ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2020, том 494, № 2, с. 9–14

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.4:551.73(571.56)

СИЛУРИЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ РАССОХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2020 г. С. Н. Сычев[1,2,3], А. К. Худолей[1,2,*], О. Ю. Лебедева[1,2], А. В. Рогов[2], член-корреспондент РАН С. Д. Соколов[3], К. Р. Чемберлен[4,5], В. С. Маклашин[2], П. А. Львов[2]

Поступило 01.06.2020 г.
После доработки 02.07.2020 г.
Принято к публикации 07.08.2020 г.

По результатам U–Pb-датирования цирконов из гранитоидов, расположенных в пределах Рассохинского террейна, сделан вывод о силурийском возрасте их образования. Более молодые датировки в одной из проб связываются с потерей радиогенного свинца при вторичных изменениях пород. По распределению REE, а также наличию хорошо выраженных положительных аномалий K, Pb и отрицательных Ba, Sr, Nb, Ta, Ti гранитоиды сопоставимы с интрузивными комплексами надсубдукционных обстановок. С учетом датировок интрузивных комплексов в соседних регионах, силурийский гранитоидный магматизм Рассохинского террейна свидетельствует о существовании в ордовике–силуре задугового бассейна и протяженной островной дуги.

Ключевые слова: гранитоиды, U–Pb-датирование цирконов, силур, Рассохинский террейн

DOI: 10.31857/S2686739720100102

Рассохинский (Рассошинский) террейн сложен кембрийско-ордовикскими и девон-раннеюрскими вулканогенными и осадочными образованиями, расположен в пределах внутренней части Верхояно-Колымской складчатой системы и граничит на юго-западе с Омулёвским террейном пассивной континентальной окраины, а на северо-востоке с Арга-Тасским океаническим террейном [1–3]. Комплексы Рассохинского террейна перекрыты с угловым несогласием Уяндино-Ясачненским средне-позднеюрским вулканогенным поясом (рис. 1). Хотя островодужная природа Рассохинского террейна неоднократно обсуждалась в литературе [3–5], наличие одновозрастных раннепалеозойских гранитов и их возможная корреляция оставались дискуссионными. Проведенное нами исследование позволило существенно восполнить этот пробел.

Основным объектом исследования настоящей статьи являются два штока гранитоидов, расположенных в междуречье Трюлинья-Булкут: Трюлиньинский (3 × 2.5 км) и Левобулкутский (1.5 × 1 км), возраст которых ранее, как и всех немногочисленных массивов гранитоидов Омулёвского поднятия, считался позднеюрско-позднемеловым [6, 7]. Гранитоиды прорывают терригенные, преимущественно грубозернистые, породы нижнего ордовика (иченская толща [7]) и отделены разрывными нарушениями от карбонатных образований нижнего девона. Массивы имеют сходные составы и двухфазное строение. Первая фаза имеет небольшой объем и сложена монцодиорит-порфирами, а вторая фаза представлена граносиенит- и гранодиорит-порфирами. Контакты между породами первой и второй фазы интрузивные.

U–Pb-датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Методика работ подробно изложена в [8] и поэтому здесь не рассматривается. Результаты приведены на рис. 2 и в табл. 1.

Для образца 3028-10 из Трюлиньинского массива получено конкордантное значение возраста 440 ± 2 млн лет. Интерпретация возраста образца 1023-4 (Левобулкутский массив) более сложная, за исключением трех датировок все остальные распределены вдоль конкордии примерно от 450 до 370 млн лет с двумя кластерами, образующими

[1]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
[2]*Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*
[3]*Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
[4]*Department of Geology and Geophysics, University of Wyoming, Laramie, United States of America*
[5]*Томский государственный университет, Томск, Россия*
**E-mail: a.khudoley@spbu.ru*

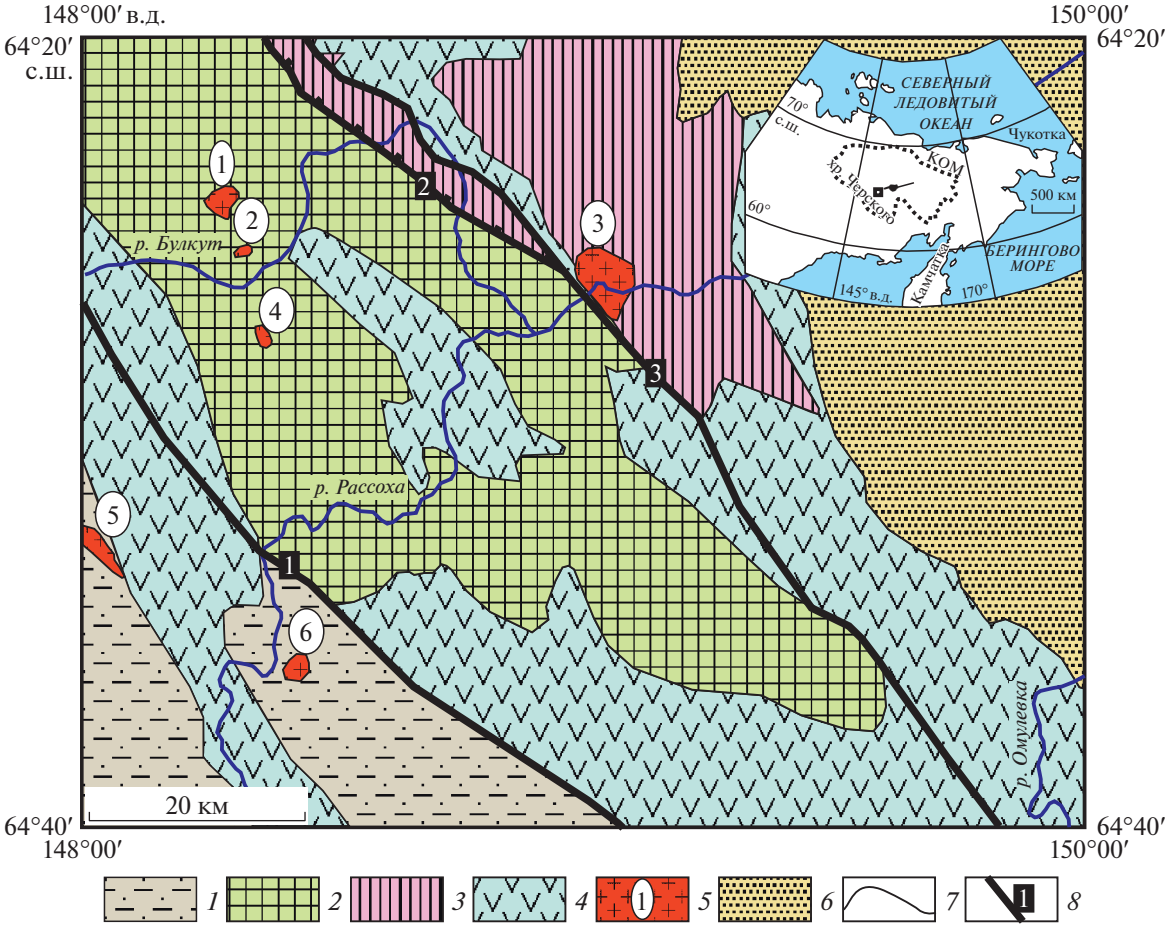

Рис. 1. Расположение гранитоидов центральной части Омулёвского поднятия на схеме тектонического районирования (по [6], с изменениями). *1* – терригенно-карбонатные среднеордовикско-раннекаменноугольные отложения Омулёвского террейна; *2* – Рассохинский террейн; *3* – глубоководные базальты и сланцы позднего палеозоя Арга-Тасского террейна, а также девонские палеорифтовые образования Увязкинской зоны; *4* – Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс; *5* – гранитоидные массивы и их номера (1 – Трюлиньинский, 2 – Левобулкутский, 3 – Рассохинский, 4 – Левосереченский, 5 – Овачанский, 6 – Безымянный); *6* – Ожогинская впадина; *7* – геологические границы; *8* – региональные разрывные нарушения и их номера (1 – Гармычанский разлом, 2 – Булкутский надвиг, 3 – Арга-Тасский разлом). КОМ – Колымо-Омолонский микроконтинент.

конкордантные возраста в 424 ± 2 млн лет (9 замеров) и 383 ± 3 млн лет (4 замера) (рис. 2б, 2в). Нами учитывались следующие обстоятельства: (1) все зерна, включая составляющие относительно древний кластер, имеют правильную кристаллографическую форму с хорошо сохранившимися гранями, что делает маловероятным их захват из вмещающих пород; (2) зерна не имеют древних ядер и метаморфических обрастаний, что предполагает их формирование в едином магматическом процессе; (3) в двух из трех однородных зерен две датировки дали существенно различный результат (рис. 2г, 4.1 и 14.1, 3.1 и 15.1), причем в одном из них датировка на краю зерна (15.1) оказалась более древней, чем в его центральной части (3.1); (4) расположенный рядом и имеющий аналогичный состав Трюлиньинский массив имеет раннесилурийский возраст 440 ± 2 млн лет, а в базальных конгломератах девона присутствуют гальки гранитоидов [1]. Исходя из приведенных данных, мы рассматриваем появление относительно молодых U–Pb-возрастов как результат потери свинца при более молодых тектоно-магматических процессах и отдаем предпочтение силурийскому возрасту массива, хотя полностью исключить девонский возраст массива пока не представляется возможным.

На дискриминантных диаграммах Дж. Пирса с соавторами [9] гранитоиды попадают в поле островных дуг. По распределению РЗЭ, которые имеют фракционированные хондрит-нормализованные распределения с обогащением в легкой и обеднением в тяжелой частях, а также наличию хорошо выраженных положительных аномалий K, Pb и отрицательных Ba, Sr, Nb, Ta, Ti (рис. 3)

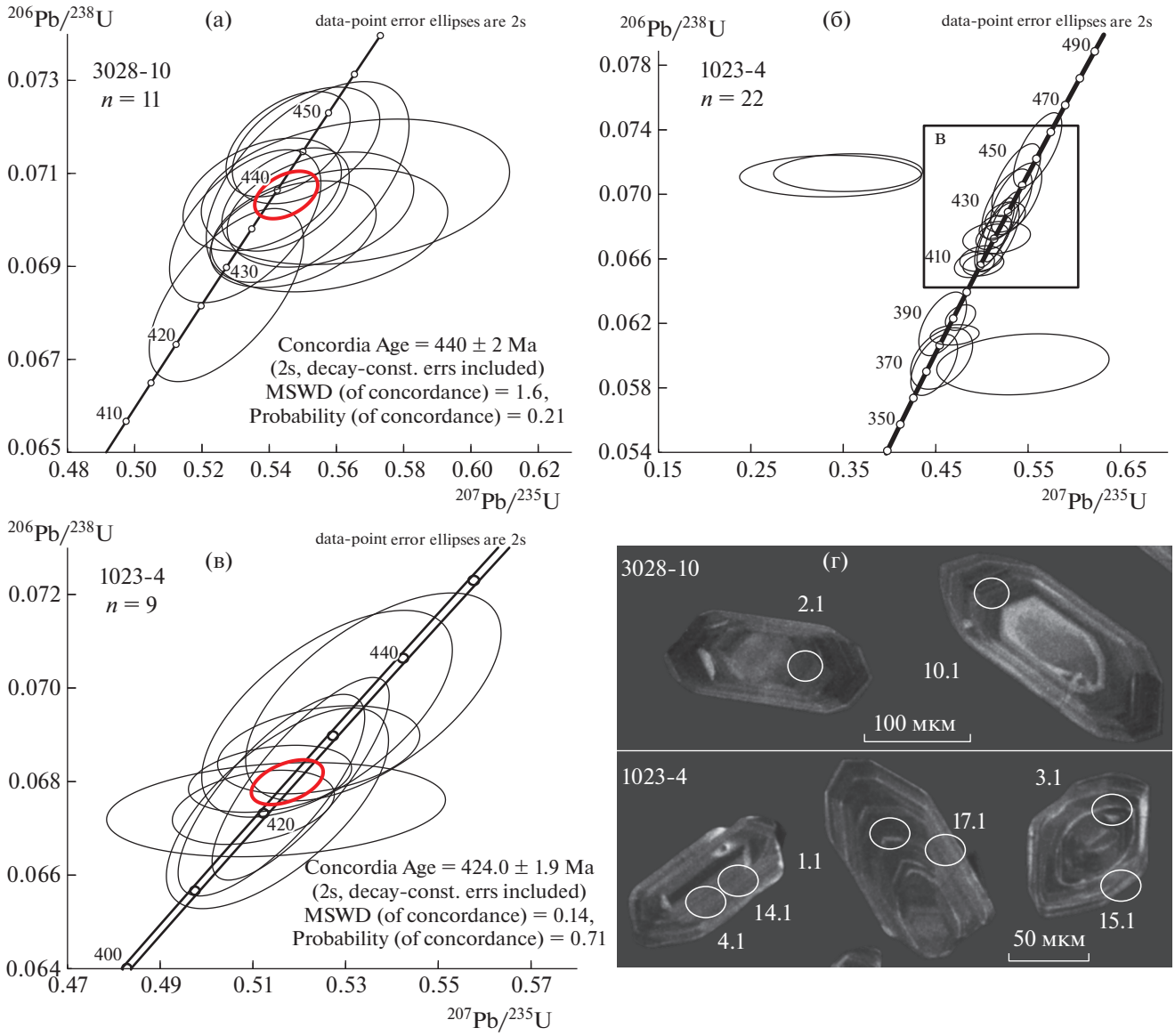

Рис. 2. Диаграммы с конкордиями и морфологические формы цирконов. а – Трюлиньинский массив; б, в – Левобулкутский массив; г – цирконы из массивов с местоположением точек локального анализа, которые приведены в табл. 1.

они также сопоставимы с интрузивными комплексами надсубдукционных обстановок.

Хотя сравнительно сходные геохимические характеристики имеют и коллизионные гранитоиды, но силурийские метаморфизм и деформации в Рассохинском террейне не установлены [3, 11] и имевшие место в силуре тектонические процессы не могут быть сопоставлены со столкновением крупных континентальных блоков. В пределах Верхояно-Колымских мезозоид сходные U–Pb-датировки гранитоидов известны на Верхнемайском поднятии – 443.9 ± 1.5 (сфен) и 445 ± 1.5 (циркон) млн лет [12], а также $^{40}Ar/^{39}Ar$-возрасты первой фазы метаморфизма Уяндинских и Мунилканских офиолитов – 419 ± 16 и 430 ± 46 млн лет соответственно [4, 13]. Эти возрастные характеристики в совокупности с данными, приведенными в настоящей работе, позволяют предполагать наличие в ордовике–силуре протяженной островной дуги, проходившей вдоль всего Омулёвского террейна и разворачивавшейся в юго-западном направлении (в современных координатах) в сторону Охотского массива, свидетельства о существовании которой сохранились лишь фрагментарно. Такой вывод подтверждает представления М.Д. Булгаковой [14] о существовании в раннем палеозое активной окраины и В.С. Оксмана [4] о системе окраинных морей и малых бас-

Таблица 1. Результаты U–Pb-локального анализа цирконов из гранитоидов Омулёвского поднятия

Точка	$^{206}Pb_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{206}Pb^*$, ppm	$^{206}Pb/^{238}U$ млн лет		$^{207}Pb/^{206}Pb$ млн лет		$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	± %	$^{207}Pb^*/^{235}U$	± %	$^{206}Pb^*/^{238}U$	± %	Rho
Трюлиньинский массив (обр. 3028-10)															
1.1	0.07	1065	217	62.6	426	±5	449	±31	0.05592	1.4	0.53	1.8	0.06838	1.11	0.625
2.1	0.09	995	201	59.6	434	±3	489	±38	0.05694	1.7	0.55	1.8	0.06969	0.67	0.365
3.1	0.00	516	72	30.9	435	±3	530	±54	0.05799	2.5	0.56	2.6	0.06978	0.78	0.301
4.1	0.05	906	210	54.4	435	±4	425	±32	0.05532	1.4	0.53	1.7	0.06986	0.96	0.557
5.1	0.00	696	150	42	437	±3	505	±42	0.05735	1.9	0.56	2.0	0.07022	0.72	0.353
6.1	0.00	1322	285	80	439	±3	456	±28	0.05610	1.3	0.54	1.4	0.07044	0.64	0.453
7.1	0.09	771	143	46.8	439	±3	425	±37	0.05530	1.6	0.54	1.8	0.07055	0.70	0.393
8.1	0.00	357	134	21.7	440	±4	534	±70	0.05811	3.2	0.57	3.3	0.07060	0.90	0.273
9.1	0.00	669	125	40.7	441	±5	471	±41	0.05648	1.9	0.55	2.2	0.07081	1.25	0.558
10.1	0.00	847	205	52.1	446	±3	445	±32	0.05581	1.5	0.55	1.6	0.07160	0.72	0.440
11.1	0.05	1225	296	75.4	446	±3	422	±27	0.05525	1.2	0.55	1.4	0.07163	0.65	0.467
Левобулкутский массив (обр. 1023-4)															
1.1	0.30	1730	626	88.7	373	±4.5	394	±44	0.05460	2	0.45	2.3	0.05949	1.3	0.539
2.1	1.64	1775	666	92.3	373	±4.6	813	±140	0.06620	6.9	0.54	7	0.05955	1.3	0.182
3.1	0.69	972	529	50.4	375	±4.7	419	±61	0.05520	2.7	0.46	3	0.05989	1.3	0.424
4.1	0.19	620	201	33.1	388	±4.9	348	±44	0.05340	2	0.46	2.3	0.06204	1.3	0.556
5.1	0.00	648	126	37.5	421	±5.3	430	±31	0.05543	1.4	0.52	1.9	0.06743	1.3	0.676
6.1	0.00	1264	284	73.5	422	±5.2	414	±23	0.05506	1	0.51	1.6	0.06771	1.3	0.772
7.1	0.00	1732	551	101	424	±5.1	430	±20	0.05544	0.9	0.52	1.5	0.06806	1.3	0.816
8.1	0.15	765	304	45.7	433	±5.5	410	±38	0.05494	1.7	0.53	2.1	0.06945	1.3	0.616
9.1	0.33	771	147	46.4	435	±5.4	441	±37	0.05573	1.7	0.54	2.1	0.06981	1.3	0.612
10.1	0.14	901	160	55	442	±5.6	405	±33	0.05481	1.5	0.54	2	0.07097	1.3	0.662
11.1	0.06	756	128	47.3	453	±5.6	440	±30	0.05569	1.4	0.56	1.9	0.07284	1.3	0.685
12.1	0.25	576	119	32.6	411	±2	378	±38	0.05418	1.7	0.49	1.8	0.06574	0.51	0.285
13.1	0.01	555	172	29.8	390	±2	426	±29	0.05533	1.3	0.48	1.4	0.06243	0.52	0.370
14.1	0.25	569	104	32.2	410	±1.8	422	±38	0.05525	1.7	0.50	1.8	0.06573	0.44	0.250
15.1	2.76	431	98	27.1	443	±3.2	–778	±340	0.03410	12	0.34	12	0.07117	0.74	0.061
16.1	2.58	326	75	20.5	445	±2.9	–635	±250	0.03590	9.3	0.35	9.3	0.07139	0.67	0.072
17.1	0.44	776	207	41.1	384	±1.6	437	±51	0.05560	2.3	0.47	2.3	0.06136	0.42	0.180
18.1	0.17	469	78	26.7	413	±1.9	399	±42	0.05470	1.9	0.50	1.9	0.06610	0.49	0.251
19.1	0.74	422	79	24.6	421	±2.5	430	±63	0.05540	2.8	0.52	2.9	0.06740	0.61	0.210
20.1	0.07	644	111	37.3	421	±2	406	±29	0.05485	1.3	0.51	1.4	0.06745	0.48	0.346
21.1	0.05	570	100	33.4	424	±1.8	402	±29	0.05474	1.3	0.51	1.4	0.06806	0.43	0.313
22.1	0.10	474	82	28	428	±2.3	427	±36	0.05536	1.6	0.52	1.7	0.06868	0.56	0.327

Примечание. Ошибки на уровне 1σ. Pb_c и Pb^* – нерадиогенный и радиогенный свинец соответственно. Изотопные отношения скорректированы по измеренному ^{204}Pb. Для Левобулкутского массива конкордия на рис. 2в построена по замерам 5.1, 6.1, 7.1, 8.1, 9.1, 19.1, 20.1, 21.1 и 22.1. В трех зернах возраст определялся в двух точках (рис. 2г): 1.1 и 17.1, 4.1 и 14.1, 3.1 и 15.1.

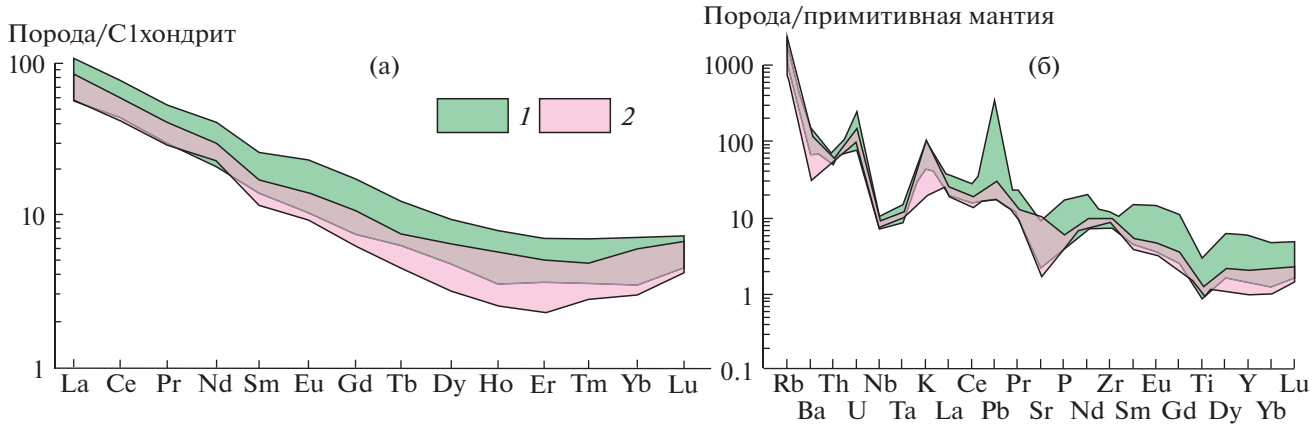

Рис. 3. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ (а) и спайдерграммы (б) для гранитоидов Трюлиньинского (*1*) и Левобулкутского массивов (*2*). Состав С1 хондрита и примитивной мантии по [10].

сейнов, которые отделяли Верхоянскую континентальную окраину от океанического бассейна, который соединялся с Палеоуральским, Палеоазиатским океанами и Палеопацификой.

Заложение глубоководного бассейна на восточной окраине Сибирского континента и вероятное отделение от него кратонных террейнов было, скорее всего, связано с раннекембрийским рифтогенезом [15]. Наличие кембрийских офиолитокластитов и ордовикских глубоководных кремнисто-глинистых сланцев с базальтами в Рассохинском террейне [3, 5] также свидетельствуют в пользу существования глубоководного бассейна, возможно, с океанической корой, отделявшего в раннем палеозое Омулёвский, Приколымский и Омолонский кратонные террейны от окраины Сибири.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые работы и изотопно-геохронологические исследования проводились в рамках темы ФГБУ “ВСЕГЕИ”. Интерпретация изотопных данных выполнена при поддержке проекта РНФ 20-17-00197. Частичная пробоподготовка проведена при участии гранта РФФИ № 19-05-00945.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Мерзляков В.М.* Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия. М.: Наука, 1971.
2. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
3. *Шпикерман В.И.* Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
4. *Оксман В.С.* Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: Наука, 2001.
6. *Терехов М.И., Мерзляков В.М., Шпикерман Л.А. и др.* Геологическая карта верховьев рек Мома, Зырянка, Рассоха, Омулевка, Таскан, Ясачная и Сеймчан. Масштаб 1:500000. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1989.
7. *Сурмилова Е.П., Максимова Г.А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 (первое поколение). Серия Среднеколымская, лист Q-55-XXIX, XXX (устье р. Булкут). Объединение “Аэрогеология”, Москва, 1985.
8. *Lobach-Zhuchenko S.B., Kaulina T.V., Baltybaev S.K., et al.* The Long (3.7-2.1 Ga) and Multistage Evolution of the Bug Granulite-Gneiss Complex, Ukrainian Shield, Based on the SIMS U-Pb Ages and Geochemistry of Zircons from a Single Sample // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. V. 449. P. 175–206.
9. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. № 4. P. 956–983.
10. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
11. *Шпикерман В.И., Горячев Н.А., Егоров В.Н.* О силурийском тектогенезе, магматизме и метаморфизме на Северо-Востоке Азии // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Магадан: СВКНИИ. 2001. Т. 1. С. 102–103.
12. *Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Наумов М.В.* Новые изотопно-геохимические данные о позднеордовикском возрасте гранитоидов западной части Охотского массива (Верхнемайское поднятие) // Региональная геология и металлогения. 2003. № 19. С. 101–105.
13. *Oxman V.S., Parfenov L.M., Prokopiev A.V. et al.* The Chersky Range Ophiolite Belt, Northeast Russia // J. Geol. 1995. V. 103. № 5. P. 539–556.
14. *Булгакова М.Д.* Палеогеография Якутии в раннем-среднем палеозое. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997.
15. *Khudoley A.K., Guriev G.A.* Influence of Syn–sedimentary Faults on Orogenic Structure: Examples from the Neoproterozoic–Mesozoic East Siberian Passive Margin // Tectonophysics. 2003. V. 365. № 1–4. P. 23–43.

SILURIAN GRANITOID MAGMATISM OF THE RASSOKHA TERRANE (NORTH-EAST RUSSIA)

S. N. Sychev[a,b,c], A. K. Khudoley[a,b,#], O. Yu. Lebedeva[a,b], A. V. Rogov[b],
Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov[c], K. R. Chamberlain[d,e], V. S. Maklashin[b], and P. A. Lvov[b]

[a] *St. Petersburg State University, St.-Petersburg, Russian Federation*
[b] *Karpinsky Russian Geological Research Institute, St.-Petersburg, Russian Federation*
[c] *Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[d] *Department of Geology and Geophysics, University of Wyoming, Laramie, United States of America*
[e] *National Research Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation*
[#] *E-mail: a.khudoley@spbu.ru*

U–Pb dating of zircons from granitoids located within the Rassokha terrane showed the Silurian age of their formation. Younger ages from one of the samples are related to the radiogenic lead loss during secondary alteration of rocks. According to REE distribution as well as to well-defined positive anomalies of K, Pb and negative anomalies of Ba, Sr, Nb, Ta, Ti they are comparable with rocks of suprasubduction environments. With reference to the dating of intrusions from adjacent areas, Silurian granitoid magmatism of the Rassokha terrane supports the existence of back-arc basin and a long island arc in the Ordovician-Silurian time.

Keywords: Granitoid, U-Pb dating of zircons, Silurian, Rassokha Terrane