

УДК 550.93:552.321.1(571.51)

## ДРЕВНЕЙШИЕ ГРАНИТОИДЫ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: U–Th–Pb-ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНАМ

© 2004 г. А. Е. Верниковская, член-корреспондент РАН В. А. Верниковский,  
М. Т. Д. Вингейт, Н. В. Попов, А. М. Ясенеv

Поступило 15.03.2004 г.

Енисейский кряж представляет собой докембрийский складчато-надвиговой пояс, сформированный в результате последовательной аккреции террейнов различной природы к западной окраине Сибирского кратона в неопротерозое [1]. Этот регион имеет во многом ключевое значение не только для понимания тектонической эволюции Сибирского кратона в докембрии, но и для глобальных палеотектонических реконструкций. В частности, на основе ранее опубликованных геохронологических данных для тейского гранито-гнейсового комплекса [2] в литературе неоднократно обсуждался вопрос о проявлении в западном обрамлении Сибирского кратона гренвиллских коллизионных событий (1100–1000 млн. лет назад), что очень важно при решении проблемы формирования мезо-неопротерозойского суперконтинента Родинии [3, 4]. В результате выполненных в последние годы геохронологических исследований для гранитоидов Заангарья Енисейского кряжа установлено, что все возрастные оценки не выходили за пределы неопротерозоя [5–8]. Поэтому была поставлена задача – детально исследовать тейский гранитно-метаморфический комплекс как возможный объект гренвиллских коллизионных событий. В настоящей работе приводятся данные изучения двух гранитных массивов (рис. 1) – Тейского (р. Уволга, левый приток р. Тея) и Каламинского (среднее течение р. Енашимо), вмещающими для которых являются преимущественно метапелитовые и высокоглиноземистые сланцы и гнейсы. Для решения принципиального вопроса о возрасте формирования этих гранитов впервые для пород Енисейского кряжа авторами выполнены изотопные анализы U, Th и Pb в цирконах на приборе “Perth Consortium SHRIMP II ion microprobe” (г. Перт, Австралия).

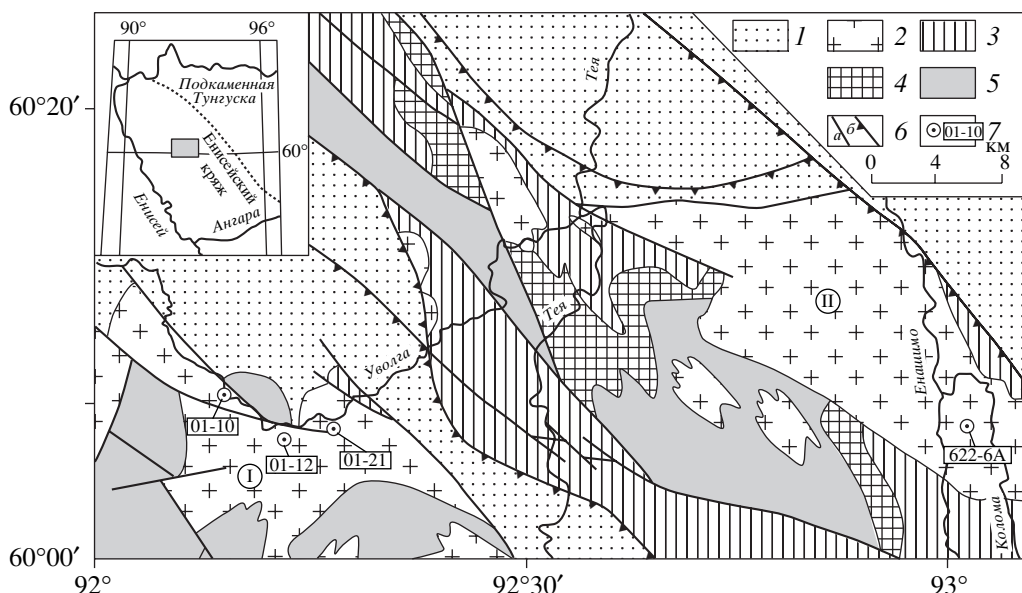
В строении Тейского массива преобладают амфибол-биотитовые граниты, реже отмечаются диориты и плагิโอграниты. Породы имеют порфировидную, мелко- или среднезернистую структуры и часто гнейсовидную текстуру. Массивные порфировидные породы образуют небольшие интрузивные тела и жилы биотитовых лейкогранитов, аплитов и пегматитов, содержащие в заметных количествах турмалин. В Каламинском массиве преобладают биотитовые низкощелочные граниты, имеющие массивную и среднезернистую структуры.

Породы Тейского и Каламинского массивов соответствуют по составу гранитам смешанного S–I-типа, которые близки по геохимическим характеристикам породам Ерудинского массива [7]. Эти известково-щелочные гранитоиды имеют преимущественно слабопералюминиевый состав, характеризуются широкими вариациями значений нормативного корунда (от 1.9 до 4.5%) и отношений  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (от 0.4 до 5.5). С ростом содержания кремнезема в породах увеличиваются значения отношений  $(\text{La}/\text{Lu})_N$ , суммы РЗЭ и снижаются концентрации  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

U–Th–Pb-отношения и абсолютные содержания элементов определены относительно стандарта циркона  $\text{CZ}_3$  ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.09143$ ; 564 млн. лет; 550 ppm  $^{238}\text{U}$ ) согласно [10]. Использованные аналитические приемы описаны ранее [11, 12]. Поправки на обычный свинец выполнены с использованием нерадиогенного  $^{204}\text{Pb}$  [13].

Цирконы, выделенные из образцов низкощелочного гранита (обр. 01-10) и двух лейкогранитов (обр. 01-12 и 01-21) Тейского массива имеют сходные морфологические характеристики. В большинстве случаев они идиоморфны и субидиоморфны, имеют длиннопризматический облик, достигая в длину от 250 до 500 мкм;  $K_{\text{удл}}$  – от 2 до 5. Окраска циркона изменяется от бесцветной до темно-коричневой, в большинстве кристаллов наблюдается трещиноватость и идиоморфная магматическая зональность. Цирконы из образца низкощелочного гранита (622-6А) Каламинского массива преимущественно идиоморфны, имеют длинно-

*Институт геологии  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск  
Тектонический специальный исследовательский  
центр Университета Западной Австралии,  
г. Перт, Австралия*



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта междуречья Уволги и Енашимо (Енисейский край), составлена с использованием [9]. 1 – зеленосланцевые и неметаморфизованные отложения венда и неопротерозоя (нерасчлененные); 2 – граниты Тейского (I) и Каламинского (II) массивов; 3 – кварциты, двуслюдяные и биотит-гранатовые сланцы с прослоями гранат-ставролитовых сланцев, амфиболитов и мраморов; 4 – андалузит-силлиманитовые и двуслюдяные сланцы с прослоями кварцитов; 5 – биотитовые и биотит-амфиболовые микрогнейсы, амфиболиты с прослоями кварцитов и мраморов; 6 – тектонические границы: разломы (а) и надвиги (б); 7 – точки отбора проб.

призматический облик; размер кристаллов достигает 600 мкм,  $K_{удл} = 6.0$ . Большинство кристаллов цирконов прозрачные, их окраска меняется от бесцветной до бледно-желтой, для их внутреннего строения характерна идиоморфная магматическая зональность.

Двенадцать локальных анализов изотопного состава 12 цирконов обр. 01-10 (табл. 1, I, рис. 2а), некорректированных на обычный свинец, образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $864 \pm 4$  млн. лет ( $1\sigma$ , СКВО = 1.0), нижнее пересечение стремится к 0. Среднее значение возраста, рассчитанного по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , откорректированному на обычный свинец, составляет  $858 \pm 9$  млн. лет ( $1\sigma$ , СКВО = 0.4). В качестве наиболее точной оценки времени кристаллизации этой породы использована оценка возраста  $864 \pm 9$  млн. лет ( $2\sigma$ ) (верхнее пересечение дискордии).

Дискордия, рассчитанная для 13 анализов 12 цирконов обр. 01-12 (табл. 1, II, рис. 2б), определяет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту  $850 \pm 5$  млн. лет ( $1\sigma$ , СКВО = 3.0, т.е. дисперсия данных превышает аналитическую точность. Большинство кристаллов значительно обогащены  $^{238}\text{U}$  (в среднем 1700 г/т). Некоторые фрагменты кристаллов характеризуются значительной дискордантностью, что связано с потерями радиогенного Pb (табл. 1). Если исключить наиболее дискордантный анализ (7.1),

то верхнее пересечение рассчитанной дискордии будет отвечать возрасту  $856 \pm 3$  млн. лет ( $1\sigma$ , СКВО = 1.1). Среднее значение отношений  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ( $n = 13$ ), скорректированных на обычный Pb, соответствует возрасту  $868 \pm 5$  млн. лет ( $1\sigma$ , СКВО = 0.4). Эту оценку мы используем в качестве возраста кристаллизации этого образца, соответствующего  $868 \pm 10$  млн. лет ( $2\sigma$ ).

Практически все цирконы из обр. 01-21 (табл. 1, III) значительно обогащены  $^{238}\text{U}$  (980–3250 г/т, среднее 1900 г/т), а содержание в них  $^{232}\text{Th}$  варьирует от 205 до 1140 г/т. Лишь один из кристаллов этой пробы отличался от других не только размером (более 800 мкм) и меньшей прозрачностью, но и составом (200–300 г/т  $^{238}\text{U}$  и 55–125 г/т  $^{232}\text{Th}$ ). Три изотопных анализа (9.1, 9.2, 9.3), выполненных для этого идиоморфного ксенокристалла циркона (степень дискордантности 0.6–20%), определяют  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст, соответствующий  $1600 \pm 17$  млн. лет ( $1\sigma$ , СКВО = 0.7); единичный конкордантный анализ соответствует возрасту ~1610 млн. лет. Точки изотопного состава других кристаллов циркона (поправка по  $^{204}\text{Pb}$ ) сосредоточены практически на конкордии; их возраст соответствует 860 млн. лет (рис. 2в). Отношения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  близки (СКВО = 0.2), тогда как дисперсия отношений  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  превышает предел аналитической точности (СКВО = 4.6). Прямая дискордантность исследованных цирконов указывает на потери радиогенного Pb, а сходимость их

**Таблица 1.** U–Th–Pb-аналитические данные для цирконов из разных образцов

Зерно	<sup>238</sup> U, г/г	Th/U	<i>f</i> <sub>206</sub> , %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (1σ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (1σ)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U-воз- раст (1σ), млн. лет	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb-воз- раст (1σ), млн. лет
<b>I. Образец 01-10</b>							
Сессия 1							
1.1	127	2.57	1.574	0.1415 ± 0.0048	0.06611 ± 0.00460	853 ± 27	810 ± 139
2.1	1235	0.11	0.092	0.1430 ± 0.0023	0.06742 ± 0.00038	862 ± 13	851 ± 12
3.1	174	0.41	0.198	0.1452 ± 0.0027	0.06777 ± 0.00160	874 ± 15	862 ± 48
4.1	575	0.41	0.160	0.1441 ± 0.0023	0.06770 ± 0.00069	868 ± 13	859 ± 21
5.1	348	0.58	0.775	0.1443 ± 0.0048	0.06740 ± 0.00350	869 ± 27	850 ± 104
6.1	186	0.66	0.219	0.1460 ± 0.0034	0.06823 ± 0.00213	879 ± 19	876 ± 63
7.1	245	0.36	0.399	0.1397 ± 0.0020	0.06644 ± 0.00196	843 ± 11	820 ± 61
Сессия 2							
8.1	473	0.12	0.134	0.1463 ± 0.0023	0.06915 ± 0.00107	880 ± 13	903 ± 32
9.1	2599	0.21	0.050	0.1439 ± 0.0022	0.06745 ± 0.00103	866 ± 12	852 ± 31
10.1	193	0.58	0.342	0.1461 ± 0.0024	0.06935 ± 0.00167	879 ± 14	909 ± 49
11.1	277	0.40	1.821	0.1377 ± 0.0025	0.06715 ± 0.00332	832 ± 14	842 ± 100
12.1	211	0.35	0.202	0.1439 ± 0.0032	0.06806 ± 0.00204	867 ± 18	870 ± 61
<b>II. Образец 01-12</b>							
Сессия 1							
1.1	1707	0.29	0.065	0.1439 ± 0.0018	0.06838 ± 0.00051	867 ± 10	880 ± 15
2.1	2579	0.29	0.051	0.1418 ± 0.0020	0.06806 ± 0.00044	855 ± 11	870 ± 13
3.1	1299	0.21	0.056	0.1364 ± 0.0034	0.06879 ± 0.00105	824 ± 19	892 ± 31
3.2	2354	0.27	0.133	0.1391 ± 0.0022	0.06756 ± 0.00057	840 ± 13	855 ± 17
4.1	2270	0.23	0.032	0.1414 ± 0.0024	0.06807 ± 0.00065	852 ± 13	871 ± 20
5.1	2560	0.33	0.052	0.1403 ± 0.0025	0.06750 ± 0.00098	846 ± 14	853 ± 30
6.1	1688	0.27	0.078	0.1420 ± 0.0020	0.06760 ± 0.00044	856 ± 12	856 ± 13
7.1	1628	0.26	0.261	0.1353 ± 0.0012	0.06800 ± 0.00062	818 ± 7.0	868 ± 19
8.1	2538	0.17	0.004	0.1394 ± 0.0016	0.06765 ± 0.00039	841 ± 9.0	858 ± 12
Сессия 2							
9.1	1558	0.09	0.068	0.1444 ± 0.0019	0.06838 ± 0.00053	869 ± 11	880 ± 16
10.1	127	0.52	0.254	0.1447 ± 0.0026	0.06958 ± 0.00303	871 ± 15	916 ± 87
11.1	1848	0.17	0.096	0.1434 ± 0.0025	0.06792 ± 0.00098	864 ± 14	866 ± 30
12.1	1311	0.59	0.073	0.1435 ± 0.0013	0.06819 ± 0.00034	864 ± 8	874 ± 10
<b>III. Образец 01-21</b>							
Сессия 1							
1.1	2485	0.30	0.509	0.1421 ± 0.0028	0.06784 ± 0.00173	857 ± 16	864 ± 52
2.1	3252	0.35	0.046	0.1490 ± 0.0022	0.06792 ± 0.00033	896 ± 12	866 ± 10
3.1	1751	0.45	0.005	0.1422 ± 0.0021	0.06800 ± 0.00047	857 ± 12	868 ± 14
4.1	980	0.22	0.432	0.1431 ± 0.0016	0.06758 ± 0.00168	862 ± 9	856 ± 51
5.1	2144	0.26	0.321	0.1400 ± 0.0017	0.06784 ± 0.00045	845 ± 10	864 ± 14
6.1	1402	0.15	0.265	0.1381 ± 0.0012	0.06837 ± 0.00067	834 ± 7	880 ± 20
7.1	2502	0.31	0.094	0.1401 ± 0.0018	0.06782 ± 0.00072	845 ± 10	863 ± 22
8.1	1793	0.27	0.171	0.1368 ± 0.0033	0.06754 ± 0.00041	827 ± 19	855 ± 13
9.1	177	0.31	0.543	0.2149 ± 0.0046	0.09681 ± 0.00185	1255 ± 24	1563 ± 35
9.2	196	0.41	0.032	0.2858 ± 0.0047	0.09926 ± 0.00104	1621 ± 24	1610 ± 19
9.3	297	0.42	0.446	0.2294 ± 0.0064	0.09842 ± 0.00422	1331 ± 34	1594 ± 78

Таблица 1. Окончание

Зерно	$^{238}\text{U}$ , г/г	Th/U	$f_{206}$ , %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1 $\sigma$ )	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (1 $\sigma$ )	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -воз- раст (1 $\sigma$ ), млн. лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -воз- раст (1 $\sigma$ ), млн. лет
Сессия 2							
10.1	1620	0.45	0.231	$0.1459 \pm 0.0014$	$0.06755 \pm 0.00060$	$878 \pm 8$	$855 \pm 18$
11.1	2223	0.32	0.209	$0.1483 \pm 0.0019$	$0.06811 \pm 0.00044$	$891 \pm 11$	$872 \pm 13$
12.1	1749	0.23	0.084	$0.1424 \pm 0.0016$	$0.06775 \pm 0.00075$	$858 \pm 9$	$861 \pm 23$
<b>IV. Образец 622-6A</b>							
1.1	137	0.50	1.577	$0.1439 \pm 0.0030$	$0.07474 \pm 0.00630$	$867 \pm 17$	$1061 \pm 161$
2.1	179	0.28	1.995	$0.1404 \pm 0.0016$	$0.06886 \pm 0.00255$	$847 \pm 9$	$895 \pm 75$
3.1	255	0.26	0.277	$0.1455 \pm 0.0022$	$0.06719 \pm 0.00210$	$876 \pm 12$	$844 \pm 64$
4.1	255	0.47	0.263	$0.1473 \pm 0.0022$	$0.06846 \pm 0.00110$	$886 \pm 13$	$883 \pm 33$
5.1	198	0.56	0.377	$0.1469 \pm 0.0016$	$0.06772 \pm 0.00157$	$883 \pm 9$	$860 \pm 47$
6.1	270	0.24	0.247	$0.1436 \pm 0.0025$	$0.06835 \pm 0.00234$	$865 \pm 14$	$879 \pm 69$
7.1	914	0.24	0.343	$0.1322 \pm 0.0010$	$0.06818 \pm 0.00077$	$800 \pm 6$	$874 \pm 23$
8.1	684	0.51	0.091	$0.1427 \pm 0.0035$	$0.06842 \pm 0.00110$	$860 \pm 20$	$881 \pm 33$
9.1	227	0.62	1.707	$0.1451 \pm 0.0020$	$0.06700 \pm 0.00317$	$873 \pm 11$	$838 \pm 96$
10.1	1144	0.48	0.275	$0.1442 \pm 0.0017$	$0.06808 \pm 0.00062$	$868 \pm 10$	$871 \pm 19$
11.1	512	0.50	0.275	$0.3539 \pm 0.0048$	$0.12261 \pm 0.00120$	$1953 \pm 23$	$1995 \pm 17$
12.1	760	0.36	0.195	$0.1452 \pm 0.0013$	$0.06840 \pm 0.00065$	$874 \pm 7$	$881 \pm 20$
13.1	276	0.38	0.459	$0.1463 \pm 0.0034$	$0.06626 \pm 0.00170$	$880 \pm 19$	$815 \pm 53$

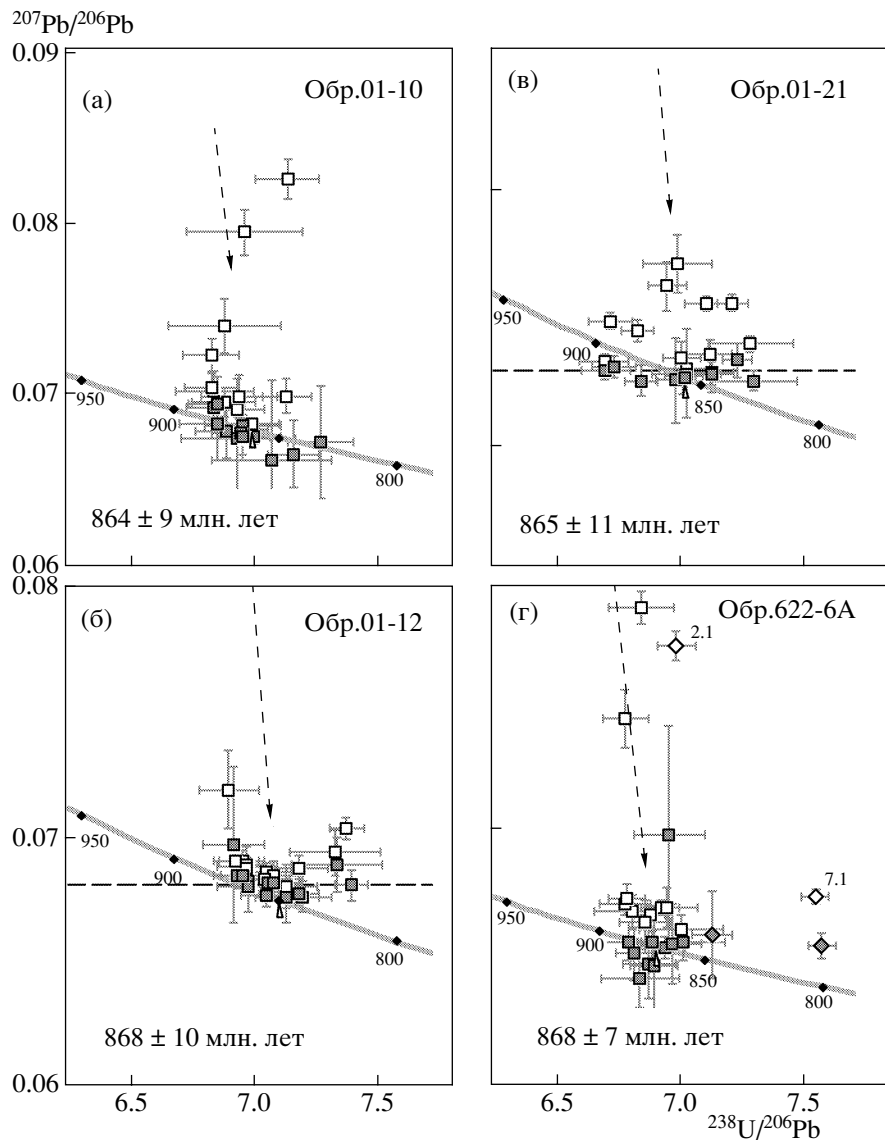
Примечание.  $f_{206}$  пропорция обычного  $^{206}\text{Pb}$  в сумме измеренного  $^{206}\text{Pb}$ . Все отношения и возраст откорректированы на обычный Pb, с использованием измеренных  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -отношений. Неопределенности в  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -отношениях и возрастах включают калибровочную погрешность (1 $\sigma$ ) 0.43% (сессия 1) и 0.60% (сессия 2) – для образцов 01-10, 01-12 и 01-21; для обр. 622-6A калибровочная погрешность (1 $\sigma$ ): 0.39%.

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста свидетельствует о том, что потери свинца происходили в современное время. Обратная дискордантность обычна для ион-микронных анализов разнообразных метамиктных цирконов, которые обогащены U и Th, что, вероятно, связано с некоторым избытком Pb относительно U, объясняемым радиационнообусловленными микроструктурными изменениями (метамиктизацией) цирконов [14]. Появление метамиктности в цирконах и некоторая корреляция между  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -возрастом и концентрацией  $^{238}\text{U}$  свидетельствует в поддержку таких механизмов. В качестве лучшей оценки возраста кристаллизации взят средний возраст ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ), который составляет  $865 \pm 11$  млн. лет (2 $\sigma$ ).

Точки изотопного состава 13 кристаллов циркона (13 анализов) обр. 622-6A (табл. 1, IV) большей частью хорошо сгруппированы на конкордии. Один фрагмент из проанализированного кристалла (11.1) характеризуется более древним  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрастом, составляющим 1995 млн. лет и, по-видимому, является ксеногенным. Два кристалла циркона (2.1, 7.1; рис. 2г) имеют более молодой возраст, согласующийся с потерей радиогенного Pb. За исключением этих двух анализов

линия регрессии, рассчитанная для изотопного состава циркона, имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту  $875 \pm 3$  млн. лет (1 $\sigma$ , СКВО = 0.8). Все  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -отношения, пересчитанные после коррекции на изотопный состав обычного Pb, согласуются в пределах аналитической точности и определяют значение возраста  $873 \pm 10$  млн. лет (1 $\sigma$ , СКВО = 0.2). В качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации образца мы принимаем конкордантный  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -возраст  $875 \pm 7$  млн. лет (2 $\sigma$ ).

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что в Заангарье Енисейского края отчетливо выделяется наиболее раннее неопротерозойское коллизионное событие в интервале 865–880 млн. лет назад. По установленному геологическому положению, химическому составу и возрасту формирования гранитоидов к единому тейскому комплексу, кроме Тейского и Каламинского массивов, рассмотренных в настоящем сообщении, могут быть отнесены граниты Ерудинского массива с возрастом 878 млн. лет [7]. В настоящее время мы не можем уверенно сказать, в пределах какого континента или микроконтинента были сформированы граниты этого



**Рис. 2.**  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -диаграмма с конкордией для цирконов из гранитоидов Енисейского кряжа. Результаты, некорректированные на обычный свинец, показаны полыми квадратами; скорректированные данные с учетом  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -отношения показаны заполненными квадратами. Горизонтальные штриховые линии на рис. 2б и 2в показывают среднее  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -отношение, по которому проведена оценка возраста этих двух образцов. На рис. 2г два изотопных анализа, не включенные в расчет возраста образца, показаны ромбами.

комплекса. Наиболее вероятно, что они образовались за пределами Сибирского кратона и входили в состав Центрально-Ангарского террейна еще до его столкновения с Сибирью. Этот сценарий представляется нам наиболее предпочтительным, так как получены весомые данные, показывающие, что в результате коллизии Центрально-Ангарского террейна с Сибирским кратоном образовались гранитоиды аяхтинского и глушихинского комплексов с возрастом 760–720 млн. лет [7, 8]. Геохронологические данные, полученные в последние годы, в том числе представленные в настоящем сообщении, не позволяют рассматривать

Енисейский кряж в качестве объекта гренвиллских коллизионных событий.

Авторы искренне благодарят Е.Б. Сальникову за консультации при обсуждении геохронологических результатов, а также С.З. Яковлеву за работу по выделению циркона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 01–05–64732, 03–05–65090), Совета по грантам президента Российской Федерации (грант НШ-1247.2003.5) и Тектонического специального исследовательского центра университета Западной Австралии. U–Th–Pb-измерения были выполнены с использованием прибора

“SHRIMP II ion microprobe”, обслуживаемого консорциумом г. Перта (Австралия), в состав которого входят Геологическая служба Западной Австралии, Университет Западной Австралии и Кётин технический университет, при поддержке Австралийского научного совета. Исследования были выполнены в рамках международного научного проекта IGCP 440.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B. *et al.* // *Tectonophysics*. 2003. V. 375. P. 147–168.
2. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 96–123.
3. Condie K.C., Rosen O.M. // *Geology*. 1994. V. 22. P. 168–170.
4. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. // *Gondwana Res.* 2003. V. 6. № 2. P. 143–159.
5. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В. и др. // *Геология и геофизика*. 1999. Т. 40. № 9. С. 1305–1313.
6. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И. и др. // *ДАН*. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.
7. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др. // *Геология и геофизика*. 2002. Т. 43. № 3. С. 259–272.
8. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др. // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 1. С. 53–67.
9. Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1 : 500000 / Под ред. А.К. Мкртычяна, М.Л. Шермана. Красноярск: Красноярскгеологосъемка, 1998. 6 л.
10. Nelson D.R. // *West. Austral. Geol. Surv.* 1997. Record 1997 / 2. 189 p.
11. Compston W., Williams I.S., Meyer C. // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. P. 525–534.
12. Hanley L.M., Wingate M.T.D. // *Austral. J. Earth Sci.* 2000. V. 47. P. 1029–1040.
13. Cumming G.L., Richards J.R. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 28. P. 155–171.
14. McLaren A.C., Fitzgerald J.D., Williams I.S. // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1994. V. 58. P. 993–1005.