

УДК 550.93:552.321.1/.3(234.851)

СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОЗДНЕРИФЕЙСКОГО ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

© 2012 г. А. А. Соболева, А. Ф. Карчевский, Л. И. Ефанова, Н. Б. Кузнецов,
М. Гроув, И. Д. Соболев, М. В. Маурин

Представлено академиком Н.П. Юшкиным 15.06.2011 г.

Поступило 29.06.2011 г.

Возрастной диапазон проявлений гранитоидного магматизма на западном склоне Полярного Урала достаточно широк ~730–480 млн лет. Сейчас практически не вызывает возражений утверждение, что наиболее молодые риолиты и граниты (500–480 млн лет) и одновозрастные им базальтоиды и габброиды связаны с рифтогенезом в начале уральского тектонического цикла. Для гранитоидов доуральского этапа задача привязки их к определенным геодинамическим обстановкам остается предметом дискуссий.

Приведем обзор имеющихся на сегодня изотопных данных по доуральским гранитоидам Полярного Урала. Особенности химического состава наиболее древних образований 733.9 ± 8.3 млн лет (циркон, SHRIMP-II), 719 ± 5 млн лет (циркон, U–Pb) – соответственно кварцевых диоритов [6] и тоналитов [2] нияюского комплекса, слагающих тектонические блоки в полосе серпентинитового меланжа, которую можно наблюдать на севере кряжа Енганепэ, свидетельствуют в пользу их образования в надсубдукционных условиях, возможно, в обстановке примитивной островной дуги. Плагιοгранитные жилы с возрастом 670 ± 5 млн лет [8], рассекающие эти блоки, существенно отличаются по составу и, предположительно, маркируют какой-то древний период аккреции [6].

Вендские граниты представлены в Поетарском массиве (559–562 млн лет, циркон, SHRIMP-II [7]). Поздненвендские датировки имеют кремнекислые вулканы верхней толщи бедамельской серии и секущие их субвулканические тела рио-

литов лядгейского комплекса (555–547 млн лет, циркон, SHRIMP-II [9], SHRIMP-RG [12]), а также небольшие интрузивы кварцевых диоритов, габбродиоритов и габбро кызыгейского комплекса (542 ± 9 млн лет, циркон, SHRIMP-II [2]). Вендраннекембрийские цирконы обнаружены в гранитах Харбейского массива (525–592 млн лет, циркон, SHRIMP-II [7]). Более молодые граниты с возрастными в диапазоне 512–536 млн лет слагают ряд массивов на Полярном Урале – Усть-Мраморный, Лонготьюганский, Тайкеу, Сядатаяхинский [1, 7].

Наличие на территории Полярного Урала гранитоидного магматизма в промежутке между 670 и 590 млн лет не было подтверждено изотопными методами, но предполагалось по геологическим данным. В частности, наши исследования показали, что гранитоиды, слагающие гальки в диамиктитах (пудинговых конгломератах) поздненвендско-раннекембрийской енганепэской свиты, развитой в ядерной части антиклинали Енганепэ, весьма разнообразны. Среди них кроме плагιοгранитоидов, очень похожих на породы, слагающие севернее блоки в серпентинитовом меланже (с возрастом 734–670 млн лет), были встречены в большом количестве нормальные граниты и гранит-порфиры. Позднерифейско-ранненвендских массивов, сложенных породами такого состава, которые могли бы быть источником этих обломков, известно не было. В 2009 г. при проведении детальных геологоразведочных работ ЗАО “Голд Минералс” в южной части кряжа Енганепэ в привершинной части горы Южная был закартирован небольшой массив, сложенный гранитами и гранодиоритами именно этого типа (рис. 1). Он представляет собой тело, имеющее форму капли, вытянутой в северо-восточном направлении на 600 м при ширине от 40 м в юго-западной части до 250 м в северо-восточной. С вмещающими вулканитами основного и среднего состава, относящимися к бедамельской серии (R_3-V_2), гранитоиды имеют горячие контакты. Кровля массива разрушена, и породы перекрыты красноватыми песчаниками манитаньрдской серии

*Институт геологии Коми научного центра
Уральского отделения
Российской Академии наук, Сыктывкар
ЗАО “Голд Минералс”, Сыктывкар
Геологический институт
Российской Академии наук, Москва
Стэнфордский университет, Калифорния, США
Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова
Сыктывкарский государственный университет*

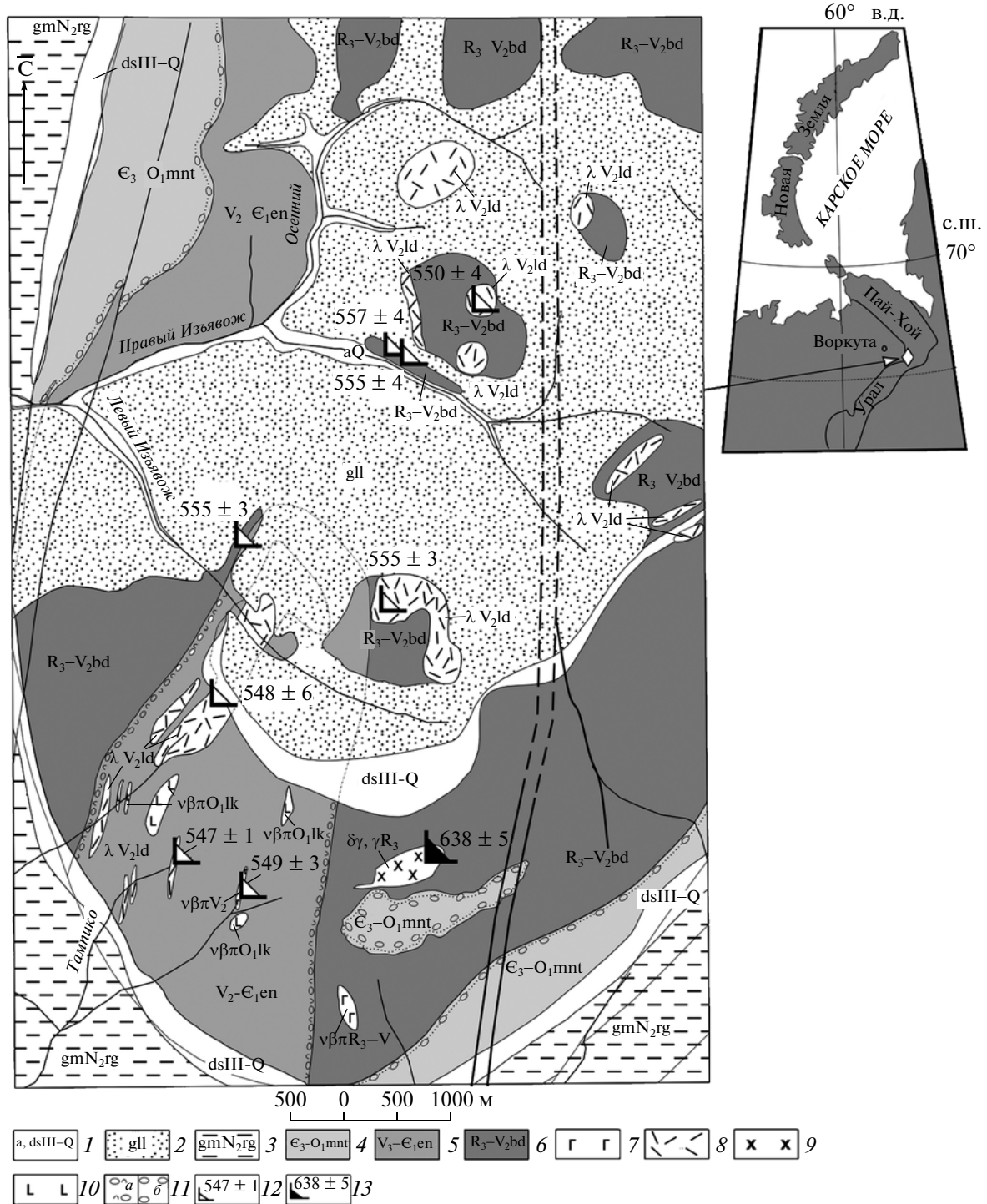


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района южной части кряжа Енганепэ. Составила Л.И. Ефанова, 2009, на основе карт Б.Я. Дембовского (1983), А.П. Ермоленко (1988), П.Е. Попова (2005). 1 – аллювиальные и делювиально-солифлюкционные отложения, 2 – моренные отложения, 3 – роговская свита: ледниково-морские отложения (алевриты, суглинки, глины с мелкой галькой и гравием), 4 – манитаньрдская серия: кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты лиловой, зеленой, серой окраски, 5 – енганепэйская свита: алевропсаммитовые, псаммоалевритовые сланцы, туфопесчаники, туфоалевролиты, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы, 6 – бедамельская серия: метаандезиты, андезитобазальты и их туфы, 7 – субвулканические образования вулканитов нижней толщи бедамельской серии: габбро-долериты, долериты, 8 – экструзивно-субвулканические образования кислого состава лядгейского вулканического комплекса, 9 – гранодиориты, граниты, плагиограниты (массив Южный), 10 – леквожский комплекс: оливковые габбро-долериты и долериты, пикродолериты, 11 – полимиктовые конгломераты и гравелиты енганепэйской свиты (а), существенно кварцевые конгломераты и гравелиты манитаньрдской серии (б), 12 – точки отбора проб и значения абсолютного возраста пород (циркон, SHRIMP), 13 – то же для гранодиоритов массива Южный.

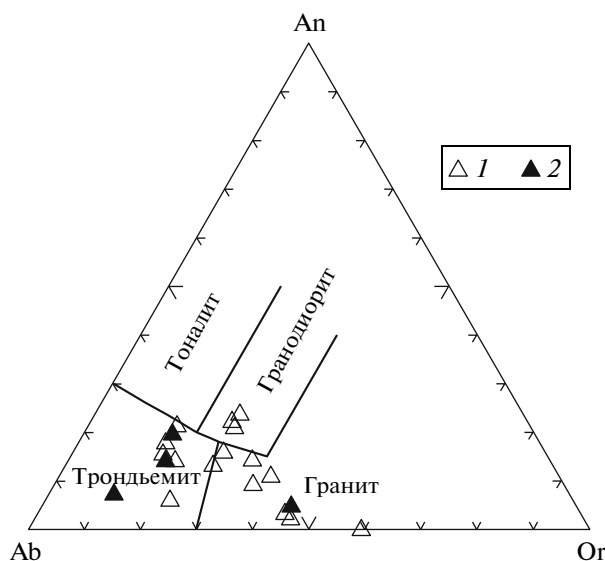


Рис. 2. Нормативные составы гранитоидов на классификационной диаграмме Ab–An–Or, основа диаграммы по [10]. 1 – массив Южный, 2 – гальки из конгломератов энганепэйской свиты.

($\text{Ca}_3\text{—O}_1$). Интрузив на поверхности представлен в основном коллювиальными, делювиальными, элювиальными и смешанными высыпками, коренные выходы редки. Они встречаются, в частности, в юго-восточной и восточной частях массива в виде отдельных скалок высотой до 5–7 м. Преобладающие в массиве гранодиориты и граниты, а также гранит-порфиры в приконтактных частях за редким исключением сильно катаклазированы. Распределение разных типов пород в массиве проследить не удастся из-за преобладания на поверхности развалов.

Гальки гранитоидов весьма похожего облика встречаются в нижней части разреза энганепэйской свиты в горизонте полимиктовых пудинговых конгломератов, имеющем хорошие коренные выходы на севере кряжа Энганепэ в Манюкуяхинской антиформе вблизи границы энганепэйской свиты и бедамельской серии [4]. Прерывистые выходы конгломератов около 70 м тянутся полосой по правому борту правого притока р. Манюкуяха, начинаясь примерно в 300 м выше его устья. Второе место выходов – на юге кряжа, в Изьявожской антиформе. Здесь конгломераты, занимающие такое же стратиграфическое положение, проявляются на поверхности в основном в виде коллювиальных и делювиальных высыпок с редкими скудными коренными выходами размером первые метры. Конгломераты пестрые или зеленовато-серого цвета, от мелко- до крупногалечных, с существенно вулканомиктовым базальным цементом псаммитовой размерности, слагающим около 50 об. %. Размер обломков от первых миллиметров до 15 см. Гальки имеют округлую

или слегка вытянутую, иногда уплощенную форму, крупные – хорошо окатаны. По характеру сортировки обломков породы можно отнести к диамиктитам. Среди крупных галек преобладают вулканы кислого и среднего состава, часто встречаются гальки различных гранитоидов – преобладающих биотитовых гранитов, а также гранит-порфиров, плагиогранитов и плагиогранит-порфиров, кварцевых диоритов, кроме того кварцитов и жильного кварца. Вверх по разрезу конгломераты переходят в полимиктовые песчаники с отдельными редкими гальками.

Сохранившиеся граниты интрузива имеют массивную текстуру, реликтовую средне-крупнозернистую гипидиоморфнозернистую, часто пойкилитовую, иногда неясно порфировидную структуру. Породы сложены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем примерно в равных соотношениях, содержат не более 5 об. % биотита. Зерна калиевого полевого шпата слагают гипидиоморфные широкие таблички, обычно без пертитов, реже с пертитами распада и замещения. Они часто содержат пойкилитовые идиоморфные включения слабо сосюритизированного плагиоклаза, имеющего в настоящее время состав An_{27} . Более крупные гипидиоморфные зерна плагиоклаза сосюритизированы сильнее и имеют состав An_{28-30} . Кварц образует ксеноморфные зерна, сильно трещиноватые и с волнистым погасанием, в нем содержатся мелкие пойкилитовые включения плагиоклаза, подобные описанным выше. Биотит, нацело замещенный хлоритом и эпидотом с магнетитовой пылью, обычно встречается в виде включений в зернах калиевого полевого шпата, довольно крупные хлоритовые обособления расположены также в межзерновых пространствах. Среди аксессуарных минералов преобладает апатит, встречается циркон. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, серицитом, титансодержащим рудным минералом, карбонатом и лейкоксеновым агрегатом. Гранодиориты отличаются меньшим содержанием калиевого полевого шпата за счет увеличения объемов плагиоклаза, сосюритизированного несколько сильнее, чем в гранитах. Доля псевдоморфоз хлорита и эпидота по темноцветным минералам (биотиту и, возможно, роговой обманке) несколько выше – 5–7 об. %.

Среди гранитоидов, слагающих гальки в конгломератах энганепэйской свиты, встречены разности, весьма похожие по минеральному составу и структурам на описанные выше породы массива Южный – биотитовые граниты, гранит-порфиры, плагиограниты и плагиогранит-порфиры. Их отличает лишь частое развитие пегматоидной структуры и мирмецитов.

По химическому составу породы массива изменяются от кварцевых диоритов до гранитов с уклоном в сторону плагиогранитоидов. Преобладают гранодиориты и граниты с низким содержа-

Таблица 1. Химический состав гранитоидов массива Южный и галек из конгломератов енганепэйской свиты, мас. %

Компонент	Кварцевые диориты и гранодиориты										
	S-27-1	S-23-5	S-30-1	1358-1	S-45-1	1391-1	S-24-3	S-29-1	S-21-1	S-46-1	S-25-2
SiO ₂	62.49	63.72	65.14	65.80	66.15	66.47	66.64	67.11	67.17	67.32	67.83
TiO ₂	0.46	0.48	0.32	0.40	0.48	0.44	0.38	0.60	0.37	0.33	0.26
Al ₂ O ₃	17.05	15.90	13.94	15.46	15.95	14.90	14.40	12.38	14.75	14.81	15.29
Fe ₂ O ₃	0.98	2.74	1.88	1.04	1.22	0.84	1.99	2.81	0.31	1.95	1.48
FeO	3.52	2.24	2.04	2.60	2.52	3.06	1.74	3.13	2.93	1.55	1.53
MnO	0.012	0.081	0.076	0.040	0.006	0.050	0.077	0.071	0.060	0.068	0.075
MgO	4.34	3.09	3.17	3.08	2.53	2.82	3.29	2.44	2.01	2.28	2.05
CaO	1.08	2.56	3.50	2.03	0.94	2.00	2.74	2.42	2.24	1.91	2.22
Na ₂ O	3.36	5.13	3.66	3.94	5.48	4.83	3.61	3.69	5.16	4.71	4.35
K ₂ O	3.28	1.83	2.67	3.71	2.59	2.11	2.73	1.42	1.89	3.12	3.10
P ₂ O ₅	0.065	0.094	0.112	<0.100	0.105	0.140	0.133	0.134	0.110	0.064	0.054
П.п.п.	3.37	2.64	3.49	1.91	2.03	2.35	2.28	3.79	2.60	1.89	1.77
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.60	100.00	100.00
H ₂ O ⁻	0.15	0.12	0.21	0.29	0.19	0.32	0.29	0.32	0.17	0.33	0.20
CO ₂	<0.10	<0.10	1.45	<0.10	0.18	0.44	0.32	1.10	1.00	0.15	<0.10
a.i.	0.53	0.66	0.64	0.68	0.74	0.69	0.62	0.61	0.71	0.75	0.69

Компонент	Плагииграниты и граниты					Плагииграниты и граниты галек			
	S-28-1	S-23-6	S-25-1	S-50-1-1	S-22-4	S-26-6-1	S-26-3-4	S-26-6-3	S-15-4
SiO ₂	68.27	68.46	70.91	72.72	74.76	71.29	71.45	72.02	73.41
TiO ₂	0.35	0.33	0.16	0.32	0.18	0.26	0.24	0.33	0.16
Al ₂ O ₃	14.11	14.59	16.29	12.81	13.71	15.12	14.39	14.62	13.81
Fe ₂ O ₃	1.95	1.01	0.88	1.74	0.28	1.84*	1.82*	3.58*	1.62*
FeO	1.46	2.73	0.87	2.00	1.53	—	—	—	—
MnO	0.057	0.076	0.008	0.043	0.011	0.05	0.07	0.05	0.03
MgO	2.34	2.12	0.70	0.84	0.69	0.64	0.58	0.90	0.74
CaO	3.01	1.35	н.о.	0.36	0.31	1.86	2.56	0.87	0.65
Na ₂ O	3.41	3.27	2.19	3.31	2.65	4.82	4.54	4.97	3.50
K ₂ O	2.66	3.66	4.84	4.40	3.38	1.88	1.71	1.09	4.67
P ₂ O ₅	0.107	0.094	0.025	0.098	0.019	0.07	0.07	0.06	0.06
П.п.п.	2.28	1.92	2.34	1.37	1.83	1.81	2.31	1.20	1.05
Сумма	100.00	99.61	99.22	100.00	99.35	99.78	99.87	99.94	99.92
H ₂ O ⁻	0.32	0.25	0.44	0.28	0.38	—	—	—	—
CO ₂	0.48	<0.10	<0.10	0.16	<0.10	—	—	—	—
a.i.	0.60	0.64	0.54	0.80	0.58	0.66	0.65	0.64	0.78

Примечание. Определения выполнены методами классического химического и рентгено-флуоресцентного спектрального анализа в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (массив Южный) и на геологическом факультете МГУ (галки). * – суммарное железо в виде Fe₂O₃; a.i. – апгаитовый индекс.

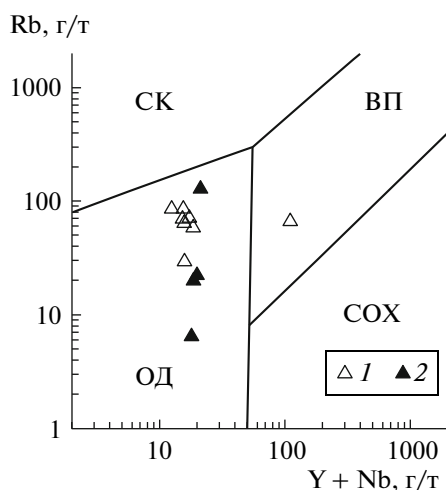


Рис. 3. Составы гранитоидов на дискриминационной диаграмме (Y + Nb)–Rb, основа диаграммы по [11]. Обозначения см. на рис. 2.

нием SiO₂, (рис. 2, табл. 1). Для пород характерны Na- и K–Na-типы щелочности. Разности, отвечающие по составу кварцевым диоритам, представляют собой очень сильно катаклазированные гранодиориты.

Повышенные содержания Al₂O₃, MgO и CaO, в среднем по массиву составляющие 14.77, 2.36 и 1.91 мас. % соответственно при средней концентрации SiO₂ 67.56%, позволяют сопоставить рассматриваемые породы с гранитоидами I-типа по Б. Чаппеллу [13]. Геохимическая специфика пород – в первую очередь высокие концентрации Ba, Sr, V, Cu и значений K/Rb и низкие – Rb, Pb, Zr, Nb, REE, Ga и Rb/Sr, Rb/Ba, Ga/Al (табл. 2), а также невысокая величина апгаитового индекса (табл. 1) – все это типично для гранитоидов I-типа, а по некоторым характеристикам породы приближаются даже к гранитоидам M-типа.

Гранитоиды из галек в конгломератах енганпейской свиты соответствуют по содержаниям петрогенных элементов (табл. 1, рис. 2) и элементов-примесей (табл. 2) наиболее кислым породам массива.

Геохимические особенности рассматриваемых гранитоидов, такие как высокие LILE/HFSE, низкие концентрации Nb, Ta, невысокие – REE (47–112 г/т) при относительном обогащении LREE (La_n/Yb_n 5.32–14.89) и слабо проявленном или отсутствующем дефиците Eu (Eu_n/Eu_n^{*} 0.85–1.27), свидетельствуют о формировании расплава в надсубдукционной обстановке, по-видимому, островодужной (рис. 3).

Датирование цирконов из гранодиоритов массива (т. 1391, 67.1695° с.ш., 64.5214° в.д.) выполнено в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном

мультиколлекторном микрозонде SHRIMP-RG по методике, описанной на сайте <http://shrimprg.stanford.edu>. Предварительное изучение в режиме отраженных электронов и получение катодолюминесцентных изображений выполнено там же на сканирующем электронном микроскопе Jeol 5600.

Цирконы (120–300 мкм, коэффициент удлинения 1.5–3.5) светло-розовые, прозрачные, с гладкими блестящими или слегка неровными гранями и мелкими коричневыми включениями. Преобладают кристаллы гиацитного габитуса с гранями {100} и {111}, но встречаются также зерна с копьевидными окончаниями. Для зерен характерна тонкая осцилляционная зональность, во многих центральная зона широкая и однородная. Содержания U и Th умеренные (122–367 и 74–214 г/т соответственно), краевые части зерен слегка ими обогащены, но ураном чуть больше, за счет чего Th/U-отношение 0.62–1.10 в центре и 0.53–0.60 по краям.

Возраст цирконов, рассчитанный по величине отношения ²⁰⁶Pb/²³⁸U, определен в 10 точках, что дало диапазон 632–660 млн лет. Содержания элементов-примесей в этих точках на одном уровне, что свидетельствует о том, что анализировали цирконы одной генерации. Для когерентной группы определений (6 точек из 10) средний возраст составил 637.6 ± 4.5 млн лет (табл. 3). Ценность этой датировки состоит в том, что она подтверждает наличие позднерифейского этапа гранитоидного магматизма на Полярном Урале.

Венд-кембрийские магматиты Полярного Урала многими исследователями рассматриваются как образования активной континентальной окраины и зоны коллизии [2, 3, 5, 6, 9]. Приведенная геохимическая характеристика гранитоидов массива Южный свидетельствует о том, что условия активной окраины существовали на этой территории и в конце позднего рифея, а все имеющиеся на сегодня данные позволяют предположить наличие длительно развивающейся активной окраины с 734 млн лет и возможно вплоть до 512 млн лет. Таким образом, подтверждено наличие позднерифейского этапа в эволюции гранитоидного магматизма на данной территории.

Работа выполнена в рамках Интеграционных проектов УрО и СО РАН № 09–С–5–1017, УрО, СО и ДВО РАН № 09–И–5–2002, Программы ОНЗ РАН № 4 “Природные изотопные системы: закономерности поведения, применение к изучению источников, условий и времени протекания

Таблица 2. Содержание элементов-примесей в гранитоидах (г/т) и характеристические коэффициенты

Компонент	Кварцевые диориты и гранодиориты					Плагиограниты и граниты			Плагиограниты и граниты галек			
	S-23-5	S-30-1	S-24-3	S-29-1	S-25-2	S-28-1	S-23-6	S-50-1-1	S-26-6-1	S-26-3-4	S-26-6-3	S-15-4
Ba	856	929	802	393	784	903	961	1473	519	397	302	833
Be	0.48	0.45	0.41	0.32	0.48	0.29	0.39	0.27	0.55	0.28	0.45	0.36
Bi	0.042	0.070	0.064	0.009	0.026	0.045	0.187	0.012	0.071	0.076	0.242	0.019
Ce	38.2	19.1	33.5	47.3	23.3	23.6	23.3	46.7	35.9	15.1	11.7	53.2
Co	9.5	7.6	7.2	14.3	8.3	8.5	8.3	1.1	3.6	4.0	5.4	4.2
Cr	13.4	5.7	11.5	114.8	13.6	9.4	11.6	5.0	4.3	2.4	4.1	6.8
Cs	0.9	1.7	1.5	1.2	0.6	1.0	1.4	0.9	0.693	0.756	0.321	1.0
Cu	34.2	7.9	44.7	25.3	37.5	4.1	57.7	2.2	9.2	7.8	20.1	5.5
Dy	2.3	1.3	1.8	2.2	2.1	1.9	1.8	17.0	2.5	2.1	2.5	1.8
Er	1.4	0.9	1.2	1.2	1.3	1.2	1.2	10.2	1.7	1.4	1.8	1.3
Eu	1.0	0.6	0.8	1.1	0.8	0.8	0.9	2.1	0.7	0.4	0.7	0.6
Ga	14.7	11.9	13.0	11.2	15.8	12.1	13.5	22.7	12.7	11.7	13.9	12.9
Gd	2.9	1.5	2.4	3.6	2.3	2.2	2.1	14.1	3.1	2.1	2.1	2.6
Hf	1.3	1.3	1.1	1.5	1.4	1.3	1.3	8.2	2.8	3.0	4.6	4.0
Ho	0.44	0.30	0.38	0.43	0.42	0.38	0.36	3.5	0.52	0.44	0.54	0.37
La	20.5	10.6	19.0	23.3	11.1	12.5	11.9	19.3	18.3	7.8	6.1	27.4
Li	14.8	15.5	14.7	14.8	12.1	11.6	10.8	8.1	6.7	7.1	8.0	4.8
Lu	0.24	0.18	0.20	0.16	0.24	0.21	0.21	1.21	0.28	0.24	0.34	0.21
Mo	0.07	H/o	H/o	H/o	H/o	0.22	0.20	0.07	H/o	H/o	0.48	H/o
Nb	6.0	4.5	4.6	5.1	5.6	4.7	5.1	20.4	5.8	5.6	3.8	10.1
Nd	15.6	7.6	12.9	21.5	11.0	10.9	10.1	33.8	16.4	8.4	7.8	16.8
Ni	13.1	H/o	7.8	37.8	16.1	1.1	8.1	H/o	2.1	1.2	9.4	3.9
Pb	5.3	4.7	6.5	6.6	8.2	9.9	6.1	1.0	10.7	6.0	24.1	7.6
Pr	4.2	2.0	3.5	5.6	2.7	2.8	2.7	6.8	4.3	2.0	1.7	5.1
Rb	58.4	85.6	69.7	29.3	71.0	63.8	85.0	66.0	22.0	19.8	6.4	128.8
Sc	9.1	6.6	8.4	9.0	8.8	8.4	7.2	4.1	4.9	4.1	7.6	3.6
Sm	2.9	1.4	2.3	3.9	2.3	2.1	2.1	11.6	3.1	1.9	1.9	2.5
Sr	451	199	215	110	339	306	241	64	171	186	100	220
Ta	0.22	0.29	0.19	0.24	0.35	0.30	0.32	1.17	0.31	0.30	0.13	0.86
Tb	0.41	0.22	0.32	0.46	0.35	0.31	0.31	2.63	0.45	0.35	0.37	0.34
Th	10.6	9.8	15.4	6.1	8.5	12.2	4.3	8.7	5.5	5.0	1.6	19.7
Tl	0.35	0.40	0.37	0.13	0.39	0.29	0.44	0.45	0.14	0.14	0.06	0.55
Tm	0.22	0.15	0.18	0.16	0.21	0.19	0.18	1.44	0.25	0.22	0.29	0.20
U	2.0	1.6	1.6	0.7	2.3	1.8	1.4	2.5	0.9	0.8	1.0	1.9
V	88	49	66	84	66	61	60	15	22	22	22	21
W	0.23	H/o	H/o	H/o	H/o	0.30	H/o	0.71	H/o	H/o	0.34	H/o
Y	12.4	8.0	10.5	10.8	11.5	10.9	10.4	89.9	14.2	13.1	14.0	11.1
Yb	1.5	1.0	1.3	1.1	1.5	1.3	1.3	8.8	1.7	1.5	2.2	1.4
Zn	32	26	27	43	29	27	25	34	23	26	28	6
Zr	34	33	30	55	35	39	42	255	103	87	185	150
K/Rb	260	258	324	403	362	346	358	553	708	717	1413	301
Rb/Sr	0.13	0.43	0.32	0.27	0.21	0.21	0.35	1.03	0.13	0.11	0.06	0.58
Rb/Ba	0.07	0.09	0.09	0.07	0.09	0.07	0.09	0.04	0.04	0.05	0.02	0.15
10 ⁴ Ga/Al	1.74	1.61	1.70	1.70	1.96	1.62	1.75	3.35	1.59	1.54	1.80	1.77

Примечание. Содержания элементов определены методом ICP-MS на геологическом факультете МГУ. H/o — концентрация элемента ниже предела обнаружения.

Таблица 3. Результаты U–Pb-локальных изотопных исследований цирконов из гранодиоритов массива Южный (обр. 1391)

Зерно, пятно	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст, млн лет		D, %	Изотопные отношения \pm %			Rho
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
8.1-ц	0.00	15.5	175	162	0.95	632.0 ± 4.4	631.7 ± 36.0	0	0.0608 ± 1.7	0.8633 ± 1.8	0.1030 ± 0.7	0.40
9.1-ц	0.13	11.9	135	148	1.13	632.5 ± 5.0	614.5 ± 48.4	-3	0.0603 ± 2.2	0.8572 ± 2.4	0.1031 ± 0.8	0.35
6.1-ц	0.09	10.8	122	74	0.63	634.7 ± 6.0	660.3 ± 44.5	4	0.0616 ± 2.1	0.8788 ± 2.3	0.1035 ± 1.0	0.43
1.1-ц	0.09	19.0	212	160	0.78	639.0 ± 4.3	610.0 ± 40.0	-5	0.0602 ± 1.9	0.8646 ± 2.0	0.1042 ± 0.7	0.36
7.1-ц	0.20	11.1	124	82	0.68	639.3 ± 5.2	543.7 ± 52.9	-15	0.0584 ± 2.4	0.8390 ± 2.6	0.1042 ± 0.8	0.33
10.1-к	0.00	29.3	326	195	0.62	642.0 ± 3.2	671.3 ± 24.8	5	0.0619 ± 1.2	0.8941 ± 1.3	0.1047 ± 0.5	0.41
4.1-ц	0.20	15.1	164	102	0.65	# 655.8 ± 4.8	655.2 ± 46.1	0	0.0615 ± 2.1	0.9074 ± 2.3	0.1071 ± 0.8	0.34
5.1-к	0.09	23.4	254	135	0.55	# 656.3 ± 3.8	644.9 ± 31.7	-2	0.0612 ± 1.5	0.9037 ± 1.6	0.1072 ± 0.6	0.38
3.1-ц	-0.26	15.2	166	114	0.71	# 656.5 ± 4.8	707.7 ± 51.0	8	0.0630 ± 2.4	0.9309 ± 2.5	0.1072 ± 0.8	0.31
2.1-к	-0.05	34.0	367	214	0.60	# 659.7 ± 3.9	689.2 ± 27.1	4	0.0624 ± 1.3	0.9276 ± 1.4	0.1077 ± 0.6	0.44

Средневзвешенный возраст по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 637.6 ± 4.5 (95%) млн лет, СКВО = 1.02, $n = 6/10$.

Примечание. Ошибка в калибровке стандарта соответствовала 0.44%. Погрешности даны на уровне 1σ . $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. $^{206}\text{Pb}_c$ исправлен на измеренный ^{204}Pb . Буквы “к” и “ц” – краевая и центральная часть зерна. D – дискордантность: $D = \{[\text{возраст} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})]/[\text{возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] - 1\} \cdot 100$. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. # – анализ не учитывался при расчете средневзвешенного возраста.

геологических процессов, развитие методов исследования” и поддержана грантом РФФИ 09–05–01033а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В.Л., Литвиненко В.Л. Изотопная геохронология гранитоидного магматизма фундамента Печорской плиты. Сыктывкар: Геопринт, 2007. 68 с.
2. Шишкин М.А., Астапов А.П., Кабатов В.Н. Государственная геологическая карта РФ 1 : 1000000 (третье поколение). Урал. сер. Лист Q-41 (Воркута). Объяснит. записка. СПб.: Изд-во СПб-картофабрики ВСЕГЕИ, 2005.
3. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
4. Кузнецов Н.Б., Натанов Л.М., Белоусова Е.А. и др. // ДАН. 2009. Т. 424. № 3. С. 363–368.
5. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция Протоуралид-Тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
6. Моргунова А.А., Соболева А.А. // Вестн. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2007. № 12. С. 13–18.
7. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / Под ред. А.Ф. Морозова, О.В. Петрова, А.Н. Мельгунова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.
8. Хаин Е.В., Бибикина Е.В., Дегтярев К.Е. и др. В сб.: Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 244–246.
9. Шишкин М.А., Малых И.М., Матуков Д.И., Сергеев С.А. В сб.: Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. 2. С. 148–150.
10. O'Connor J.T. // U.S. Geological Survey Prof. Paper. 1965. 525-B. P. 79–84.
11. Pearce J.A., Harris B.W., Tindle A.G. // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
12. Soboleva A.A., Udoratina O.V., Miller E.L., et al. AGU Fall Meeting. Abstr. San Francisco (CA), 2010.
13. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. // Contribs Mineral. and Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.