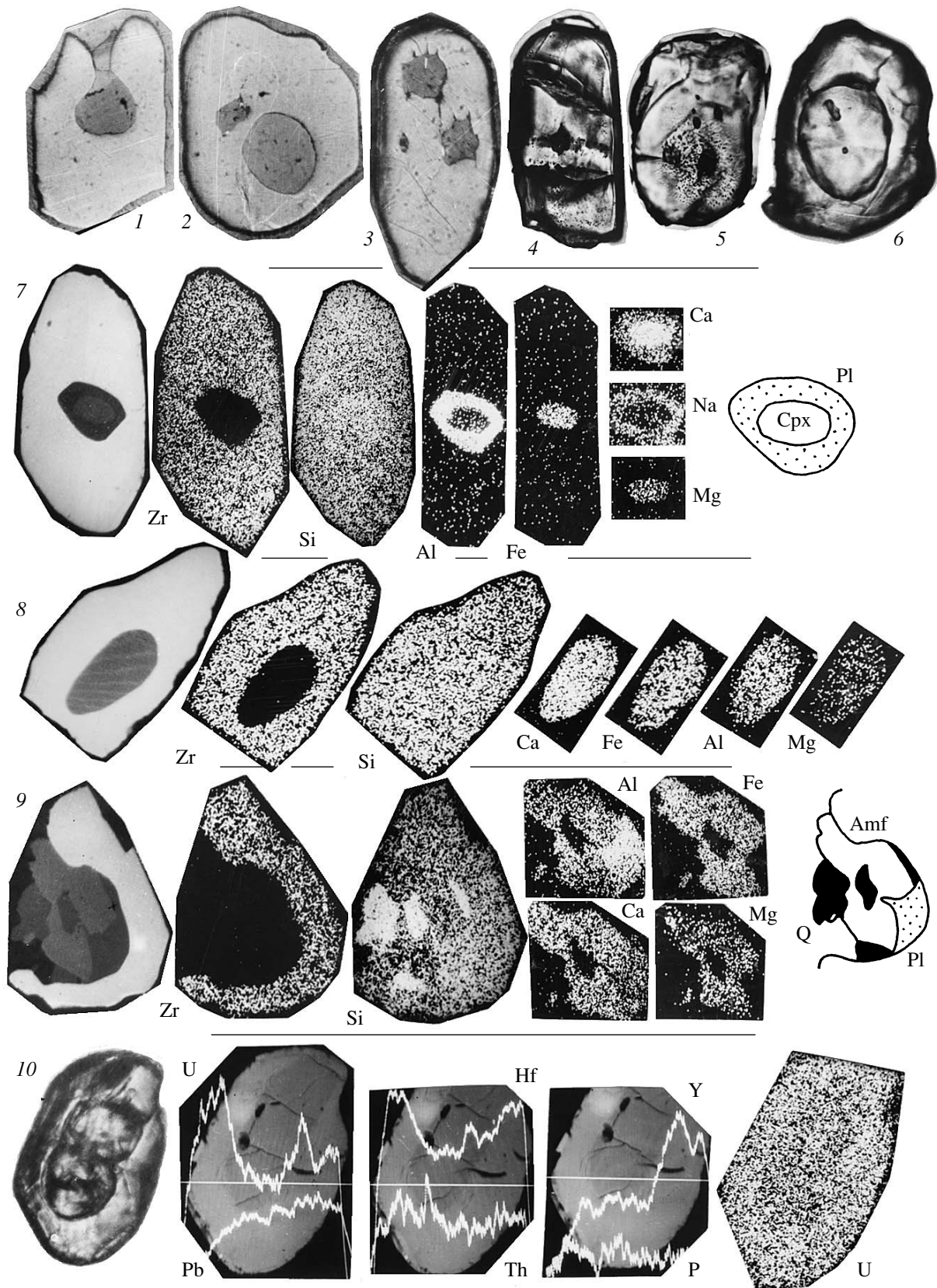
Геохронологическая информация о породах и минералах комплекса [2, 6–8] весьма противоречива и проблему не решает. Среди известных (более 100) К–Аг-датировок подавляющее большинство ограничивается интервалом 300–400 млн. лет; некоторые достигают 450–470 млн. лет, а единичные 600–760 млн. лет. Термоизохронные определения возраста цирконов отвечают протерозойскому уровню (1.7–2.2 млрд. лет), но из-за слабой валидности метода не могут служить убедительным аргументом. Недавно [7] полученные датировки цирконов по методу Кобера (Kober) сопоставимы с К–Аг-данными: при усредненных значениях вблизи 330, 360 и 390 млн. лет возраст некоторых фракций достигал 508–527 млн. лет. При этом авторы [7] упоминают и о ядрах в цирконах, и допускают присутствие в СК фрагментов протерозойского возраста. Применение U–Pb-метода [8] позволило получить наряду с палеозойскими величинами и первый протерозойский ориентир – 1871 ± 35 млн. лет. Настоящая работа служит продолжением этих исследований.

**Породы.** Цирконы выделены из метаморфических пород, распространенных в долине р. Тагил от устья р. Белая Теляна на западе (проба 1226; биотит-амфиболовый плагиогранодиорит) до устья

р. Мельничная на востоке (пробы 327, 328; гранат-пироксен-амфибол-плагиоклазовые породы, известные также как эклогитоподобные). Связующими (проба 1242, устье р. Нолька, проба 1137, д. Пряничниково) являются пробы гранулитов (двупироксеновых кристаллосланцев), сопоставимых по условиям образования с гранулитами архейских комплексов [5]. По нормативному составу [9] проба 1242 соответствует кварцевому диориту, а пробы 327, 328 и 1137 – габброидам, и все они относятся к нормальному ряду преимущественно натриевой серии. По данным [3] к наиболее древним образованиям СК относятся эклогиты и двупироксеновые плагиогнейсы.

**Ц и р к о н ы.** Отличительная особенность цирконов СК – их исключительная однородность, прозрачность, сильный блеск, практически полное отсутствие окраски (изредка встречаются кристаллы с бледными желтоватыми–розоватыми тонами). Облик кристаллов меняется от округлого до эллипсоидного. Степень идиоморфизма низкая. Показательно, что с увеличением размеров кристаллов она несколько повышается, в чем и заключается специфическое для гранулитовой фации их грануломорфное зарождение. Зональность в кристаллах или отсутствует, или проявляется на следовом уровне, указывая, тем не менее, на шаровую симметрию среды кристаллизации, представленную расплавом. Распространены сростки кристаллов, кристаллы с выростами и с признаками деформационных изменений. Специфику цирконам СК создают включения, варьирующие по форме, составу, происхождению (рис. 1, табл. 1). Они могут иметь связь с внешней средой, быть от нее изолированными, представлять обломки пород со следами расшнуровки расплава, иметь вторичное происхождение, соответствовать останцам флюидной фазы (1, 2, 3, 4, 5 соответственно, рис. 1); в некоторых кристаллах четко проявляются ядра (6, рис. 1). Классическими методами профильной и точечной съемки [6] установлено, что включения в цирконах могут быть образованы ортопироксеном и клинопироксеном (иногда сосуществующими в одном кристалле), плагиоклазом, амфиболом, апатитом, ильменитом, ти-

Институт геологии и геохимии  
им. акад. А.Н. Заварицкого  
Уральского отделения Российской Академии наук,  
Екатеринбург



**Рис. 1.** Минералого-геохимические особенности цирконов метаморфических пород Салдинского комплекса (250–300×).

**Таблица 1.** Состав включений в цирконах Салдинского комплекса, %

Кристалл	Включение, минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
7	Срх	50.89	0.33	3.63	9.34	0.38	12.02	21.36	1.12	Φ	99.07
	Pl	58.31	Φ	23.97	Φ	Φ	Φ	8.40	8.30	0.29	99.27
8	Amf	42.57	2.05	11.69	14.80	0.23	10.38	11.96	1.91	0.47	96.06
9	Q	97–99	Φ	Φ	Φ	Φ	Φ	Φ	Φ	Φ	
	Amf	43.45	1.72	12.05	14.51	0.17	12.45	11.39	1.78	0.97	98.49
	Pl	58.85	Φ	24.88	Φ	Φ	Φ	9.11	6.57	0.15	98.86

Примечание. Кристаллы 7–9 – см. рис. 1; Φ – фоновые содержания.

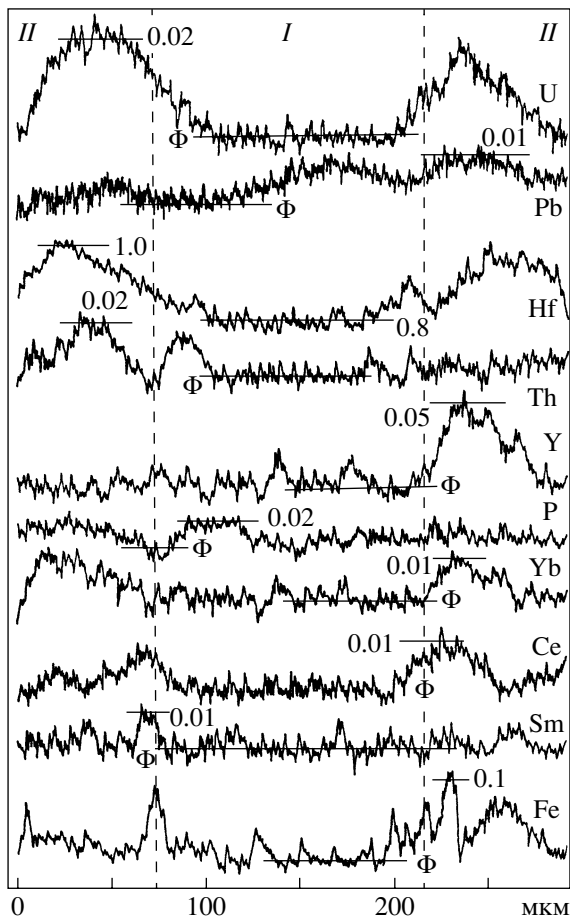
таномангнетитом; некоторые из этих включений показаны на примере кристаллов 7, 8, рис. 1.

Особое петрогенетическое значение имеет включение в кристалле 9 (рис. 1): в цирконовой полусфере заключен обломок породы, представленной кварцем, плагиоклазом и амфиболом, что ре-

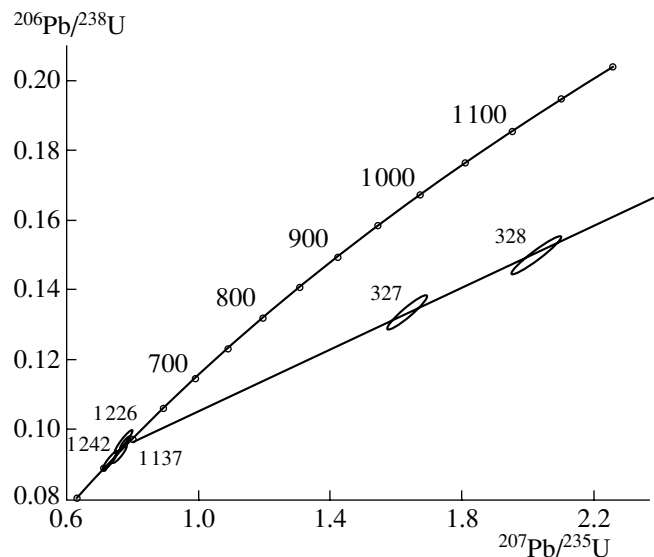
ально свидетельствует о наличии фрагментов исходного кислого субстрата в некоторых гранулитах СК.

Гетерогенность самих цирконов (матрицы) необходимо учитывать при подготовке их для анализа и интерпретации изотопных отношений. Примером частичной перекристаллизации служит кристалл 10 (рис. 1 и 2). Его центральная часть (I), представляющая ядро, отличается от оболочки (II) не только по наличию трещин, но и по содержанию примесей: оболочка заметно богаче U, Hf, Yb, Ce, отчасти Th, Y, Fe.

Геохронология. Результаты изотопных исследований цирконов СК приведены в табл. 2 и на рис. 3. Химическое разложение цирконов, выделение U и Pb для изотопного анализа проводилась по [10]; обработка анализов (для 95%-го доверительного интервала) и их интерпретация учитывала классические приемы [11, 12]. Масс-спектрометр МИ-1320, трассер <sup>235</sup>U + <sup>208</sup>Pb; точ-



**Рис. 2.** Микрогеохимическая гетерогенность цирконов (кристалл 10, рис. 1) Салдинского комплекса. Цифры на графиках – содержания, %; Φ – фоновые содержания. I – ядерная часть кристалла, II – его оболочка.



**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией для цирконов из метаморфических пород Салдинского комплекса.  $t = 581 \pm 14$  млн. лет,  $T = 2195 \pm 68$  млн. лет, СКВО = 0.59.

Таблица 2. Уран-свинцовый возраст цирконов Салдинского комплекса

№ пробы	Концентрация, мкг/г		Изотопный состав*			Изотопные отношения**		Возраст, млн. лет
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	
327	199.1	40.09	307.8	0.1339	0.3929	1.6315	0.13377	1392
328	193.4	35.54	795.2	0.1151	0.2538	2.0226	0.15008	1581
1137	101.3	11.04	437.9	0.0924	0.1295	0.7719	0.09456	574
1226	211.1	40.57	85.92	0.2286	0.5461	0.8054	0.09772	596
1242	190.9	32.41	109.7	0.1915	0.5121	0.7609	0.09332	572

\* Измеренные отношения.

\*\* Исправленные значения на холостой опыт, фракционирование и обыкновенный свинец по [12] на 600 млн. лет.

ности определений U и Pb  $\pm 1\%$ , изотопных отношений  $\pm 0.1\%$ ; стандарт NBS-981.

Полученные результаты позволяют сопоставить аналитические и минералого-геохимические параметры цирконов. Наличие в них ядер и фрагментов субстрата, захваченных растущими гранулитовыми кристаллами, служит существенным основанием для отождествления датировки  $T = 2195 \pm 68$  млн. лет, полученной по верхнему пересечению дискордии (рис. 3) с возрастом самого субстрата, метаморфизм которого отвечал условиям амфиболитовой фации. Отсюда следует принципиальный вывод о том, что при перекристаллизации (диафторезе) цирконов даже в условиях гранулитовой фации, а для СК ее параметры оцениваются в  $T = 850\text{--}1000^\circ\text{C}$  и  $P = 11\text{--}13$  кбар [5], полной потери у них возрастной памяти о ранних этапах своего существования может не происходить. Состав минеральных ассоциаций (Орх–Срх, Орх–Pl, Срх–Pl) в первичных включениях в цирконах и материнских породах [4] практически идентичен, что свидетельствует о их равновесности, т.е. о принадлежности к единому этапу цирконо- и породообразования. Полученные для таких цирконов (пробы 1137, 1226, 1242) практически конкордантные возрастные значения, совпадающие с нижним пересечением дискордии (рис. 3), позволяют рассматривать вендскую датировку  $t = 581 \pm 14$  млн. лет как показатель начальных этапов гранулитового метаморфизма в СК, а также изофациальности кристаллосланцев центральной части СК (пробы 1137, 1242) и плагиогранодиоритов (проба 1226) западной. Последующая история развития комплекса обусловлена регрессивным преобразованием гранулитов, образованием интрузивных габбро-гранулитов и гранитоидов. В цирконах с этими процессами связаны дробление, появление различных обрастаний-выростов, амфиболитизация пироксеновых включений. Кроме того, возникали и но-

вые генерации цирконов, содержащие уже в качестве первичных включений роговую обманку. Для широко развитых в Пряничниковской зоне смятия (Pranitchnikova Shear Zone, [7]) габбро-гранулитов наиболее вероятная датировка составляет 370–390 млн. лет, а для гранитоидов – 320–340 млн. лет [8]. В заключение отметим, что датировки цирконов, подобные полученным для СК, известны и для Ильменогорского комплекса на Южном Урале: селяннинская толща –  $2081 \pm 15$  млн. лет, ильменогорская –  $643 \pm 46$  млн. лет, процессы диафтореза и гранитообразования – от 250 до 400 млн. лет [13, 14]. Близость геохронологических рубежей во многом облегчает сопоставление Среднего и Южного Урала, особенно при решении вопросов о природе докембрийских блоков (террейнов), заключенных в палеозойские, собственно уральские комплексы пород.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грачев В.А., Кейльман Г.А., Крылов Р.А. В сб.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды II Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1969. Т. 5. С. 39–44.
2. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Наука, 1974. 198 с.
3. Крылов Р.А., Бутин В.В. Геология метаморфических комплексов Урала. Межвузовский научно-тематический сборник. Свердловск: Свердлов. гор. ин-т, 1975. В. 116. С. 23–25.
4. Петров Г.А., Фриберг П.М., Ларионов А.М., Шмелев В.Р. В сб.: Геология и металлогения Урала. Екатеринбург: ОАО “Урал. геологосъемоч. экспедиция”, 2000. С. 66–93.
5. Русин А.И. Ежегодник-1998. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1999. С. 70–77.
6. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.

7. *Friberg M., Larionov A., Petrov G.A., Gee D.G.* // Intern. J. Earth Sci. 2000. № 89. P. 21–39.
8. *Краснобаев А.А., Петров Г.А., Давыдов В.А. и др.* Ежегодник-2000. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2001. С. 191–196.
9. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
10. *Krogh T.E.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. № 3. P. 485–494.
11. *Ludwig R.* ISOPLOT Program. USA Geol. Surv. 1991. Open File. Rept. 91.
12. *Stacey J.S., Kramers J.D.* // Earth and Planet Sci. Lett. 1975. V. 26. № 1. P. 207–221.
13. *Краснобаев А.А., Давыдов В.А.* // ДАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 89–94.
14. *Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Шулькин Е.П., Чередниченко Н.В.* // ДАН. 2001. Т. 379. № 6. С. 807–811.