

УДК 550.93+549.514.87+549.752.143 (571.121)

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ХИМИЧЕСКОЕ МИКРОЗОНДОВОЕ Th-U-Pb-ДАТИРОВАНИЕ ГРАНИТОВ ИЗ ФУНДАМЕНТА ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ

© 2013 г. С. Л. Вотяков*, К. С. Иванов*, Ю. В. Ерохин*, В. В. Хиллер*,
В. С. Бочкарев**, А. В. Захаров*, С. А. Коротков*

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: director@igg.uran.ru

**Сибирский научно-аналитический центр
625016, г. Тюмень, ул. Пермякова, 46
E-mail: sibnac@sibnac.ru

Поступила в редакцию 11.01.2012 г.

Ямал – одно из немногих мест, где фундамент нефтегазоносных осадочных бассейнов Арктики доступен для изучения. Исследованы петрография, минералогия и геохимия гранитоидов скв. 1 Верхнереченской площади; показано, что они относятся к гипабиссальным субщелочным разностям S-типа. Выполнено микрозондовое исследование состава аксессуарных монацита и уранинита из этих гранитов. Проведены расчеты химических Th-Pb и U-Pb возрастов, в том числе на основе биминеральных изохронных построений. Показано, что в пределах погрешности датировки согласуются между собой, и средне-взвешенное значение возраста составляет 259.6 ± 2.3 млн. лет. Эта первая датировка интрузивных пород региона указывает на то, что здесь, на востоке Урала, внедрение гранитов, завершающих палеозойский тектоно-магматический цикл, произошло в поздней перми.

Ключевые слова: Ямал, фундамент, граниты, химическое датирование, уранинит, монацит, возраст, поздний палеозой.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования геологии Арктики приобрели в последнее время особую важность, в том числе, в связи с потенциальной нефтегазоносностью этой огромной и пока еще крайне недостаточно изученной территории, а также, вероятно, предстоящим ее разделом между странами. Важнейшим критерием при этом являются, как известно, результаты исследования фундамента осадочных бассейнов Арктики. Ямал – главная газовая провинция нашей страны, и одно из немногих мест, где фундамент, пусть и с большим трудом, но все же доступен для непосредственного изучения. Важно и то, что притоки газоконденсата на месторождениях Ямала (Новопортовском и др.) получены, в том числе, и из комплексов палеозойского складчатого фундамента региона. Фундаменты нефтегазоносных провинций остаются пока одними из немногих в той или иной мере перспективных, но недостаточно изученных объектов, причем наиболее перспективны на поиски нефти и газа именно гранитоиды фундаментов [1, 10, 23 и др.].

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ РАЙОНА

На Ямале пробурено около 100 скважин, вскрывших породы фундамента (рис. 1 и [3, 4]). Из них ин-

трузивные комплексы выявлены только на четырех площадях: Бованенковской, Новопортовской, Верхнереченской и Сюнай-Салинской. Верхнереченская площадь расположена на Южном Ямале вблизи известного Новопортовского нефтегазового месторождения, в 50 км от него на юго-запад (рис. 1); от г. Салехард до скв. 1 Верхнереченской площади около 225 км.

Гранитоиды на Верхнереченской площади вскрыты скв. 1 и 3. Палеонтологические находки, доказывающие палеозойский и раннетриасовый возраст формаций, имеются по 16 скважинам Бованенковской, Верхнереченской, Восточно-Бованенковской и Новопортовской площадей, возраст комплексов варьирует от ордовика и силура до перми и триаса [3]. Возраст интрузивных пород здесь ранее не определялся и аналитические материалы имелись лишь для территории, расположенной к югу от Обской губы и Салехарда [8, 12, 13, 15, 18 и др.]. Имеющиеся данные показывают, во-первых, что гранитоиды Верхнереченской площади приурочены к самой северной части Урала, содержащих гранитные и диоритовые массивы, севернее которых располагается Пайхойско-Карская плита; во-вторых, эти гранитоиды занимают крайнее восточное положение в Уральской складчатой системе, граничащей на востоке с тиманидами

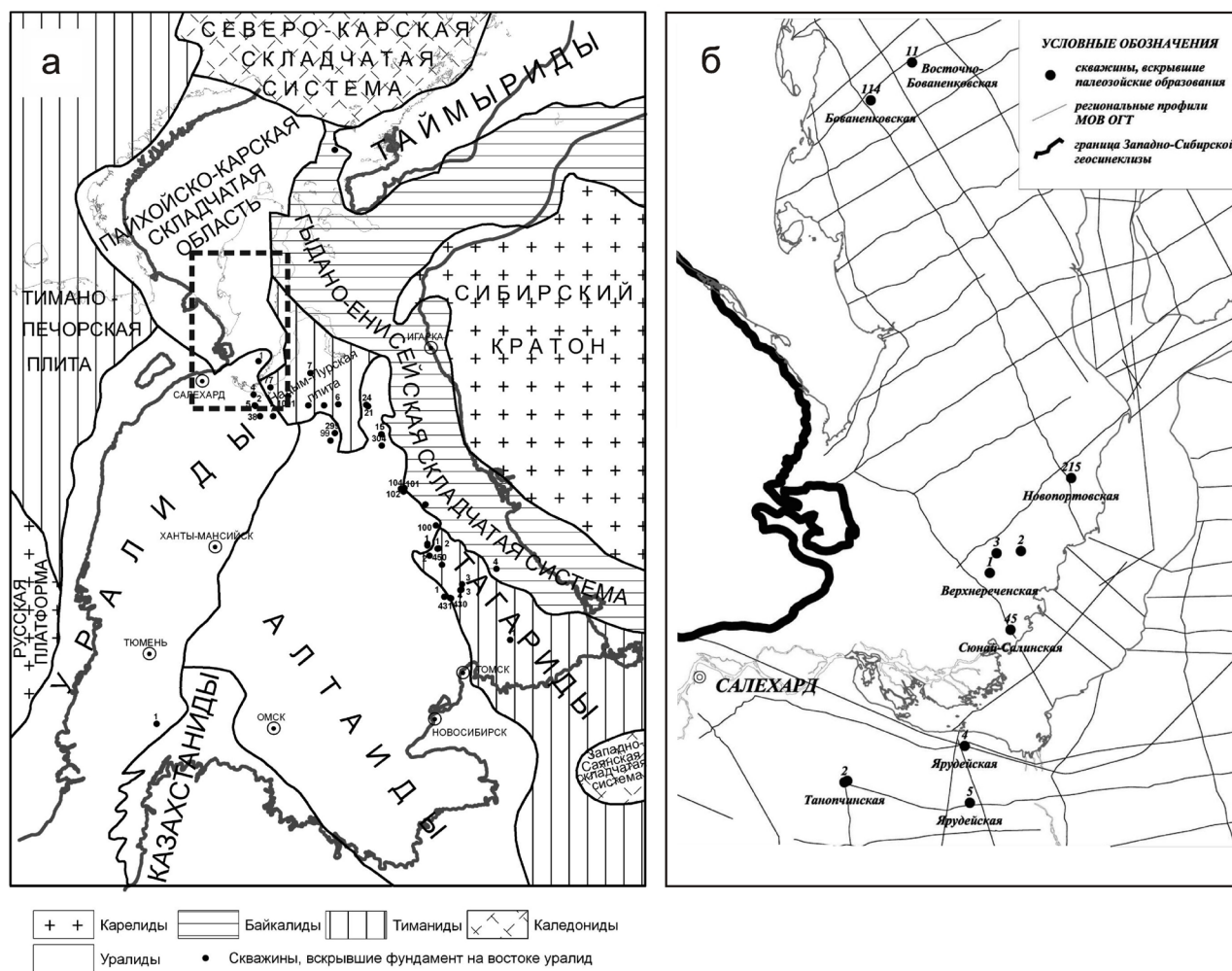


Рис. 1. Тектоническое районирование фундамента Западной Сибири и прилегающих областей (а) и обзорная схема расположения скважин и сейсмопрофилей на полуострове Ямал (б).

Надым-Пурской плиты [3]; (см. также [7, 12, 14, 16, 17, 20, 21 и др.]). Таким образом, Верхнереченская площадь занимает пограничное положение (рис. 1) между Урало-Монгольским складчатым поясом и структурами Арктического пояса, охватывающего Пай-Хой, Новую Землю, Ямал, Карское море и Таймыр. Представляется актуальным изучение вещественного состава гранитоидов и проведение абсолютных датировок минералов из этого объекта.

Скв. 1 Верхнереченской площади вскрыла граниты в интервале глубин 1748–2034 м. Граниты по всему разрезу представлены однородными светло-серыми мелкозернистыми разностями биотит-кварц-полевошпатового состава. На соседней с севера скв. 3 аналогичные граниты, также массивного облика, но с признаками рассланцевания, вскрыты в интервале глубин 1730–1827 м. Расстояние между скважинами – 20 км. Судя по магнитному полю, здесь, возможно, располагаются два массива,

вытянутых в северо-западном направлении. В обеих скважинах граниты перекрыты средне-верхнеюрскими отложениями осадочного чехла. К востоку от скв. 3 пробурена скв. 2, которая в интервале глубин 2480–2600 м вскрыла гранатосодержащие биотит-серицитовые кристаллические сланцы. Сланцы условно относятся к докембрию, по аналогии с зелеными сланцами, установленными на Новопортовском месторождении (рис. 1), где они последовательно окружены толщами с возрастом от раннего ордовика (по конодонтам) до силура и девона (по фораминиферам, водорослям и мшанкам [2]).

К западу от скважин 1–3 разбурен профиль колонковых скважин Щучье-Салета, который дополнен на восток скв. 32–38 Верхнереченской площади. При этом в скв. 35 выявлены интенсивно дислоцированные яшмы и глинисто-кремнистые сланцы с радиоляриями девонского облика [2]. Особенно широко на Южном Ямале распространены ме-

таморфические сланцы: Западно-Яротинская, Мантойская, Мало-Ямальская и др. площади Кремнекислые эффузивы преобладают на Сюнай-Салинской площади и на профиле Щучье-Салета. В более северных районах Ямала скважины в фундаменте часто вскрывают глинистые сланцы и интрузии габбро.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ГРАНИТОИДОВ ВЕРХНЕРЕЧЕНСКОЙ ПЛОЩАДИ

Породы имеют светло-серую окраску, структура мелко- и среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, текстура – пятнистая. В шлифах порода представлена несколькими основными минералами – калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем и биотитом (рис. 2).

Калиевый полевой шпат слагает крупные ксеноморфные зерна размером в несколько миллиметров и содержит в себе включения идиоморфного плагиоклаза, что характерно для многих субщелочных гранитоидов (монцонитовая структура). Калишпат не имеет микроклиновой решетки и местами содержит пертитовые вроски. Минерал незначительно пелитизирован, т.е. отмечается слабое развитие вторичных глинистых минералов. По данным микрозондового анализа (табл. 1, ан. 1–4), содержит небольшое количество примеси натрия (Na_2O – 0.55–1.43 мас. %). Судя по всему, является микроклином.

Плагиоклаз образует мелкие таблитчатые индивиды до 0.5 мм с характерными полисинтетическими двойниками (по альбитовому закону) в матрице крупных зерен калишпата. Центральная часть зерен плагиоклаза достаточно сильно соссюрити-

зирована и содержит скопления новообразованного агрегата серицита. По данным микрозондового анализа крупные индивиды полевого шпата представлены альбитом (табл. 1, ан. 5–7), а пертитовые вроски в калишпате относятся к олигоклазу (табл. 1, ан. 8). Из примесей в плагиоклазах отмечается калий (K_2O – 0.13–0.43 мас. %).

Кварц также отмечается в виде небольших включений в матрице калишпата, но слагает не отдельные индивиды, а ксеноморфные скопления, состоящие из агрегата нескольких зерен, общим размером до 2–3 мм.

Биотит слагает вытянутые лейсты и их скопления, размером до 0.5–1 мм в длину (рис. 3), с отчетливым плеохроизмом в зеленовато-коричневых тонах (по Ng – **коричневая окраска**, по Np – **зеленоватая**). Местами в краевых частях слюда интенсивно замещается агрегатом зеленого хлорита. По данным микрозондового анализа биотит (табл. 2, ан. 1–5) можно отнести к магнезиальному анниту, при этом количество минала флогопита не превышает 35%. Слюда содержит до 1.75 ф.ед. железа и до 0.22 ф.ед. фтора. По составам анализов аннита была построена диаграмма распределения $\text{TiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3$ (рис. 4) для определения фации глубинности [24]. Из диаграммы видно, что слюды обогащены титаном (содержание TiO_2 – до 4.8 мас. %) и попадают в поле гипабиссальной фации. Слюда содержит большое количество включений радиоактивных минералов (монацит, циркон, уранинит и др.), вокруг этих зерен отмечаются плеохроичные дворики.

Хлорит развивается исключительно по анниту, обычно замещая лейсты с краев, иногда до полного уничтожения первичной слюды. Окраска при замещении меняется до светло- и темно-зеленой, без

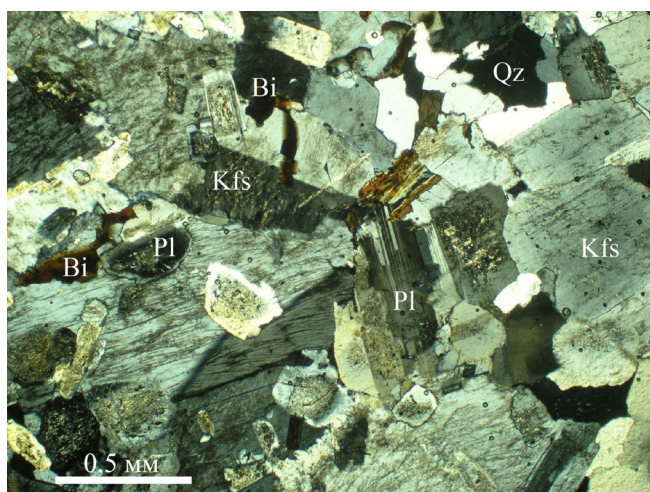


Рис. 2. Общий вид матрицы гранитоида из Верхнереченской площади.

Фото шлифа с анализатором; Bi – биотит, Pl – плагиоклаз, Kfs – калишпат, Qz – кварц.

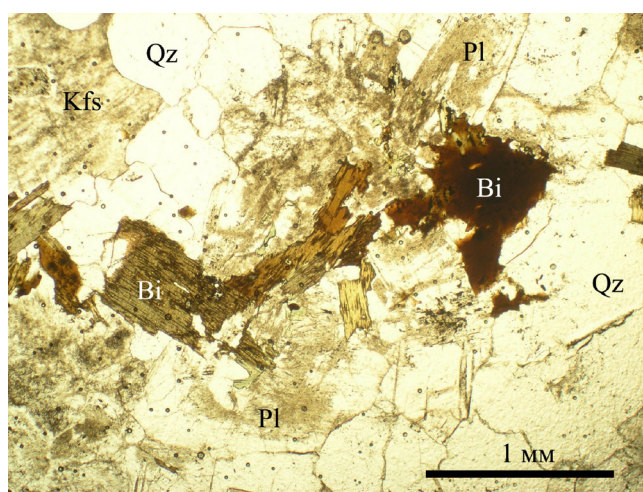


Рис. 3. Скопление лейст биотита в матрице гранитоида.

Фото шлифа без анализатора; Bi – биотит, Pl – плагиоклаз, Kfs – калишпат, Qz – кварц.

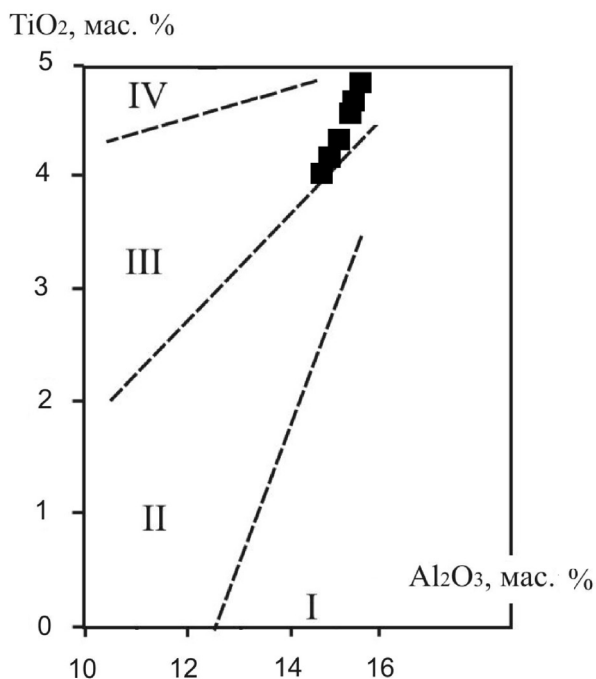
Таблица 1. Состав полевых шпатов из гранитов Верхнереченской площади, мас. %

Эл-ты	калиевый полевой шпат				плагиоклаз			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	64.23	64.38	64.82	65.26	67.80	68.36	67.74	66.06
TiO ₂	0.08	—	—	0.04	—	0.16	—	0.02
Al ₂ O ₃	18.05	18.08	18.12	17.46	20.65	20.62	19.26	20.07
Cr ₂ O ₃	—	0.20	—	0.10	0.07	—	0.02	—
FeO	—	—	0.01	0.12	0.02	0.04	0.05	0.10
MnO	0.01	—	0.01	—	0.01	—	—	0.02
CaO	0.03	0.03	—	—	1.99	1.91	0.87	2.21
Na ₂ O	0.86	0.67	0.55	1.43	10.75	10.67	10.79	10.20
K ₂ O	15.61	15.70	15.95	14.93	0.14	0.22	0.13	0.43
Сумма	98.87	99.06	99.46	99.35	101.44	101.97	98.86	99.11

Примечание. 1–4 – микроклин, 5–7 – альбит, 8 – олигоклаз. Здесь и далее микроанализатор Cameca SX 100, аналитик В.В. Хиллер.

выраженного плеохроизма. По данным микрозондового анализа (табл. 2, ан. 6–8) минерал относится к шамозиту с незначительным содержанием мианлов клинохлора и пеннантита.

Apatit часто распылен по матрице слюды или располагается вблизи ее лейст. Образует ксеноморфные зерна изометричного или слабо вытянутого облика, размером до 100 мкм. Обычно тяготеет к другим фосфатам (монациту и ксенотиму), обрамляя их кристаллы ксеноморфным агрегатом, т.е. апатит – более поздний по времени образования.

**Рис. 4.** Диаграмма TiO₂–Al₂O₃ для слюд из гранитов Верхнереченской площади.

I–IV – поля фаций глубинности по [24]: I – абиссальная, II – мезоабиссальная, III – гипабиссальная, IV – субвулканическая.

По данным микрозондового анализа минерал является фторапатитом, т.к. содержит фтор до 2.6 мас. % (хлор определяется на пределе чувствительности метода анализа). Из значимых примесей отмечается только марганец (MnO – до 0.93 мас. %). Интересно, что повышенная марганцовистость в апатитах (MnO в пределах 1.5 мас. %) характерна для редкометальных гранитоидов S-типа, в то время как в породах других типов (А- и I-типах) апатит имеет менее значимые содержания марганца [29 и др.].

Ильменит слагает мелкие призматические хорошо образованные индивиды размером до 50 мкм. Обычно приурочен к скоплениям слюды, изредка встречается по всей матрице гранитоида. По данным микрозондового анализа, является марганцовистым ильменитом (MnO варьирует от 11.4 до 20.0 мас. %) с содержанием мианала пирофанита от 25 до 44%, соответственно.

Монацит и *уранинит* детально описаны в разделе о химическом датировании минералов.

Таким образом, порода имеет монцонитовую структуру, и относится к субщелочным разностям. По химическому составу ангита, можно предположить, что гранитоид формировался в гипабиссальных условиях. Кроме того, в темноцветных и акцессорных минералах породы установлена повышенная марганцовистость, характерная для гранитов S-типа.

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ ВЕРХНЕРЕЧЕНСКОЙ ПЛОЩАДИ

Химический и микроэлементный состав гранитоида из Верхнереченской площади приведен в табл. 3. По содержанию кремнезема и щелочей порода попадает в область субщелочных лейкогранитов и, по данным петрохимии и минералогии, относится к монцолейкогранитам. Гранитоид относится к высококалиевым сериям, щелочно-известковых пород. Индекс насыщенности алюминием составляет 1.1, что позволяет предположительно относить данную породу к гранитам S-типа, субстратом

Таблица 2. Состав биотита и хлорита из гранитов Верхнереченской площади, мас. %

Эл-ты	1ц	1кр	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	35.05	35.08	34.50	34.91	35.26	35.07	23.33	23.61	23.70
TiO ₂	4.39	4.00	4.15	4.48	4.57	4.83	0.54	0.33	0.13
Al ₂ O ₃	14.34	14.17	14.38	15.16	15.27	15.39	20.70	20.56	19.80
Cr ₂ O ₃	—	0.03	0.19	—	0.15	—	0.01	0.27	0.21
FeO	26.11	26.38	26.17	26.17	23.89	24.63	37.57	37.14	36.42
MnO	0.70	0.75	0.67	0.73	0.56	0.57	1.22	1.21	1.03
MgO	5.31	5.51	5.26	5.58	5.75	5.25	5.71	5.92	5.94
CaO	—	—	—	—	—	—	0.06	0.01	0.09
Na ₂ O	0.13	0.11	0.15	0.18	0.08	0.10	0.01	0.02	0.04
K ₂ O	8.98	9.02	8.64	8.71	9.04	9.29	0.01	0.01	0.01
F	0.85	0.69	0.80	0.79	0.65	0.86	0.08	0.12	0.13
O≡F ₂	-0.36	-0.29	-0.34	-0.33	-0.27	-0.37	-0.03	-0.05	-0.06
Сумма	95.49	95.45	94.57	96.38	94.97	95.63	89.21	89.14	87.44

Примечание. 1–5 – аннит, 6–8 – шамозит.

которых служат осадочные породы. Поведение редкоземельных элементов в гранитоиде характеризуется плавным нарастанием легких лантаноидов с ярко выраженной негативной аномалией по европию. Подобное распределение РЗЭ достаточно резко отличается от трендов лантаноидов в гранитоидах из кристаллического фундамента более южных районов – Шаимско-Кузнецовского мегантиклинория Западной Сибири [19] или рядом расположенной Восточно-Шебурской площади [11].

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса с коллегами [34] верхнереченские граниты попадают на границу областей коллизионных гранитов и гранитов вулканических дуг. На диаграммах Ф. Мэниара и Ф. Пикколи [32] порода тяготеет или попадает в область посторогенных (или просто орогенных) гранитоидов. Отметим, что сами посторогенные гранитоиды на графиках Дж. Пирса трудно отличить от аналогов из вулканических дуг и колли-

зии. С использованием численного метода С. Агравала для классификации гранитоидов [28] устанавливается, что изученные граниты относятся к орогенным образованиям, а именно к позднеорогенным гранитоидам. Таким образом, гранитоид Верхнереченской площади является монцотейкогранитом, который сформировался, по всей видимости, в условиях позднеорогенной обстановки.

МИКРОЗОНДОВОЕ ХИМИЧЕСКОЕ ДАТИРОВАНИЕ ПО МИНЕРАЛАМ СКВАЖИНЫ 1 ВЕРХНЕРЕЧЕНСКОЙ ПЛОЩАДИ

Поиск и идентификация зерен монацита и уранинита в шлифах проводились по их BSE-изображениям и энергодисперсионным спектрам; элементное картирование зерен – на основе измерения интенсивности пика и фона. Достигнутые пределы обнаружения Th, U и Pb в монаците – 130, 60 и 53 г/т, в уранините – 590, 490 и 270 г/т [26], соответственно (ИГГ УрО РАН, микрозонд Cameca SX 100, пять волновых спектрометров). Методы изотопной геохронологии в масс-спектрометрическом варианте с лазерной абляцией (ионным зондированием) проб не всегда применимы для уранинита, коффинита и других минералов с высокими содержаниями U (Th), т.е. методика локального микрозондового датирования зачастую [5, 6, 27, 35 и др.] остается практически единственной для оценки эволюции этих минералов, часто гетерогенных по возрасту. Развитию ее основ и применению для датирования различных геологических объектов посвящено большое число зарубежных публикаций [30, 33, 36 и др.]. В настоящей работе расчет возраста минералов проводился с использованием оригинальной [5, 6] и модифицированной программы Isoplot 3.66 [31] в рамках трех альтернативных подходов: из единичного определения содержания U, Th, Pb в точке зерна минерала, следуя [30]; из Th/Pb–U/Pb изохроны, следуя [33], а также из Th*–Pb изохроны для высокотемпературных минералов (U*–Pb – для высокоурановых) с

Таблица 3. Химический (вес. %) и микроэлементный (г/т) состав гранитов Верхнереченской площади

SiO ₂	72.36	Rb	172.32	La	19.86
TiO ₂	0.17	Sr	120.34	Ce	44.17
Al ₂ O ₃	14.73	Y	11.59	Pr	5.05
Fe ₂ O ₃	0.70	Zr	68.04	Nd	19.39
FeO	0.80	Nb	6.41	Sm	3.88
MnO	0.06	Mo	0.15	Eu	0.37
MgO	0.43	Ag	1.62	Gd	3.30
CaO	1.23	Cd	0.16	Tb	0.39
Na ₂ O	3.80	Sn	5.10	Dy	2.47
K ₂ O	4.60	Sb	0.19	Ho	0.51
P ₂ O ₅	0.05	Te	0.01	Er	1.23
П.п.п.	0.90	Cs	6.33	Tm	0.19
Сумма	99.83	Ba	538.47	Yb	1.24
Li	44.96	Cu	2.11	Lu	0.19
Be	2.09	Zn	33.26	Hf	2.41
Sc	2.26	Ga	15.59	W	0.03
Ti	638.11	Ge	0.97	Tl	1.70
V	5.90	Cr	1.73	Pb	27.92
Ni	0.47	Mn	211.86	Th	14.39
Co	0.85	Bi	0.05	U	14.13

Таблица 4. Состав (мас. %) и возраст (млн. лет) монацита из Верхнереченской площади

Эл-ты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
P ₂ O ₅	29.89	28.60	27.98	29.38	28.18	24.39	26.87	28.00	25.63
SiO ₂	0.57	1.37	1.68	0.94	1.56	3.50	2.02	1.59	3.13
ThO ₂	6.93	8.50	8.52	6.76	7.87	16.31	8.68	7.87	15.13
UO ₂	0.46	0.44	0.42	0.81	0.44	0.74	0.53	0.47	0.67
Ce ₂ O ₃	26.72	27.66	28.05	26.82	28.70	23.85	27.46	27.75	25.36
La ₂ O ₃	11.20	12.79	13.83	12.80	13.90	11.14	13.22	12.97	11.63
Nd ₂ O ₃	12.57	11.58	11.17	11.37	11.36	10.93	10.88	11.57	10.87
Pr ₂ O ₃	3.26	3.17	3.08	2.95	3.08	2.76	2.88	2.96	2.77
Sm ₂ O ₃	2.46	1.73	1.53	2.11	1.53	1.69	1.58	1.75	1.68
Gd ₂ O ₃	1.71	1.20	0.96	1.52	1.08	1.15	1.14	1.30	1.16
Dy ₂ O ₃	0.50	0.34	0.23	0.55	0.26	0.27	0.29	0.41	0.31
Y ₂ O ₃	1.80	1.13	1.02	2.57	1.06	1.16	1.16	1.45	1.22
PbO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.19	0.11	0.10	0.18
CaO	1.16	0.71	0.48	0.95	0.37	0.42	0.38	0.43	0.45
Сумма	99.32	99.32	99.06	99.65	99.47	98.49	97.22	98.61	100.21
Возраст	268	250	232	265	248	247	254	262	248

Примечание. Микроанализатор Cameca SX 100; погрешность определений возраста ± 20 млн. лет.

оценкой содержания нерадиоогенного Pb, следуя [36]. Здесь $Th^* = (Th + U^{эkv})$, где $U^{эkv}$ – содержание U, **пересчитанное в эквивалентное содержание Th**, способное произвести то же количество Pb за время жизни системы.

Монацит образует обильную акцессорную вкрапленность в гранитоиде. Обычно тяготеет к местам скопления темноцветных минералов (слюды и замещающего ее хлорита) и слагает хорошо образованные короткопризматические индивиды, размером до 100 мкм по удлинению. Изображение монацита в обратно рассеянных электронах (BSE) имеет отчетливую зональность, которая вызвана различным содержанием тория в минерале (рис. 5).

Химический состав монацита достаточно сильно варьирует (см. табл. 4, где приведена выборка из имеющихся 40 точек анализа). По данным анализов можно говорить, что все зерна монацита в породе представлены цериевой разностью (церий существенно преобладает над другими редкими землями) с высоким содержанием тория. Из других примесей можно отметить присутствие существенных концентраций кремнезема (SiO₂ – до 3.5 мас. %), иттрия (Y₂O₃ – до 1.8 мас. %) и кальция (CaO – до 1.2 мас. %). Содержание радиоогенных компонентов достаточно сильно меняется: ThO₂ – 5.37–16.31, UO₂ – 0.40–0.81, PbO – 0.08–0.19 мас. %.

Известно, что для примесей Th (U) в монаците реализуется хаттонитовый ($REE^{3+} + P^{5+} \rightarrow Th^{4+}(U^{4+}) + Si^{4+}$) или брабантитовый ($2REE^{3+} \rightarrow Th^{4+}(U^{4+}) + Ca^{2+}(Sr^{2+}, Ba^{2+}, Pb^{2+})$)

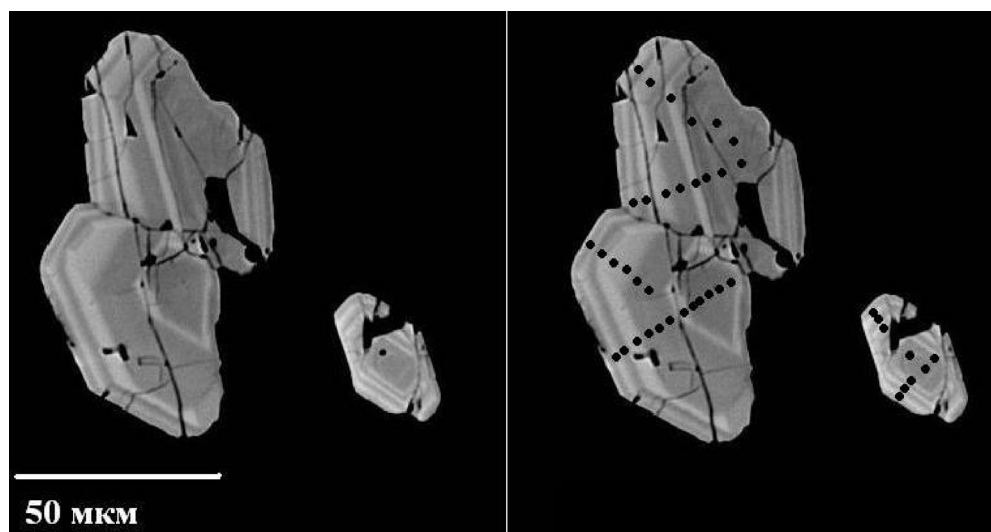


Рис. 5. Изображение в обратно рассеянных электронах зерен зонального монацита из матрицы гранитоидов Верхнереченской площади (слева – обычный снимок, справа – с профилями от “выстрелов” микрозонда).

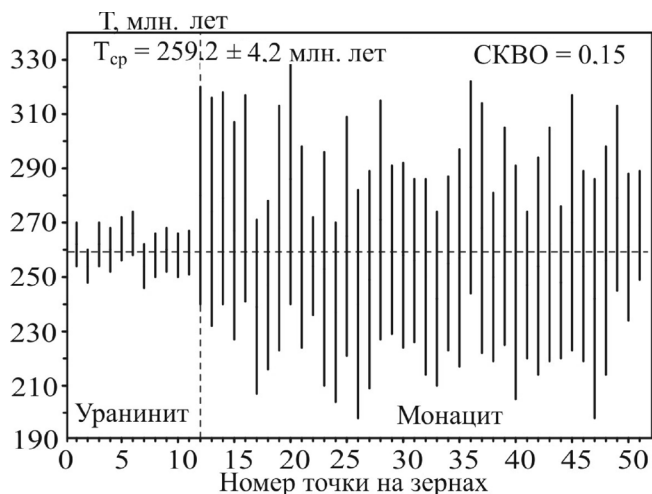


Рис. 6. Вариации значений Th-U-Pb возрастов и их средневзвешенная величина для 11 точечных определений в уранините и 40 – в монаците из гранитов скв. 1 Верхнереченской площади.

тип изоморфизма. Из имеющихся анализов химического состава монацита из скв. 1 Верхнереченской площади можно утверждать, что в матрице фосфата реализуются оба типа изоморфизма. Рекристаллизация минерала, его растворение–осаждение, диффузионные потери радиогенного Pb могут приводить к нарушению замкнутости его U-Th-Pb системы (ее полной переустановке). В [36] параметр $\beta = (\text{Si} + \text{Ca})/(\text{Th} + \text{U} + \text{Pb})$, характеризующий степень зарядовой компенсации примесей $\text{Th}^{4+}(\text{U}^{4+})$, рассматривался как показатель замкнутости Th-U-Pb системы минерала: при его близости к 1 система считается замкнутой. Для данного монацита $\beta = 0.97\text{--}1.03$ свидетельствует о замкнутости системы и корректности оценки возраста. Из точечных определений содержания U, Th, Pb нами вы-

полнены расчеты возраста монацита; получены значения в интервале 237–286 млн. лет (рис. 6); их статистическая обработка с построением гистограмм распределения свидетельствует о возрастной гомогенности минерала со средневзвешенным возрастом 258 ± 11 млн. лет (СКВО = 0.13).

Значительная дисперсия по зернам монацита содержаний Th (и в меньшей степени U) позволяет использовать полученные химические данные для изохронных построений. Установлено, что на Th*-Pb (Th/Pb–U/Pb) диаграмме экспериментальные точки образуют изохрону с Th*/Pb и Th/Pb возрастaми 249.1 ± 28.2 (СКВО = 0.24) и 269.8 ± 19.6 млн. лет (СКВО = 0.28), соответственно (U/Pb возраст определяется со значительной погрешностью, что вполне закономерно для высокоторийевого монацита с отношением $\text{ThO}_2/\text{UO}_2 = 10$ и выше). Содержание нерадиогенного Pb, рассчитанное по пересечению Th*-Pb изохроны с PbO-осью, составляет менее 0.005 мас. %, что сопоставимо с пределом его обнаружения в минерале.

Уранинит. Достаточно обычный аксессуарный минерал для гранитоидов из доюрского фундамента Западной Сибири [9 и др.]. Так же, как и монацит, образует вкрапленность в породе, хотя отмечается реже фосфата. Обычно тяготеет к местам скопления темноцветных минералов (слюды и замещающего ее хлорита), где часто образует мелкие включения в матрице крупных зерен монацита и ксенотима (рис. 7а) и слагает хорошо образованные индивиды квадратного сечения (рис. 7б), размером до 30 мкм в диаметре. На изображениях в обратно-рассеянных электронах уранинит легко отличается от других аксессуарных минералов наиболее яркой светлой окраской.

Химический состав уранинита достаточно сильно варьирует (см. табл. 5, где приведена выборка из имеющихся 25 анализов). Из примесей можно отметить только существенные concentra-

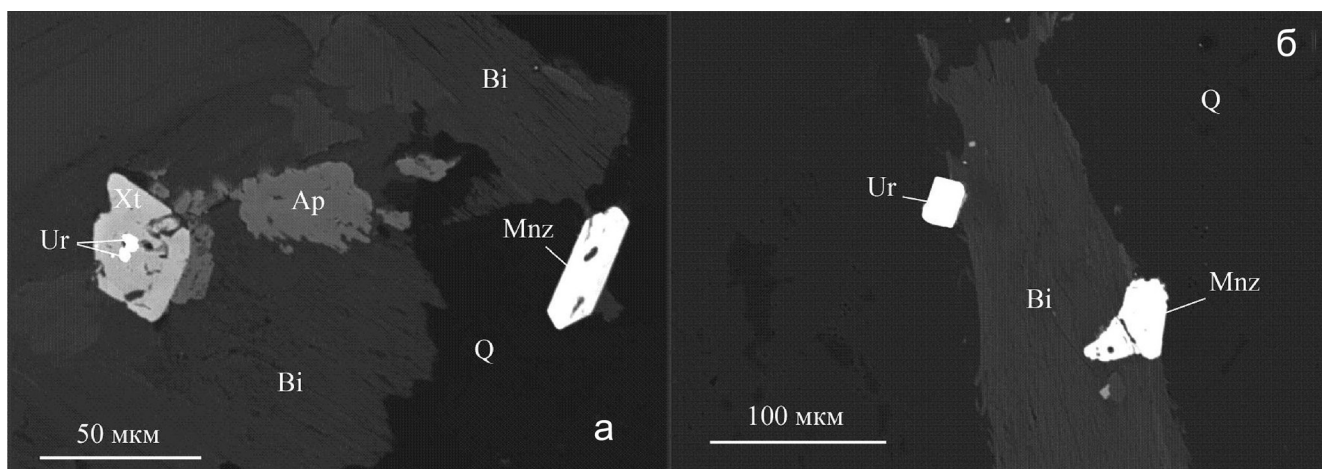


Рис. 7. Изображения в обратно рассеянных электронах скопления уранинита (Ur), монацита (Mnz), ксенотима (Xt) и апатита (Ap) в агрегате кварца (Q) и биотита (Bi) из гранитоидов Верхнереченской площади.

Таблица 5. Состав (мас. %) и возраст (млн. лет) уранинита Верхнереченской площади

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
ThO ₂	2.22	4.94	2.22	3.18	3.30	2.92	2.09	2.05	2.60
UO ₂	88.79	83.18	88.08	87.59	89.85	86.56	87.24	88.45	85.03
PbO	3.13	2.98	3.16	3.14	3.26	3.17	3.03	3.13	3.04
Ce ₂ O ₃	0.40	0.15	0.21	—	—	0.33	0.16	0.25	0.41
La ₂ O ₃	—	—	0.01	—	0.18	0.01	—	—	—
Nd ₂ O ₃	0.25	0.17	0.29	—	0.09	0.22	0.31	0.27	0.46
SiO ₂	0.09	0.32	0.13	0.68	0.15	0.26	0.10	0.10	0.03
Y ₂ O ₃	2.09	2.53	2.18	0.73	0.40	2.28	2.18	1.97	3.67
Сумма	96.97	94.27	96.28	95.31	97.23	95.73	95.12	96.21	95.24
Возраст	258	259	262	260	264	266	254	258	260

ции иттрия (Y₂O₃ – до 3.7 мас. %). Суммы анализов уранинита слегка занижены, что, скорее всего, связано с присутствием в минерале воды и урана другой валентности.

Значения точечных **U-Th-Pb** возрастов уранинита лежат в интервале 254–266 млн. лет со средневзвешенной величиной в 259.3 ± 4.6 млн. лет (СКВО = 0.26), что в пределах погрешности согласуется со средневзвешенным возрастом монацита (их совместный средневзвешенный возраст – 259.2 ± 4.2 млн. лет, СКВО = 0.15; рис. 6) и позволяет выполнить изохронные датировки по двум сосуществующим минералам. Как видно из рис. 8, все аналитические данные точек микрозондового анализа уранинита и монацита на диаграмме Th*-Pb (Th/Pb–U/Pb) образуют единую “биминеральную” изохрону; при этом U*/Pb возраст оценивается в 259.2 ± 3.6 млн. лет (СКВО = 0.29), а Th/Pb и U/Pb возраста – в 260.4 ± 8.3 и 259.2 ± 3.6 млн. лет со средневзвешенным значением 259.6 ± 2.3 млн. лет (СКВО = 0.33), рас-

считанным по величинам X_{cp} и Y_{cp} (рис. 8). Таким образом, подход микрозондового химического датирования, реализованный для биминеральной системы, дает хорошо согласующиеся между собой значения возрастов с существенно меньшей погрешностью, чем для мономинеральных изохрон.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Все химические датировки, в том числе и по данным для двух минералов монацита и уранинита из гранитов Ямала, вскрытых скв. 1 Верхнереченской площади, в пределах погрешности согласуются между собой; средневзвешенное значение “биминерального” изохронного возраста составляет 259.6 ± 2.3 млн. лет. Полученные датировки, в целом, не противоречат имеющимся геологическим сведениям и существенно их дополняют. К югу от датированных нами гранитоидов, пересекая Обскую губу, по сейсморазведочным данным ОГТ

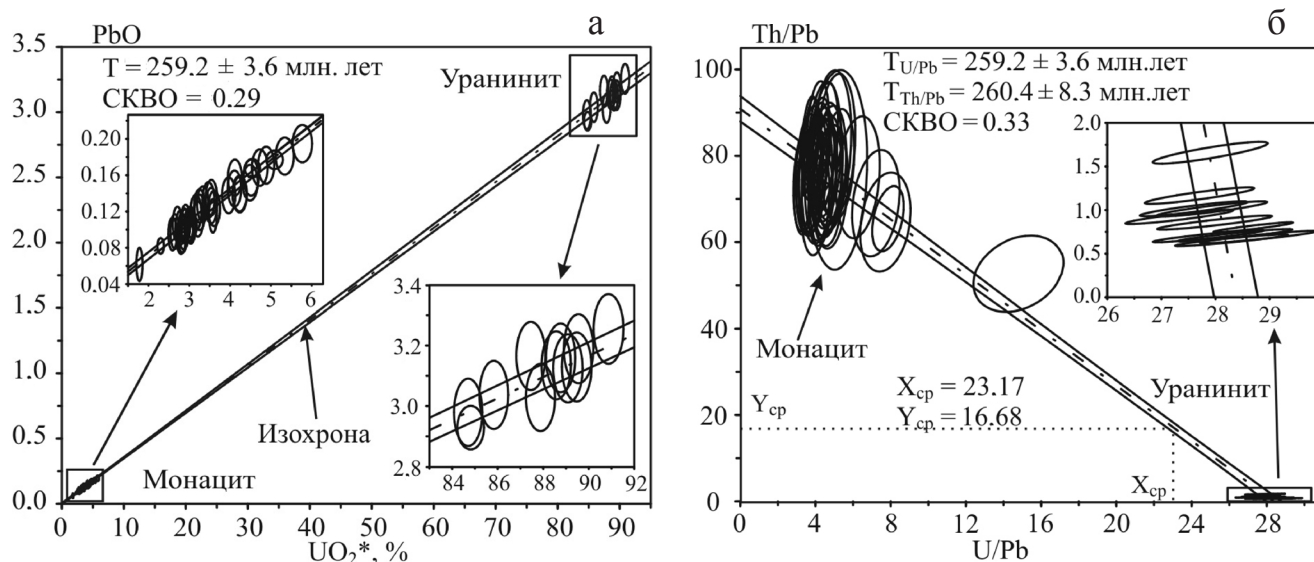


Рис. 8. Биминеральные UO₂*–PbO (а) и Th/Pb–U/Pb (б) данные для уранинита и монацита из гранитов скв. 1. Верхнереченской площади

Эллипсы – значения погрешности 2σ , штрих-пунктир – линии регрессии (изохроны) с двумя симметричными гиперболами, фиксирующими погрешности. X_{cp} и Y_{cp} – средневзвешенные значения на изохроне.

картируется крупный Ярудейский прогиб. В прогибе выявлены угленосные молассы с отпечатками флоры низов поздней перми (скв. 4) и позднепермскими спорово-пыльцевыми комплексами (скв. 5-Р Ярудейская). Эти пермские отложения заметно дислоцированы и метаморфированы до стадии АК₃, т.е. 4.5% по витриниту [25]. К западу от Ярудейского прогиба пробурены скважины 2, 3 Таношчинской площади, вскрывшие граниты с K-Ar датировками 297, 256, 249 и 238 млн. лет [15].

Таким образом, в восточных зонах Урала, на их крайнем севере, внедрение гранитов, завершающих палеозойский тектоно-магматический цикл, произошло в поздней перми.

Некоторые исследователи считают, что на Ямале и в южной части Карского моря формирование орогена приходится на начало триаса, а до этого здесь господствовало котловинное море, типа современного Черного [22]. Наши данные не подтверждают такие представления.

Авторы благодарят рецензента за полезные замечания.

Исследования выполняются в рамках проектов УрО РАН 12-5-6-003-АРКТИКА, 13-5-005-НДР и грантов РФФИ № 11-05-00035 и 11-05-00098, а также ФЦП "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России" (госконтракт № 14.В37.21.0684).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1997. 288 с.
2. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Перегудов Л.Г., Смирнов Л.В. Природа карбонатных отложений девона на правом берегу реки Щучья и Новопортовского месторождения п-ова Ямал // Стратиграфия и палеонтология Сибири. Новосибирск СНИИГГИМС, 2000. С. 100–104.
3. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. Складчатый фундамент полуострова Ямал // Горные ведомости. 2010. № 8 (75). С. 6–35.
4. Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Иванов К.С., Ерохин Ю.В. Абсолютный возраст гранитов фундамента полуострова Ямал // Горные ведомости. 2011. № 1 (80). С. 18–22.
5. Вотяков С.Л., Хиллер В.В., Щапова Ю.В., Порошников А.В. Химическое электронно-зондовое датирование минералов-концентраторов радиоактивных элементов: методические аспекты // Литосфера. 2010. № 4. С. 94–115.
6. Вотяков С.Л., Щапова Ю.В., Хиллер В.В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датирования. Екатеринбург: ИГГ УрО, 2011. 340 с.
7. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 5–27.
8. Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, 2001. 163 с.
9. Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В. Уранинит из гранитоидов фундамента Узбекской площади Шаимского района Западной Сибири // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: мат-лы II науч. конф. Тюмень-Новосибирск: Гео, 2010. С. 50–53.
10. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. и др. Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИИГТ, 2007. С. 49–56.
11. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В. Возраст гранитоидов фундамента Восточно-Шебурской площади (Западная Сибирь) // Уральская минералогическая школа-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 76–79.
12. Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф. и др. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 484–501.
13. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. Геохронологические исследования фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна; итоги 50 лет изучения // Литосфера. 2005. № 3. С. 117–135.
14. Клец А.Г., Конторович В.А., Иванов К.С. и др. Геодинамическая модель доюрского основания – основа нефтегазогеологического районирования верхнедокембрийско-нижнетриасового структурного этажа Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск – Екатеринбург: УрО РАН, 2007. Т. 1. С. 79–90.
15. Кляровский В.М. Геохронология горных пород области юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1972. 165 с.
16. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 690 с.
17. Краснов В.И., Исаев Г.Д., Асташкина В.Ф. и др. Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований нефтегазоносных районов Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1993. С. 47–78.
18. Позорелов Б.С. Геология и нефтегазоносность доюрских образований запада Западной Сибири. М.: Наука, 1977. 86 с.
19. Пономарев В.С. Вещественный состав гранитоидов и их метаморфического обрамления из фундамента Приуральской части Западно-Сибирского мегабассейна. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011. 22 с.
20. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие плат-

- форменного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
21. Сурков В.С., Смирнов Л.В. Консолидированные блоки земной коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: мат-лы Всерос. науч. конф. Тюмень–Новосибирск: СИБНАЦ, 2008. С. 207–210.
 22. Устрицкий В.И. Геологическая история обрамления Южно-Карской впадины в фанерозое // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: мат-лы II науч. конф. Тюмень–Новосибирск: Гео, 2010. С. 172–175.
 23. Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Садыков М.Р. и др. Строение и перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса территории ХМАО: новые подходы и методы // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. Т. 1. С. 79–90.
 24. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрография магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
 25. Фомин А.Н. Катагенетические условия нефтегазообразования в палеозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 7. С. 833–842.
 26. Хиллер В.В. Состав, кристаллохимия, эволюция U-Th-Pb-системы ряда минералов-геохронометров по данным экспериментального исследования и компьютерного моделирования. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2010. 23 с.
 27. Хиллер В.В., Вотяков С.Л., Ерохин Ю.В. Рентгено-спектральный микрозондовый анализ состава U-Th-содержащих минералов-геохронометров (методические рекомендации) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2011. № 8. С. 115–130.
 28. Agrawal S. Discrimination between late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites by major element compositions // J. Geology, 1995. V. 103. P. 529–537.
 29. Broska I., Williams C.T., Aubin A. et al. Apatite composition and estimation of fluorine concentration in the West-Carpathian granites // Geol. Carpath. 2002. V. 53. Spec. Issue. P. 190–192.
 30. Cocherie A., Albaredo F. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65, № 24. P. 4509–4522.
 31. Ludwig K.R. Users manual for ISOPLOT/EX, version 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center: Spec. Publ. № 1a. 1999. 120 p.
 32. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
 33. Montel J.-M., Foret S., Veschambre M. et al. Electron microprobe dating of monazite // Chemical Geology. 1996. V. 131. P. 37–53.
 34. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. V. 25. P. 956–983.
 35. Suzuki K., Adachi M., Tanaka T. Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study // Sedimentary Geology. 1991. V. 75. P. 141–147.
 36. Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // Gondwana Research. 2008. V. 14. P. 569–586.

Рецензент В.Л. Андричев

The composition of granites from Yamal basement and their chemical electron microprobe Th-U-Pb dating

S. L. Votyakov*, K. S. Ivanov*, Yu. V. Erokhin*, V. V. Khiller*, V. S. Bochkarev**,
A. V. Zakharov*, S. A. Korotkov*

*Institute of the Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

**Siberian scientific-analytical centre

The Yamal is one of the few places where the basement of the oil- and gas-bearing Arctic sedimentary basins is available for study. Petrography, mineralogy and geochemistry of the granitoids in bore-hole Verkhneretchenskaya 1 have been researched; it was shown that they relate to hypabyssal subalkaline varieties of S-type. Microprobe study of composition of accessory monazite and uraninite from these granitoids has been carried out. Calculations of chemical Th/Pb and U/Pb ages, including those on the base of biminerall isochrone constructions have been made. It was demonstrated that the datings correlate between themselves with the error accuracy, and the age weighted mean makes up 259.6 ± 2.3 Ma. This first dating of the region intrusive rocks point to the fact that here in the east of uralides, intrusion of the granites concluding the Paleozoic tectono-magmatic cycle which occurred in the Late Permian.

Key-words: Yamal, basement, granites, chemical dating, uraninite, monazite, age, Upper Paleozoic.