

УДК 550.93:552.321.1

## ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: СОБЫТИЕ В ИНТЕРВАЛЕ 750–720 МЛН. ЛЕТ НАЗАД

© 2002 г. В. А. Верниковский, А. Е. Верниковская,  
Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, В. П. Ковач

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 05.12.2001 г.

Поступило 25.12.2001 г.

Енисейский кряж является ключевой структурой в западном обрамлении Сибирской платформы. Он представляет собой сложнопостроенный складчато-надвиговый пояс, строение и геодинамическая эволюция которого широко обсуждаются в современной геологической литературе в связи с проблемами формирования и распада позднедокембрийского суперконтинента Родинии [1–4]. Особое значение в этой проблеме отводится гранитоидным комплексам разных типов, которые фиксируют коллизионные, постколлизионные события, а также условия формирования островных дуг и внутриплитных обстановок. Петролого-геохимические и геохронологические данные последних лет, полученные U–Pb- и Sm–Nd-методами, показывают, что в позднедокембрийской истории формирования Енисейского кряжа отчетливо выделяются два коллизионных события – на уровне 880–866 млн. лет [5, 6] и 760–750 млн. лет [4, 6]. Ко второму отнесено формирование гранитоидного пояса, традиционно описываемого в составе татарско-аяхтинского комплекса [7, 8]. Наши петролого-геохимические и геохронологические исследования последних лет позволили установить, что с этим же коллизионным этапом связано образование и другого гранитоидного комплекса – глушихинского, но в постколлизионную стадию (750–720 млн. лет).

Нами изучены три наиболее представительных массива – Глушихинский, Стрелковский и Лендахский, образующих небольшие (до десятков км<sup>2</sup>), вытянутые в плане овалы, про-

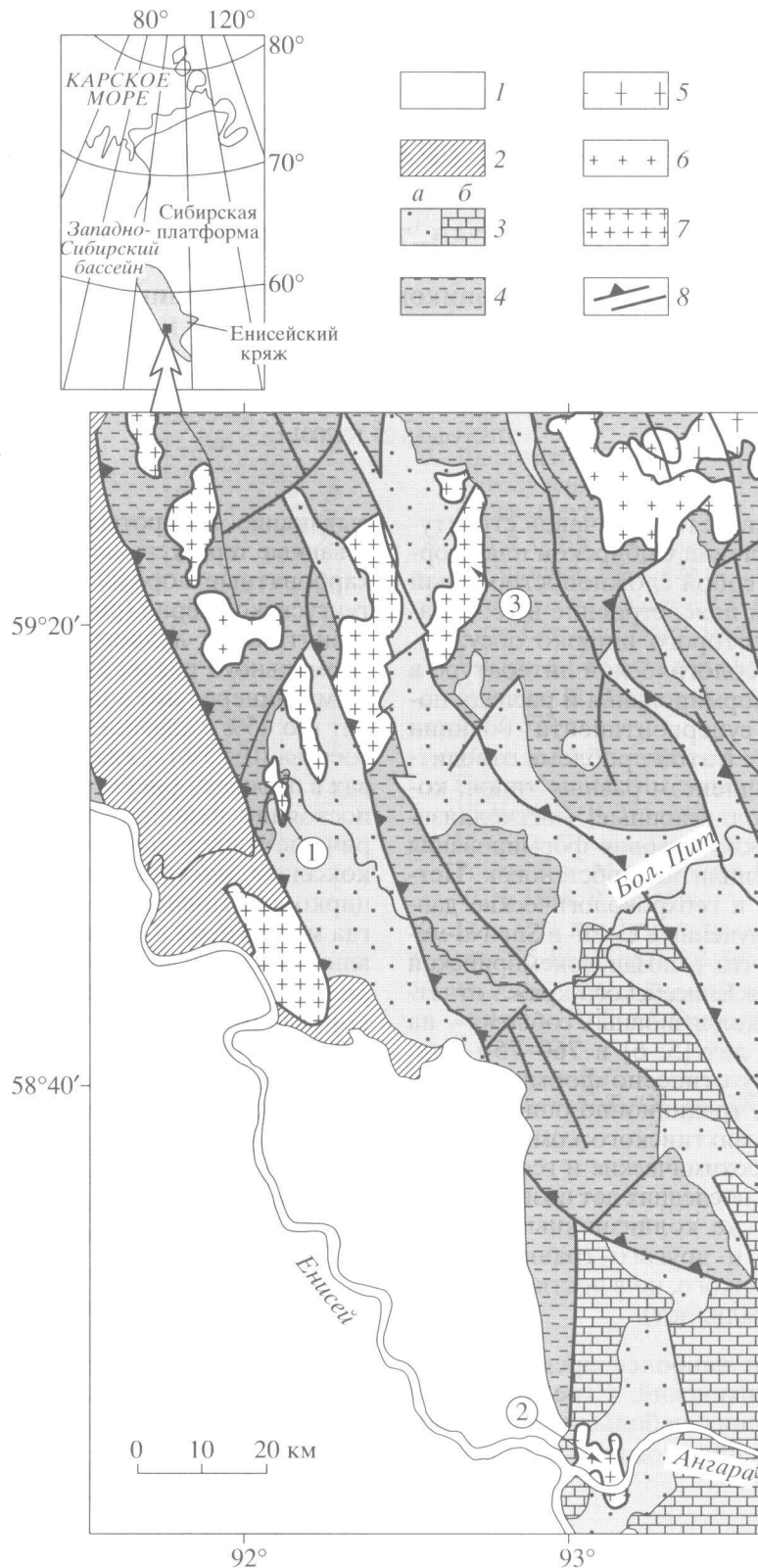
рывающие неопротерозойские слабометаморфизованные терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные породы отложений сухопитской и тунгусской серий (рис. 1). Эти массивы сложены гранитами и лейкогранитами субщелочного и нормального рядов, а также аляскитами. Основными минералами в них являются ортоклаз–пертит (до 45%), плагиоклаз альбит-олигоклазового состава (0–15%) и кварц. В небольших количествах в породах присутствует биотит (до 2%), почти постоянно флюорит и нередко турмалин. Вторичные минералы представлены хлоритом, лейкоксеном, мусковитом и эпидотом, а акцессории цирконом, монацитом, апатитом, ортитом и иногда магнетитом. Составы пород меняются от субалюминиевых до высокопералюминиевых, коррелируя с повышением значений нормативного корунда (от 0.66 до 4.49 мас. %). В породах устанавливаются высокие отношения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, низкие и аномально низкие концентрации Sr, Ba, Eu, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и CaO, повышенные значения TiO<sub>2</sub>/MgO, FeO\*/MgO, Ga/Al<sup>IV</sup> · 10<sup>4</sup>, а также содержания K<sub>2</sub>O, Rb, Th, Sm, Ta и Nb (табл. 1). Выявленные характеристики соответствуют гранитам А-типа [10] и редкометалльному геохимическому типу [11, 12].

Изотопный анализ U, Pb, Sm и Nd выполнен авторами на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan MAT-261” в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) по методикам, описанным ранее [13, 14].

Нами получены U–Pb-изотопные данные по цирконам из лейкогранитов Глушихинского и Стрелковского массивов (пробы 99716 и 619-3) и по монацитам из Лендахского массива (проба 625-5). Цирконы представлены субидiomорфными и идиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами светло-коричневого и желтовато-коричневого цвета призматической и короткопризматической формы габитуса с магматической зональностью. Анализы выполнены для четырех навесок наиболее

Объединенный институт геологии,  
геофизики и минералогии  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск

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



**Рис. 1.** Геологическая карта западной части Заангарья Енисейского кряжа. Составлена с использованием [9]. 1 – MZ–KZ-чехол; 2 – V–Є-отложения; 3 – неопротерозойские моллассы (а) и существенно-карбонатные отложения (б); 4 – мезо(?)–неопротерозойские флишеидные комплексы, метаморфизованные от зеленосланцевой до амфиболитовой фации; 5 – гранитоиды ерудинского комплекса (880 млн. лет); 6 – гранитоиды татарско-аяхтинского комплекса (760 млн. лет); 7 – лейкограниты глушихинского комплекса (750–720 млн. лет); 8 – надвиги и др. разломы. Массивы: 1 – Глушихинский, 2 – Стрелковский, 3 – Лендахский.

**Таблица 1.** Химический состав представительных проб гранитоидов Лендахского, Глушихинского и Стрелковского массивов (оксиды – мас. %, элементы – г/т)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	Е-625-3	Е-625-7	7.15	99716	619-2	619-1	619-3
SiO <sub>2</sub>	75.85	75.16	75.95	77.01	72.97	75.25	75.91
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.17	0.12	0.13	0.27	0.252	0.227
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.39	13.32	13.18	12.62	13.88	12.3	12.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.04	1.8	1.41	1.78	2.43	2.17	2.08
MnO	0.12	0.12	0.11	0.12	0.03	<0.03	<0.03
MgO	0.07	0.11	0.11	0.04	0.28	<0.1	0.22
CaO	0.2	0.64	0.1	0.16	0.65	0.71	0.76
Na <sub>2</sub> O	1.69	2.2	0.09	1.44	2.1	2.31	1.21
K <sub>2</sub> O	5.45	5.66	7.93	5.85	6.59	6.2	6.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.08	0.05	0.04	0.101	0.069	0.111
П.п.п.	0.93	0.7	0.96	0.84	0.86	0.72	0.72
Сумма	99.96	99.96	100.01	100.03	100.16	99.98	100.03
Li	58.87	36.90	22.46	13.62	54.6	27.9	57.6
Be	3.80	5.12	2.56	10.08	–	–	–
Sc	3.34	3.24	3.14	3.76	3.46	1.34	1.64
V	<10	<10	<10	<10	< 50	< 50	<0.5
Cr	10.67	<2	6.21	14.34	63.7	11	5.51
Co	1.83	1.88	0.84	1.52	2.03	2.27	2.13
Ni	2.54	1.82	1.06	4.75	14.7	3.05	3.9
Cu	5.60	12.22	3.14	6.95	7.15	5.36	23.4
Zn	39.08	41.83	7.25	16.58	25.9	55.8	60.7
Ga	20.74	20.16	20.69	19.21	20.5	17.9	19.9
Rb	354.08	384.33	521.39	462.18	359	285	300
Sr	21.86	25.93	7.67	10.07	107	27.9	30
Y	33.34	45.18	24.67	37.37	29.2	16.6	25.5
Zr	110.06	99.49	87.06	97.70	148	234	160
Nb	16.27	14.07	10.63	12.40	13	13.4	14.7
Cs	10.44	14.86	14.73	9.52	6.61	6.11	11
Ba	164.72	170.30	122.75	70.41	280	97.4	155
La	24.64	26.74	14.33	14.31	49.3	55.6	45.6
Ce	58.65	60.78	50.25	38.66	112	127	92.7
Pr	6.63	6.72	3.90	3.60	12.1	14.1	11.2
Nd	23.43	24.18	13.04	12.12	43.7	49.5	39.2
Sm	5.86	6.02	3.33	3.39	8.55	11	9.02
Eu	0.38	0.43	0.09	0.10	0.772	0.321	0.428
Gd	5.62	6.25	3.37	3.60	7.61	8.87	7.9
Tb	1.07	1.28	0.70	0.86	1.16	1.21	1.03
Dy	6.23	7.95	4.30	5.84	5.52	4.15	4.7
Ho	1.23	1.58	0.88	1.25	1.06	0.649	0.714
Er	3.24	4.46	2.57	3.91	2.64	1.26	1.72
Tm	0.47	0.67	0.47	0.60	0.398	0.164	0.243
Yb	2.80	3.96	2.76	3.58	2.56	0.982	1.27
Lu	0.37	0.50	0.35	0.49	0.272	0.136	0.153
Hf	3.68	3.31	3.25	3.52	4.25	7.27	4.74
Ta	1.79	1.56	1.58	1.58	1.25	0.92	1.13
Pb	25.46	31.32	8.60	23.68	35.9	35.4	35.6
Th	23.69	22.50	29.24	28.90	39.6	56	35.7
U	3.39	4.50	9.05	7.81	3.56	4.98	3.76

Примечание. Анализы на петрогенные компоненты выполнены в ОИГТМ СО РАН, Новосибирск, рентгено-флюоресцентным методом, на редкие и редкоземельные элементы – методом ICP-MS на спектрометре VG Element PQ2 (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). 1, 2 – Лендахский массив: лейкограниты; 3, 4 – Глушихинский массив: 3 – аляскит, 4 – лейкогранит; 5–7 – Стрелковский массив: 5 – субщелочной гранит, 6 – субщелочной лейкогранит (шилировое образование), 7 – лейкогранит. Прочерк – нет анализа.

Таблица 2. Результаты U-Pb-изотопных исследований цирконов и монацитов из пород глушихинского комплекса

№ п.п.	Размер фракции, мкм, и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн. лет по			
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
Глушихинский массив (проба 99 716)													
1	<60	0.41	216	1856	375	0.06425 ± 5	0.1066 ± 1	0.8755 ± 18	0.0988 ± 2	0.86	638.5 ± 1.3	607.5 ± 1.2	749.8 ± 1.5
2	>100	0.86	122	1027	664	0.06398 ± 4	0.1089 ± 1	0.9469 ± 19	0.1073 ± 2	0.91	676.5 ± 1.4	657.3 ± 1.3	741.1 ± 1.2
3	-100 + 60, А 50%	0.35	91	771	1392	0.06384 ± 4	0.0843 ± 1	1.0147 ± 20	0.1153 ± 2	0.87	711.3 ± 1.4	703.2 ± 1.4	736.4 ± 1.5
4	-100 + 60, А 60%	0.11	128	1042	1075	0.06349 ± 31	0.0834 ± 1	1.0509 ± 57	0.1200 ± 2	0.46	729.3 ± 3.9	730.8 ± 1.5	724.6 ± 10
Стрелковский массив (проба 619-3)													
5	<60	0.34	72.7	548	160	0.06374 ± 11	0.0989 ± 1	0.8197 ± 18	0.0933 ± 2	0.61	607.9 ± 1.3	574.8 ± 1.1	733.1 ± 3.7
6	-75 + 60	0.42	128	863	151	0.06369 ± 11	0.0831 ± 1	0.9060 ± 23	0.1032 ± 2	0.72	655.0 ± 1.6	633.0 ± 1.3	731.3 ± 3.8
7	-75+60, А 50%	0.14	69.7	497	195	0.06331 ± 14	0.0704 ± 1	0.9429 ± 25	0.1080 ± 2	0.54	674.4 ± 1.8	661.2 ± 1.3	718.8 ± 4.6
8	-75+60, А 60%	0.35	34.7	281	367	0.06346 ± 7	0.0750 ± 1	0.9471 ± 19	0.1082 ± 2	0.73	676.6 ± 1.4	662.5 ± 1.3	723.6 ± 2.4
Лендахский массив (проба Е-625-5)													
9	Монацит, >100	0.32	2602	3517	500	0.06391 ± 4	5.6589 ± 1	1.0959 ± 24	0.1244 ± 2	0.92	751.3 ± 1.5	755.6 ± 1.5	738.7 ± 1.5
10	Монацит, >100, А 20%	0.35	1494	1975	546	0.06381 ± 4	5.8742 ± 1	1.0869 ± 22	0.1235 ± 2	0.93	747.0 ± 1.5	750.9 ± 1.5	735.3 ± 1.2

Примечание. Звездочкой отмечены изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец. А 30% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

прозрачных и идиоморфных зерен циркона, отобранных из различных размерных фракций каждой пробы (табл. 2). Значения возрастов верхнего пересечения дискордий, построенных для изотопных составов циркона, соответствующие  $730.6 \pm 4.6$  и  $718 \pm 9$  млн. лет, отвечают времени кристаллизации родоначального расплава для этих лейкогранитов (рис. 2).

Близкие U–Pb-изотопные данные получены по монацитам, имеющим короткопризматическую форму кристаллов, из лейкогранита Лендахского массива (проба 625-5, табл. 2). Для проведения изотопных исследований использованы две навески наиболее прозрачных зерен монацита короткопризматической формы. Исследованный монацит характеризуется обратной дискордантностью. В качестве предварительной оценки возраста монацита из пробы 625-5 гранитов может быть использовано среднее значение его возраста  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 749 \pm 5.5$  млн. лет (СКВО = 2.7).

По данным Sm–Nd-изотопных исследований породы характеризуются отрицательными коровыми значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ , изменяясь от  $-5$  до  $-8.5$ . Модельный возраст магматических источников, согласно  $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ , для гранитоидов Глушихинского, Лендахского и Стрелковского массивов варьирует от 1870 до 2179 млн. лет, который близок к таковому для Чиримбинского массива татарско-аяхтинского комплекса [6].

Таким образом, новые петролого-геохимические и геохронологические данные, полученные для лейкогранитов глушихинского комплекса Енисейского кряжа, существенно дополняют наши представления о геодинамической эволюции региона и соотношении син- и постколлизийных событий. Вероятно, если первые коллизийные события, датируемые около 900 млн. лет назад [5, 6], можно рассматривать как завершение гренвилльского этапа и формирование суперконтинента, то вторые, отнесенные к периоду 760–720 млн. лет назад, включающие образование гранитоидов татарско-аяхтинского и глушихинского комплексов, обсуждаемые в настоящей работе, отражают ранние син- и постколлизийные события, проявленные уже после раскрытия Палео-Азиатского океана. Последние связываются с коллизией Заангарского микроконтинента, представляющего собой Центральный блок Заангарья, либо его западной части с Сибирским континентом. Установленный коллизийный этап произошел раньше аккреции и обдукции на континент островных дуг и офиолитов Приенисейского пояса, возраст плагиогранитов и кислых вулканитов которого существенно моложе – 700–640 млн. лет [3, 4, 15].

Авторы искренне благодарят Ю.В. Плоткину, А.М. Федосеенко, С.З. Яковлеву и А.М. Ясенева за помощь в выполнении исследований.

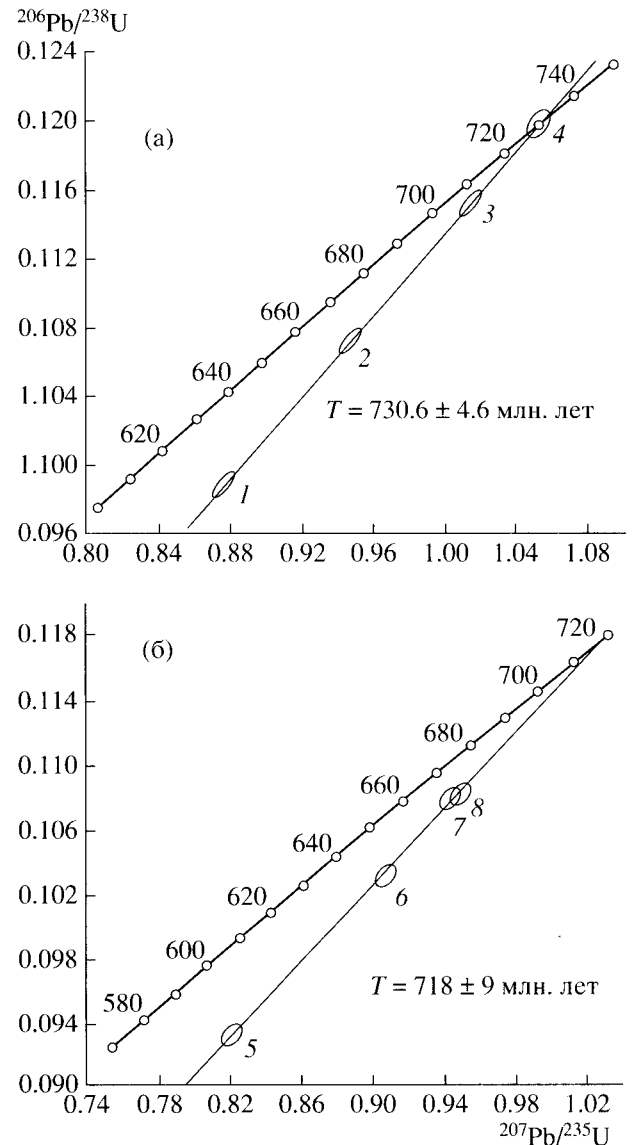


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для цирконов из лейкогранитов: а – Глушихинского (проба 99716) и б – Стрелковского массивов (проба 619-3). 1–8 – соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФУ ГГП “Красноярскгеологосъемка” и РФФИ (проекты 00-05-65398, 00-05-72011, 00-15-98562, 01-05-64732).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. // Intern. Geol. Rev. 1995. V. 37. P. 335–360.
2. Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V., Vernikovskiy V.A., Volobuev M.I. // Ophioliti. 1997. V. 22. P. 195–200.
3. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И. и др. // ДАН. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.
4. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E. // Gondwana Res. 2001. V. 4. № 4. 808 p.

5. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В. и др. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 9. С. 1305–1313.
6. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др. // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 259–272.
7. Петров С.Г., Решетова С.А. // Тр. ВСЕГЕИ. 1967. Т. 112. С. 108–139.
8. Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
9. Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1 : 500000. Красноярск: Красноярскгеологосъемка, 1998.
10. Whalen J.W., Currie K.L., Chappell B.W. // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1987. № 95. P. 407–419.
11. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
12. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401–429.
13. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.
14. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 2. С. 255–259.
15. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 169–180.