

УДК 550.93:552.4 (571.61)

## ВОЗРАСТ СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ИОННОГО МИКРОЗОНДА (SHRIMP-II)

© 2007 г. Член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий, И. С. Седова, Д. И. Матуков, С. Л. Пресняков, Н. Г. Бережная, Е. В. Толмачева, Л. М. Саморукова, С. А. Сергеев

Поступило 25.05.2006 г.

Гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты и гранито-гнейсы станового комплекса слагают значительную часть Джугджуро-Становой складчатой области (ДССО), отделенной от Алданского щита Становым коллизионным швом и протягивающейся от бассейна р. Нюкжи на западе до Охотского моря на востоке. На юге она граничит с Монголо-Охотским поясом [1]. Традиционно [2] становой комплекс относится к позднему архею, однако до сих пор отсутствуют изотопно-геохронологические доказательства этого. Напротив, в последние годы появляется все больше данных о том, что не только аллохтонные гранитоиды, широко распространенные на данной территории и считавшиеся ранее раннепротерозойскими [2], но и крупные массивы позднестановых гранитов имеют мезозойский (138–142 млн. лет) возраст [3, 4]. Лишь в одном месте, в Дамбукинском блоке центральной части ДССО, была получена архейская датировка для становых гранитов (2835 млн. лет), испытавших преобразование в условиях гранулитовой фации (около 2700 млн. лет [5]).

Настоящее исследование посвящено метаморфизованному в амфиболитовой фации гнейсам, кристаллическим сланцам, мигматитам и гранито-гнейсам эльгаканской серии станового комплекса одноименного блока западной части ДССО. Особенностью этой серии является большой объем основных и средних пород, относящихся к известково-щелочной серии [6]. Эти породы подвергаются интенсивной гранитизации, результатом которой было формирование небуллитов тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава ( $Lc_1$ ). Эти процессы были идентифицированы как магматическое замещение, и участие в них плавления предварительно метасоматически подготовленного вещества не вызывает сомнения

[6, 7]. Процессы синдеформационного частичного плавления происходили и после этого, что выразилось в образовании по крайней мере трех генераций гранитных лейкосом ( $Lc_{2-4}$ ). Важным этапом тектонической истории региона [6] было формирование покровно-надвиговых структур, в которые вовлекаются все комплексы пород. В связи с этими деформациями возникает новая генерация гранитных жил ( $Lc_5$ ), которые по геологическим данным коррелируются с позднестановым комплексом и составляют глубинную, автохтонную его часть.

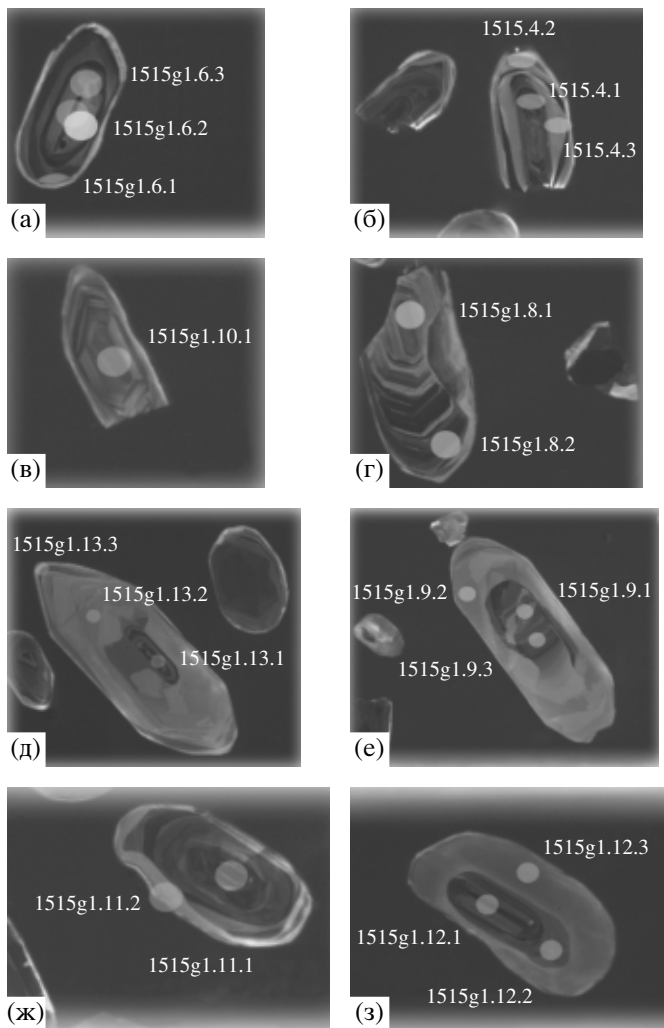
Измерения возраста цирконов производились на ионном микрозонде высокого разрешения (SHRIMP-II) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. В качестве объектов изучения были взяты образцы становых гранито-гнейсов ( $Lc_1$ ), содержащих реликтовые полосы биотит-амфиболовых сланцев и амфиболитов, и гранита  $Lc_5$ .

По морфологическим и текстурным признакам с учетом полученных возрастных значений цирконы становых гранито-гнейсов разделяются на четыре типа, которые в то же время являются разновозрастными популяциями (от древних к молодым).

I. Светло-розовые кристаллы призматического габитуса, субидiomорфные. В катодно-люминисцентном изображении (КЛ) видно, что они состоят из ядер с тонкой ритмичной зональностью и светлых оболочек (рис. 1а–г). Размер зерен 150–250 мкм, коэффициент удлинения ( $K_y$ ) 2–3. Толщина оболочек от 5 до 40 мкм. Содержание U в тонкозональных ядрах 289–2307 ppm, Th 25–766 ppm, Th/U-отношение 0.03–0.68. Столь широкие вариации концентраций связаны с интенсивными последующими изменениями цирконов. В точке, в которой сохранились первичные близконкордантные изотопные отношения (рис. 1а), содержание U 379 ppm, Th 98 ppm, Th/U 0.26. Наблюдаются двух-, а иногда и трехслойные оболочки (рис. 1б), свидетельствующие о многократном росте циркона.

II. Замутненные коричневатые призматические и округленные кристаллы. В КЛ-изображении в них наблюдаются черные метамиктные ядра и свет-

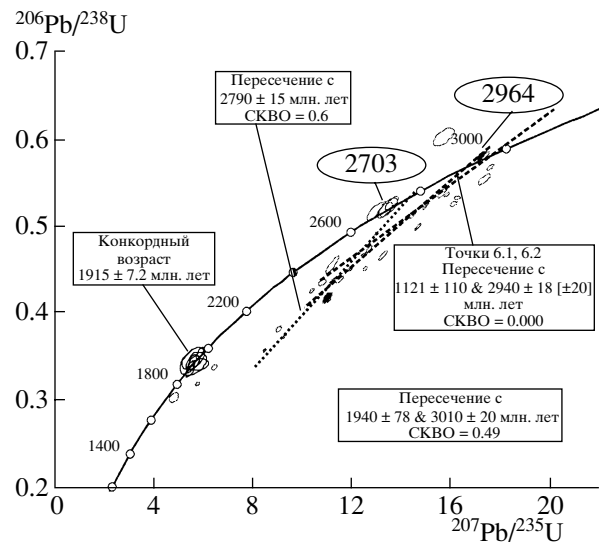
Институт геологии и геохронологии докембрия  
Российской Академии наук, Санкт-Петербург  
Всероссийский научно-исследовательский  
геологический институт им. А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург



**Рис. 1.** Цирконы в катодно-люминесцентном изображении из образца гранито-гнейсов 1515g. Пронумерованы точки зондирования (см. табл.).

лые оболочки различной толщины (рис. 1е, ж), отражающие разную степень метасоматического замещения зерен I типа. Иногда эти ядра почти полностью исчезают. Ядра имеют гетерогенное "блоковое" строение. Содержание U колеблется в широких пределах 227–2515 ppm, Th 18–301 ppm, Th/U 0.02–0.35. Особенно интенсивное обогащение U и Th происходит, по-видимому, в связи с процессами метасоматической гранитизации. В точке, где получено близконкордантное значение возраста, содержание U 1230 ppm, Th 79 ppm, Th/U 0.06.

III. Призматические бесцветные слегка вытянутые и изометрические округленные зерна (рис. 1д, е). В КЛ-спектре не обнаруживают тонкой ритмичной зональности, но присутствует пятнистая и секториальная. В отобранной пробе встречаются редко. Размеры кристаллов 70–400 мкм,  $K_y = 2–3$ . Содержание U 29–61, Th 63–139, характерно аномально высокое отношение Th/U – 1.66–2.28. Эти



**Рис. 2.** Диаграмма с конкордией для цирконов становых гранито-гнейсов. В рамках приведены результаты расчета конкордантного возраста или возраста, рассчитанного по пересечению с конкордией. В овалах приведены конкордантные значения возраста (млн. лет) для единичных зерен.

параметры свидетельствуют о кристаллизации данного циркона при высокотемпературном метаморфизме. [8].

IV. Призматические бесцветные кристаллы, по морфологии и в КЛ-изображении не отличающиеся от цирконов III типа. Они дают обрастания вокруг зерен I, II и III типов (рис. 1б, д, е, ж, з) и являются преобладающими в монофракции. Размер кристаллов 150–400 мкм,  $K_y = 2–3$ . Содержание U 7–431 ppm, Th 0–12 ppm, Th/U-отношение очень низкое 0.0–0.06. Эти геохимические черты характерны для метаморфических цирконов.

В ритмично-зональных ядрах I типа наблюдаются раскристаллизованные и, возможно, стекловатые расплавленные включения, тогда как в оболочках и в отдельных зернах II, III и IV типов наблюдаются исключительно флюидные включения.

Ритмично-зональные ядра (I тип) в основной своей массе дают дискордантные значения изотопных отношений, которые не поддаются линейной аппроксимации с достаточной точностью (рис. 2). Это неудивительно, учитывая полиметаморфический характер исследуемого комплекса. Обратим внимание на точки, близкие к конкордии. Минимальная степень дискордантности 3%, а возраст, полученный по этому ядру,  $2964 \pm 22$  млн. лет (рис. 2). По точкам 1.6.2, 1.12.1 и 4.1, которые отражают разную степень изменения циркона и для которых установлен максимальный возраст по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , построена дискордия с верхним пересечением с конкордией в точке  $3010 \pm 20$  млн. лет.

Таблица 1. Аналитические данные по цирконам гранито-гнейсов (обр. 1515д/1)

№ точки	Тип циркона	Концентрация						Возраст, млн. лет		D, %	Изотопные отношения					
		<sup>206</sup> Pb, %	U, ppm	Th, ppm	Th/U	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*, ppm	(1) <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	(1) <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		(1) <sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	± %	(1) <sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	± %	(1) <sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	± %
1.1	II	0.06	437	22	0.05	0.05	166	2364 ± 12	2712 ± 18	15	0.1866	1.10	11.40	1.20	0.4431	0.62
2.1	III	0.00	29	63	2.17	2.21	13.2	2703 ± 27	2650 ± 16	-2	0.1796	0.95	12.90	1.60	0.5209	1.20
3.1	I	0.01	846	194	0.23	0.24	366	2629 ± 12	2912 ± 4	11	0.2108	0.24	14.64	0.59	0.5035	0.54
4.1	I	0.01	1075	517	0.48	0.50	487	2730 ± 12	2874 ± 3	5	0.2059	0.21	14.97	0.56	0.5273	0.52
4.2	IV	0.06	208	12	0.06	0.06	61.1	1897 ± 11	2173 ± 19	15	0.1357	1.10	6.40	1.30	0.3420	0.66
4.3	II	0.04	184	57	0.31	0.32	85.9	2791 ± 15	2899 ± 6	4	0.2092	0.40	15.63	0.79	0.5418	0.68
5.1	III	0.21	56	98	1.66	1.79	29.4	3054 ± 27	2725 ± 23	-11	0.1880	1.40	15.71	1.80	0.6060	1.10
6.1	II	-	2515	260	0.10	0.11	952	2354 ± 10	2688 ± 7	14	0.1839	0.40	11.18	0.65	0.4408	0.51
7.1	IV	0.69	39	2	0.05	0.04	10.3	1728 ± 18	1844 ± 42	7	0.1127	2.30	4.78	2.60	0.3074	1.20
7.2	II	0.38	752	90	0.12	0.12	245	2068 ± 10	2625 ± 6	27	0.1771	0.34	9.23	0.64	0.3783	0.55
8.1	II	-	429	37	0.09	0.09	169	2440 ± 30	2620 ± 11	7	0.1764	0.69	11.19	1.60	0.4601	1.50
9.1	IV	0.30	18	0	0	0.01	5.4	1923 ± 26	1904 ± 42	-1	0.1166	2.30	5.59	2.80	0.3476	1.50
10.1	IV	0.15	38	0	0	0.01	11.1	1876 ± 20	1903 ± 32	1	0.1165	1.80	5.43	2.10	0.3377	1.20
11.1	IV	0.06	31	0	0	0.00	9.1	1900 ± 21	1889 ± 27	-1	0.1156	1.50	5.46	2.00	0.3427	1.30
12.1	III	0.07	50	114	2.28	2.36	22.8	2743 ± 22	2706 ± 13	-1	0.1859	0.79	13.59	1.30	0.5304	0.98
13.1	IV	1.65	7	0	0	0.01	2.12	1917 ± 42	1900 ± 100	-1	0.1163	5.80	5.55	6.30	0.3464	2.50
14.1	II	0.01	845	222	0.26	0.27	347	2518 ± 11	2762 ± 6	10	0.1923	0.39	12.67	0.67	0.4779	0.54
15.1	IV	0.15	16	1	0.06	0.03	4.92	1922 ± 28	1889 ± 50	-2	0.1156	2.80	5.54	3.30	0.3474	1.70
1.1.1	I	0.06	516	111	0.22	0.22	209	2490 ± 9	2759 ± 7	10	0.1920	0.44	12.48	0.61	0.4715	0.43
1.2.1	I	0.02	526	356	0.68	0.70	213	2486 ± 16	2857 ± 7	13	0.2039	0.44	13.23	0.90	0.4706	0.78
1.3.1	I	0.01	2307	766	0.33	0.34	1070	2784 ± 7	2923 ± 5	5	0.2124	0.29	15.82	0.43	0.5403	0.32
1.4.1	I	0.02	988	204	0.21	0.21	450	2740 ± 8	2982 ± 7	8	0.2203	0.44	16.09	0.57	0.5297	0.37
1.5.1	II	0.01	1096	18	0.02	0.02	340	1989 ± 6	2552 ± 8	22	0.1694	0.47	8.44	0.60	0.3614	0.38
1.6.1	I	0.02	379	98	0.26	0.27	190	2964 ± 13	2945 ± 7	-1	0.2152	0.42	17.32	0.68	0.5838	0.54
1.7.1	II	0.09	370	36	0.10	0.10	123	2104 ± 11	2552 ± 11	18	0.1694	0.64	9.02	0.88	0.3859	0.61
1.6.2	I	0.01	718	239	0.33	0.34	352	2914 ± 10	3000 ± 5	3	0.2227	0.34	17.55	0.54	0.5716	0.41
1.6.3	II	0.10	227	41	0.18	0.19	81.9	2261 ± 14	2735 ± 12	17	0.1892	0.73	10.96	1.00	0.4201	0.73
1.8.1	I	0.00	289	25	0.09	0.09	139	2858 ± 17	3017 ± 9	5	0.2251	0.58	17.32	0.94	0.5579	0.75
1.8.2	I	0.03	1031	35	0.03	0.03	404	2420 ± 7	2819 ± 5	14	0.1991	0.32	12.51	0.48	0.4555	0.35
1.9.1	IV	0.00	431	11	0.03	0.03	120	1804 ± 7	2080 ± 11	13	0.1287	0.64	5.73	0.79	0.3230	0.47
1.9.2	III	0.04	45	97	2.16	2.20	20.5	2723 ± 29	2703 ± 22	-1	0.1856	1.40	13.45	1.90	0.5257	1.30
1.9.3	II	0.02	569	67	0.12	0.12	210	2306 ± 8	2603 ± 7	11	0.1746	0.44	10.36	0.59	0.4302	0.40
1.10.1	I	0.00	336	145	0.43	0.45	149	2689 ± 13	2842 ± 8	5	0.2019	0.52	14.41	0.77	0.5176	0.57
1.11.1	II	0.01	1230	79	0.06	0.07	523	2594 ± 7	2741 ± 4	5	0.1899	0.25	12.97	0.40	0.4954	0.31
1.11.2	IV	1.60	79	3	0.04	0.04	23.8	1912 ± 21	1977 ± 79	3	0.1214	4.40	5.78	4.60	0.3453	1.20
1.12.1	I	-	1584	419	0.26	0.27	730	2768 ± 5	2976 ± 7	7	0.2194	0.47	16.23	0.52	0.5363	0.24
1.12.2	III	0.02	382	133	0.35	0.36	144	2348 ± 10	2634 ± 14	11	0.1780	0.84	10.78	0.99	0.4393	0.53
1.12.3	IV	0.00	15	0	0	0.01	4.56	1946 ± 41	1872 ± 85	-4	0.1145	4.70	5.56	5.30	0.3524	2.40
1.13.1	II	0.00	959	301	0.31	0.32	375	2417 ± 6	2742 ± 5	12	0.1900	0.30	11.92	0.43	0.4549	0.30
1.13.2	III	0.03	61	139	2.28	2.35	27.4	2709 ± 25	2696 ± 19	-1	0.1847	1.20	13.30	1.60	0.5224	1.10
1.13.3	IV	0.25	170	10	0.06	0.06	52.6	1974 ± 21	1931 ± 21	-2	0.1183	1.20	5.85	1.70	0.3583	1.20

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ. Pb<sub>c</sub> и Pb\* – обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта не превышает 0.38%. (1) Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному <sup>204</sup>Pb. D – коэффициент дискордантности: 100 ((1 – (возраст <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U))/(возраст <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb)).

Это значение может быть соотнесено с возрастом протолита.

Следующая группа точек вблизи конкордии на диаграмме рис. 2 относится к цирконам II и III типов. Построенная для II типа цирконов дискордия дает возраст  $2790 \pm 15$  млн. лет. Изотопные отношения, отвечающие минимальной дискордантности (2%), по циркону III типа дают возраст  $2703 \pm 20$  млн. лет. Он принимается за истинный. Хотя ошибка при данной системе расчета может оказаться сильно заниженной, указанные датировки можно использовать для корреляции геологических событий. Это значение может быть интерпретировано как время проявления метаморфизма и гранитизации.

Третья группа точек, сосредоточенных вблизи конкордии, относится к цирконам IV типа. Расчетное значение конкордантного возраста по шести точкам с низкой степенью дискордантности ( $\pm 1\%$ , табл. 1) –  $1915 \pm 7$  млн. лет. В данном случае наблюдается довольно существенный разброс точек вдоль конкордии, и погрешность может быть сильно заниженной. Судя по особенностям циркона, эта датировка соотносится с метаморфическим событием, с которым может быть связана мигматизация  $Lc_{2-4}$ .

Результаты изотопно-геохронологического исследования гранита  $Lc_5$ , сопоставляемого с позднестановыми гранитами, будут темой специального обсуждения. Отметим лишь, что расчетный конкордантный возраст циркона в них  $139 \pm 4$  млн. лет.

Суммируя приведенные выше данные, обратим внимание на то, что датировки протолита 2964 и 3010 млн. лет являются древнейшими для всей ДССО и приближаются к модельному Nd-возрасту, полученному по становым гранитам и чарнокитам Дамбукинского блока, возраст изверженного протолита которых составлял соответственно  $2833 \pm 15$  и  $2828 \pm 34$  млн. лет [5]. Высокотемпературный региональный метаморфизм, мигматизация и гранитизация эльгаканской серии с возрастом  $2703 \pm 20$  млн. лет коррелируется с известными метаморфическими событиями, проявленными на всей территории ДССО и в зоне влияния Станового шва, где устанавливается метаморфизм гранулитовой фации: в Дамбукинском блоке [5] –  $2648 \pm 3$ , в Курультинском блоке –  $2707 \pm 7$  [9], в Ларбинском (Эльгаканском) блоке [1] –  $2658$  млн. лет. Эти факты подтверждают сделанный ранее вывод [1] о существовании в позднем архее метаморфической зональности и латерального перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации, которые позднее были тектонически нарушены.

Приведенные в работе данные показывают, что в эльгаканской серии проявился раннепротерозой-

ский метаморфизм с возрастом  $1915 \pm 7$  млн. лет. Несмотря на некоторую неопределенность этого результата, данное событие хорошо коррелируется с широко проявленным высокоградным, часто высокобарическим метаморфизмом. В Сутамском блоке он имеет возраст  $1955 \pm 35$  млн. лет [10], в Курультинском блоке –  $1849 \pm 15$  млн. лет [9], в Дамбукинском блоке –  $1896 \pm 15$  млн. лет [5], в Могочинском блоке –  $1950 \pm 60$  млн. лет [11]. Это событие интересно потому, что оно обнаруживает связь с коллизионными зонами, возникшими в силу аккреции фрагментов архейской коры к южному (в современных координатах) краю Сибирского континента.

Установленный возраст поздних гранитов ( $139 \pm 4$  млн. лет), с высокой точностью совпадающий с возрастом ранее продатированных позднестановых гранитов [4], подтверждает правомерность выполненной ранее их корреляции и вывода о проявлении меловых метаморфизма и мигматизации станового комплекса [12].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 05–05–65128), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. // ДАН. 2006. Т. 409. № 2. С. 222–226.
2. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.
3. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
4. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 417–432.
5. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 1–19.
6. Седова И.С., Глебовицкий В.А. В кн.: Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985. С. 92–121.
7. Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.
8. Varva G., Schmid R., Gebauer D. // Contribs Mineral. and Petrol. V. 134. P. 380–404.
9. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Глебовицкий В.А. и др. // ДАН. 2004. Т. 398. № 2. С. 239–243.
10. Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. // ДАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 526–529.
11. Бибикина Е.В., Гаврикова С.Н., Федорчук В.Я. и др. // Геохимия. 1993. № 10. С. 1428–1438.
12. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. // ДАН. 2006. Т. 409. № 2. С. 222–226.