

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОМ СИАЛИЧЕСКОМ ФУНДАМЕНТЕ НА ВОСТОКЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(результаты исследования Тынъярского риолит-гранитного массива)

К.С. Иванов, Ю.В. Ерохин, Ю.Л. Ронкин, В.В. Хиллер, Н.В. Родионов*, О.П. Лепихина

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия

* Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Несмотря на длительную историю изучения, наличие докембрийских комплексов в фундаменте Западной Сибири доказано не было. В междуречье Ваха и Елогуя, в восточной части Западно-Сибирской плиты (восток Ханты-Мансийского автономного округа), пробурены скважины Тынъярская 100, 101. На глубине 1790 м они вскрыли экзрузивное тело риолитов, которые глубже переходят в щелочные гранитоиды *A*-типа с редкометалльно-редкоземельной минерализацией (торит, торогуммит, настуран, РЗЭ-карбонаты, чевкинит и др.). Формирование этого вулканоплутонического комплекса происходило в раннепермское время ($K-Ar \approx 270$ млн лет, $Rb-Sr = 275.7$ млн лет, $Sm-Nd = 276$ млн лет и $U-Pb = 277$ млн лет). Часть цирконов из гранитов имеет гораздо более древний возраст 2049 ± 23 млн лет (SHRIMP-II), что свидетельствует о взаимодействии раннепермской гранитной магмы с древним веществом. По всей видимости, им являлся гранитно-метаморфический фундамент, в результате частичного плавления которого и образовалось Тынъярское риолит-гранитное тело. $Sm-Nd$ модельные возрасты также фиксируют возможное участие докембрийского субстрата в формировании изученных пород. Таким образом, весьма вероятно наличие под Тынъярской площадью протерозойского (≈ 2 млрд лет) сиалического фундамента, представляющего собой край Сибирской платформы, утоненный при позднепротерозойско-раннепалеозойском рифтогенезе и растяжении.

Фундамент, геохронология, K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb SHRIMP-II методы датирования, палеозой, граниты, Западно-Сибирский мегабассейн.

THE FIRST DATA ON THE EARLY PROTEROZOIC SIALIC BASEMENT IN THE EASTERN WEST SIBERIAN PLATFORM (studies of the Tyn'yar rhyolite-granite pluton)

K.S. Ivanov, Yu.V. Erokhin, Yu.L. Ronkin, V.V. Khiller, N.V. Rodionov, and O.P. Lepikhina

Despite the long history of research, the presence of Precambrian complexes in the West Siberian basement has not been proven. The Tyn'yarskaya 100 and Tyn'yarskaya 101 wells were drilled in the Vakh-Elogui interfluvium, in the eastern West Siberian Plate (eastern Khanty-Mansi Autonomous District). At a depth of 1790 m, they stripped a rhyolite extrusion, which graded into *A*-type alkali granitoids with rare-metal and REE mineralization (thorite, thorongummit, pitchblende, REE-carbonates, chevkinite, and others) downsection. This volcanoplutonic complex is Early Permian ($K-Ar$ age, ~ 270 Ma; $Rb-Sr$ age, 275.7 Ma; $Sm-Nd$ age, 276 Ma; $U-Pb$ age, 277 Ma). Some zircons from granites are much older (2049 ± 23 Ma, SHRIMP II), suggesting a relationship between the Early Permian granitic magma and the ancient matter. This might have been a granite-metamorphic basement, the partial melting of which produced the Tyn'yar rhyolite-granite body. The $Sm-Nd$ model ages also suggest the participation of a Precambrian substratum in the formation of the rocks under study. Thus, it is quite possible that the Tyn'yar area is underlain by a Proterozoic (~ 2 Ga) sialic basement, which is an edge of the Siberian Platform thinned by Late Proterozoic–Early Paleozoic rifting and extension.

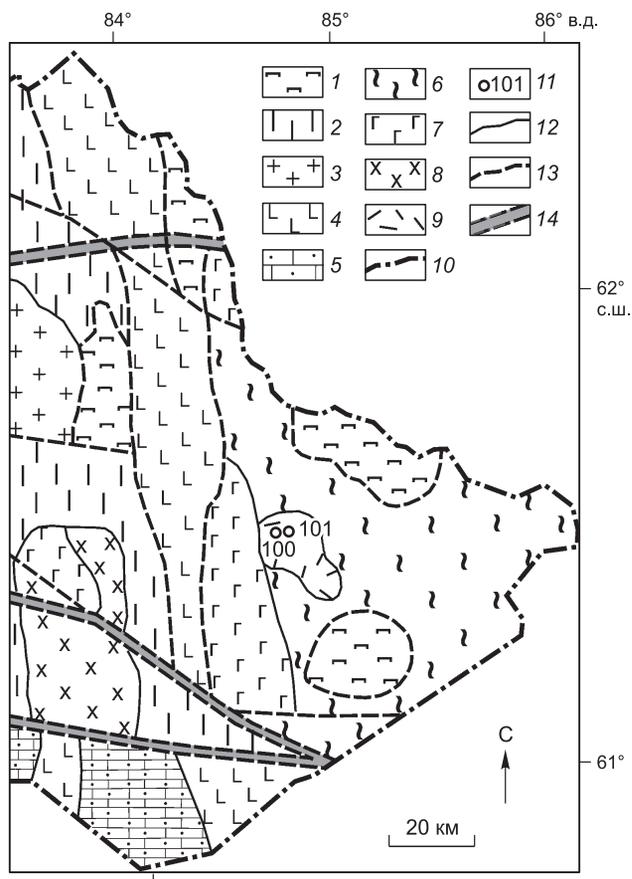
Basement, geochronology, SHRIMP II dating (K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb), Paleozoic, granites, West Siberian megabasin

ВВЕДЕНИЕ

Наибольшие запасы углеводородного сырья России приурочены к Западно-Сибирской молодой платформе [Конторович и др., 1975]. Исследование возраста, состава и строения ее фундамента является одной из наиболее приоритетных, но еще далеко не решенных задач [Мегакомплексы..., 1986; Конторович, 2007]. Наименее изученными из доюрских комплексов Западной Сибири являются докембрийские образования [Конторович и др., 1975; Краснов и др., 1993; Бочкарев и др., 2003; Добрецов, 2003; Елкин

Рис. 1. Схематическая геологическая карта фундамента Западно-Сибирской платформы на востоке ХМАО (составили Иванов К.С., Писецкий В.Б., 2010 г.).

1 — серпентинизированные ультрабазиты; 2 — кристаллические сланцы; 3 — граниты, гранодиориты; 4 — базальты триаса; 5 — терригенно-карбонатные толщи раннего—среднего палеозоя; 6 — терригенно-кремнистые черносланцевые толщи среднего палеозоя; 7 — габбро, габбро-диориты; 8 — диориты; 9 — риолиты, гранит-порфиры, граниты ранней перми; 10 — граница ХМАО; 11 — скважины; 12 — геологические границы; 13 — разломы; 14 — зоны рассланцевания.



и др., 2007; Иванов и др., 2009]. Согласно представлениям большинства исследователей [Мегакомплексы..., 1986; Краснов и др., 1993; Решения..., 1999], докембрийские комплексы достаточно широко распространены на территории Западно-Сибирской плиты и представлены преимущественно метаморфическими образованиями, такими как хлорит-серицит-кварцевые, альбит-кварцевые и другие сланцы, реже гнейсы, мраморы, кварциты и др. [Бочкарев, Кривоносов, 1988; Краснов и др., 1993; Решения..., 1999]. Основанием для выделения докембрийских комплексов, кроме метаморфизма этих образований, явились сопоставления с регионами, окружающими Западно-Сибирский нефтегазоносный мегабассейн, а также разнообразные геофизические материалы, свидетельствующие о присутствии в фундаменте Западной Сибири крупных сиалических блоков. Последние при отсутствии прямых данных обычно и трактовались как докембрийские срединные массивы. На основании этого высказывались убеждения, что докембрийские толщи в домезозойском основании Западной Сибири развиты даже больше, чем палеозойские, и наиболее нефтеперспективными участками мегабассейна являются именно районы распространения докембрийских блоков в его фундаменте [Балабанова, Перугин, 1981]. Позднее было показано [Елкин и др., 2001; Иванов и др., 2005а,б; Иванов и др., 2009], что наличие протерозойских образований в фундаменте Западной Сибири вообще не установлено.

Новые данные получены в междуречье Ваха и Елогуя, в восточной части Западно-Сибирской плиты (восток Ханты-Мансийского автономного округа — ХМАО), где на Тыньярской разведочной площади в 2004 г. были пробурены глубокие скважины 100 и 101 (рис. 1). Они пройдены с целью выяснения геологического строения и оценки нефтегазоносности мезозойского чехла и домезозойских образований [Федоров и др., 2006; Елисеев и др., 2008]. Согласно существовавшим представлениям, в геологическом отношении скважины расположены в северо-западной части так называемого Касского срединного массива Енисейской байкальской складчатой системы [Тектоническая карта..., 1974]. Ряд исследователей [Мегакомплексы..., 1986] выделяют в области сочленения Западно-Сибирской молодой платформы и Сибирской древней платформы Байкальскую и Салаирскую (с востока на запад) складчатые системы. Предполагается, что в пределах Западно-Сибирской платформы на складчатом фундаменте отмеченных систем залегают палеозойский осадочный чехол — Гыдано-Енисейский, перспективы нефтегазоносности которого оцениваются достаточно высоко [Бочкарев и др., 2003; Контрович, 2007].

Скважины заложены на локальном поднятии (Тыньярское) с амплитудой по отражающему горизонту А (подошва мезозойского чехла) до 240 м. Ожидалось, что в районе скважин на доюрскую поверхность могут выходить нижнепалеозойские или докембрийские породы складчатого основания, перекрытые осадочным палеозойским чехлом [Елисеев, Бочкарев, 2000; Бочкарев и др., 2003]. Результаты бурения, как это нередко бывает, оказались достаточно неожиданными, а геологическое строение территории представляется теперь (см. рис. 1) более сложным, чем это предполагалось.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РИОЛИТОВ И ГРАНИТОИДОВ ИЗ СКВ. ТЫНЬЯРСКАЯ 100

Скважиной по доюрским образованиям пройдено 383 м (глубины от 1786 до 2225 м). На этом интервале вскрыто экструзивное тело кислых эффузивов, которое на глубине в 2071 м переходит в гипабиссальные микропегматитовые гранит-порфиры. Скважина остановлена в них на глубине 2225 м. Кислые эффузивы, по петрографическим данным, можно подразделить на следующие комплексы.

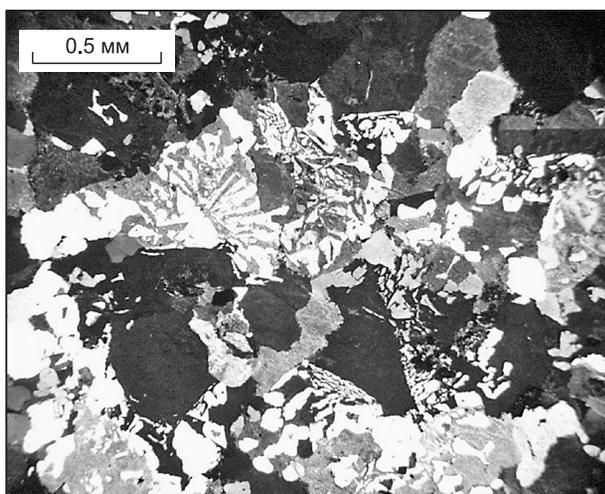
Трахидацитовые плагиоклазовые порфиры (1786—1925 м). Породы имеют серую с розовым оттенком до темно-серой окраску с флюидалной текстурой. Основная масса микропиклитовая или микрофельзитовая. В ряде интервалов керна породы сильно трещиноваты, серицитизированы, с обильной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией.

Субщелочные и нормальные риолитовые кварц-плагиоклазовые порфиры (1925—2070 м). В верхней части субщелочные; в отличие от предыдущей толщи, породы чаще имеют фельзитовую или сферолитовую структуру и большее количество вкрапленников кварца. В средней и нижней частях разреза толщи появляется микрогранитная структура основной массы.

Преобладают две разновидности, первая из них — это риолиты с количеством вкрапленников обычно не более 1—2 %. Они имеют размер 0.2—2.5 мм в поперечнике; представлены измененным полевым шпатом и кварцем, при преобладании последнего. У кварца некоторые зерна перекристаллизованные и представлены агрегатом мелких индивидов. Плагиоклаз сильно изменен, ядра превращены в агрегат слюдисто-пелитового вещества. В периферии серицитизированы пятнами. Основная ткань девитрифицирована, структура микролитовая, микросферолитовая и дендритовидная; участками микроаплитовидная. Базис представлен микролитами плагиоклаза в кварце, есть зоны, почти нацело замещенные тонкочешуйчатым серицит-пелитовым веществом. В базисе плагиоклаз серицитизирован. Кварца не менее 20 % от объема основной массы. Акцессорные минералы — лейкоксен, апатит и рудные минералы.

Отмечаются также риолиты с количеством фенокristов примерно до 15 %, причем распределены они зачастую неравномерно, формируя полосы, обогащенные и обедненные вкрапленниками. Порода имеет такситовый облик, типична флюидалность. Структура основной ткани — от микроаплитовидной до гранолепидобластовой в зонах сильных вторичных изменений. Вкрапленники имеют размеры 0.5—4 мм, представлены кварцем и полевым шпатом, отдельными реликтами цветного минерала. Преобладает во вкрапленниках полевой шпат. Показатель преломления ниже, чем у бальзама, характерны простые единичные двойники. Скорей всего, это был санидин. Кроме того, имеются отдельные зерна — полуразложенные, крайне неоднородные, состоящие из участков с более низким и более высоким показателем преломления и зонами серицитизации. Это мог быть плагиоклаз. Количество фенокristов кварца составляет примерно 25 % от количества полевого шпата. В породе было немного цветного минерала, вероятно, биотита, замещенного пелитовым агрегатом и хлоритом. Базис породы раскристаллизован, но размер зерен нестабилен — есть полосы от очень тонкозернистых до других — с размером зерен до 0.2 мм. Реликтовая структура микроаплитовидная. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом.

Микропегматитовые щелочные граниты (2071—2225 м). Это породы светло-серого с розоватым оттенком цвета, массивные с порфировой структурой. Породы представляют собой, по-видимому, гипабиссальные комагматы вышезалегающих эффузивов. Граниты обладают такситовой текстурой, структура аллотриоморфно-зернистая, участками гранитная. Внутри кварц-полевошпатового агрегата микропегматоидная (рис. 2). Минеральный состав — полевой шпат (65 %), кварц (20 %), эгирин (5 %), остальное слагают различные вторичные и акцессорные минералы. По данным микрозондового анализа, полевые шпаты относятся к серии К-Na полевых шпатов и определяются как микроклин (табл. 1, ан. 1—3), анортотоклаз (см. табл. 1, ан. 4) и альбит (см. табл. 1, ан. 5, 6).



Кварц обычно образует микропегматитовые вроски в полево шпате, от очень тонких дендритовидных и «радиально-веретенчатых» до грубых округлых и скелетных. Из темноцветных минералов установлены только реликты эгирина, интенсивно замещенные агрегатами сидерита. Щелочной пироксен отличается резким плеохроизмом в желто-зеленоватых тонах и характеризуется (табл. 2)

Кварц обычно образует микропегматитовые вроски в полево шпате, от очень тонких дендритовидных и «радиально-веретенчатых» до грубых округлых и скелетных. Из темноцветных минералов установлены только реликты эгирина, интенсивно замещенные агрегатами сидерита. Щелочной пироксен отличается резким плеохроизмом в желто-зеленоватых тонах и характеризуется (табл. 2)

Рис. 2. Общий вид базиса микропегматита.

Скважина Тыньярская 100, интервал 2153—2154 м. Николи ×.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) полевых шпатов в граните (скв. Тыньярская 100, гл. 2208 м)

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	64.56	0.01	18.24	0.05	0.20	—	0.36	16.02	99.44
2	64.11	—	18.22	0.29	0.76	0.05	1.20	14.53	99.16
3	65.95	—	18.34	0.02	0.19	—	3.06	11.64	99.21
4	67.80	—	19.24	0.08	0.50	0.02	9.31	3.82	100.77
5	69.17	0.02	18.87	0.06	0.58	0.01	10.52	0.47	99.69
6	69.06	0.01	19.48	—	0.32	0.01	11.88	0.18	100.95
Кристаллохимический пересчет на 5 катионов									
1	3.00	—	1.00	—	0.01	—	0.04	0.95	5.00
2	2.99	—	1.00	0.01	0.03	—	0.11	0.86	5.00
3	3.04	—	1.00	—	0.01	—	0.27	0.68	5.00
4	2.98	—	1.00	—	0.02	—	0.79	0.21	5.00
5	3.06	—	0.99	—	0.02	—	0.90	0.03	5.00
6	2.99	—	0.99	—	0.01	—	1.00	0.01	5.00

Примечание. Здесь и далее аналитик В.В. Хиллер (ИГТ УрО РАН), Cameca SX 100.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) эгрина в граните (скв. Тыньярская 100, гл. 2208 м)

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	51.04	0.44	0.35	0.01	33.93	0.34	0.02	1.77	12.16	—	100.06
2	51.10	0.40	0.38	—	33.79	0.29	0.02	1.48	12.51	—	99.97
3	51.09	0.13	0.43	0.14	34.12	0.14	0.01	0.76	12.84	—	99.67
4	50.99	0.47	0.40	—	33.44	0.37	0.03	1.92	12.00	0.01	99.62
5	51.27	0.40	0.43	0.02	33.73	0.23	0.03	1.29	12.62	0.01	100.03
6	51.01	0.27	0.44	0.01	33.67	0.31	0.03	1.00	12.76	0.01	99.51
Кристаллохимический пересчет на 4 катиона											
1	1.99	0.01	0.02	—	0.99	0.01	—	0.07	0.91	—	4.00
2	1.98	0.01	0.02	—	0.98	0.01	—	0.06	0.94	—	4.00
3	1.98	—	0.02	0.01	0.99	0.01	—	0.03	0.96	—	4.00
4	1.99	0.01	0.02	—	0.98	0.01	—	0.08	0.91	—	4.00
5	1.98	0.01	0.02	—	0.98	0.01	—	0.06	0.94	—	4.00
6	1.98	0.01	0.02	—	0.98	0.01	—	0.04	0.96	—	4.00

высокими примесями кальция, титана, марганца и глинозема. Сидерит, который активно разъедает эгирин, содержит ощутимые примеси марганца (MnO до 2.1 мас. %), кальция (CaO до 5.1 мас. %) и магния (MgO до 0.6 мас. %). Вероятно, кроме пироксена в породе присутствовал биотит, так как отмечаются агрегаты вторичного хлорита.

Рудный минерал представлен ильменитом (в составе отмечается небольшая примесь MnO до 2.6 мас. %), образующий округлые и неправильные зерна и заключенный в тонкую оболочку лейкоксена. В породе также отмечаются индивиды титанита и мелкая вкрапленность магнетита в эгирине. Наблюдаются единичные хорошо ограненные мелкие зерна циркона. По данным микрозондового анализа, минерал характеризуется повышенными примесями иттрия (Y₂O₃ до 0.4 мас. %), железа (FeO до 0.7 мас. %), урана (UO₂ до 0.07 мас. %) и тория (ThO₂ до 0.04 мас. %). Среди аксессуарных минералов преобладают выделения редкоземельного карбоната, который, судя по всему, образовался по индивидам первичного монацита. По данным микрозондового анализа, минерал относится к цериевой разновидности и кроме редких земель содержит примеси тория (ThO₂ до 1.2 мас. %), иттрия (Y₂O₃ до 1.1 мас. %) и кальция (CaO до 2.5 мас. %). Состав карбоната довольно устойчивый и достаточно хорошо пересчитывается на формулу бастнезита (Ce_{0.44}La_{0.24}Nd_{0.17}Pr_{0.05}Ca_{0.03}Sm_{0.02}Th_{0.02}Y_{0.01}Eu_{0.01}Si_{0.01})_{1.00}(CO₃)F_{0.99}. В целом бастнезит достаточно типичный минерал гранитоидов (в первую очередь редкометалльных и щелочных), в которых обычно развивается по аксессуарному монациту.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ СКВ. ТЫНЬЯРСКАЯ 101

Этой скважиной были вскрыты монотонные гранитоиды, которые, судя по всему, в строении гранитного тела расположены ниже разреза, изученного в скв. 100. В скв. 101 изучен разрез гранитоидов в интервале 2590—2627 м. Ниже приведено их сводное описание.

Резко преобладают крупно- и среднезернистые, однородные массивные гранитоиды розовой окраски, которые подверглись вторичным преобразованиям. В редких случаях сохранились лейсты биотита и отмечается вкрапленность рудного минерала. Структура пород равномерная гипидиоморфно-зернистая, достаточно близкая к монцонитовой: плагиоклаз отчетливо идиоморфен по отношению к КПШ с кристаллографической огранкой. Иногда зерна плагиоклаза образуют пертитовые вроски в КПШ.

Минеральный состав достаточно обычный для гранитоидов. Главные минералы — кварц (25 %), КПШ (45 %), плагиоклаз (20 %), биотит (5 %) и рудный минерал (5 %).

Калиевый полевой шпат слагает крупные зерна размером до 5—6 мм и представлен микроклиноптитом. Достаточно часто наблюдается типичная для микроклина решетка. Минерал местами пелитизирован. По данным микрозондового анализа (табл. 3, ан. 1—3), КПШ, обрастающий плагиоклаз и кварц, отличается устойчивым составом и содержит примесь Na_2O не более 2.6 мас. %. В крупных индивидах калишпат слагает центральную и краевую часть зерен с примесью Na_2O до 3.1 мас. % (см. табл. 3, ан. 4ц, 4кр). При этом промежуточная зона индивида сложена анортотомом с 59 % альбита, 36 % микроклина и 5 % анортита (см. табл. 3, ан. 4пр), а кайма представлена олигоклазом следующего состава — $\text{Ab}_{81}\text{An}_{17}\text{Or}_2$ (см. табл. 3, ан. 4к).

Плагиоклаз слагает идиоморфные изометричные и слабоудлиненные зерна размером не более 1—1.5 мм по удлинению в матрице калиевого полевого шпата. Часто присутствует в виде мелких пертитовых вросков в КПШ. В крупных индивидах легко узнается по более светлой окраске и полисинтетическому двойникованию по альбитовому закону. По симметричному угасанию двойников минерал относится к альбиту. По данным микрозондового анализа (см. табл. 3, ан. 5, 6), содержание минала альбита не превышает 96—98 %. Пертитовые вроски в КПШ (см. табл. 3, ан. 7) также относятся к альбиту (Ab_{93}), но они отличаются чуть большим количеством минала КПШ (до 6 %).

В интерстициях между индивидами полевых шпатов, а иногда и в матрице КПШ отмечаются лейсты биотита (размером не более 0.5 мм), как «свежие», так и частично замещенные агрегатом хлорита.

Таблица 3. Химический состав (мас. %) полевых шпатов в граните (скв. Тыньярская 101, гл. 2627 м)

Номер анализа	SiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
1	65.29	18.70	0.01	0.37	0.01	0.10	2.63	12.73	99.85
2	65.08	18.47	—	0.10	0.03	0.02	1.00	15.13	99.83
3	64.36	18.19	0.01	0.10	—	0.06	0.89	15.25	98.84
4ц	64.81	18.53	0.03	0.15	0.01	0.10	1.89	13.85	99.38
4пр	65.63	20.06	0.03	0.30	—	1.15	6.82	6.36	100.36
4кр	65.15	18.60	—	0.18	—	0.03	3.12	11.91	98.98
4к	64.45	22.44	0.03	0.20	0.04	3.68	9.62	0.37	100.83
5	67.78	19.95	0.06	0.26	—	0.75	11.46	0.14	100.40
6	67.67	19.60	0.28	0.26	0.02	0.26	11.60	0.19	99.89
7	68.39	19.63	0.11	0.16	—	0.19	10.93	1.03	100.44
Кристаллохимический пересчет на 5 катионов									
1	2.99	1.01	—	0.01	—	0.01	0.24	0.74	5.00
2	3.01	1.01	—	—	—	—	0.09	0.89	5.00
3	3.00	1.00	—	—	—	0.01	0.08	0.91	5.00
4ц	2.99	1.01	—	—	—	0.01	0.17	0.82	5.00
4пр	2.93	1.06	—	0.01	—	0.05	0.59	0.36	5.00
4кр	3.00	1.01	—	0.01	—	—	0.28	0.70	5.00
4к	2.83	1.16	—	0.01	—	0.17	0.81	0.02	5.00
5	2.95	1.02	—	0.01	—	0.04	0.97	0.01	5.00
6	2.97	1.01	0.01	0.01	—	0.01	0.98	0.01	5.00
7	2.99	1.01	—	—	—	0.01	0.93	0.06	5.00

Примечание. ц — центр, кр — край, к — кайма, пр — промежуточная зона.

Таблица 4. Состав (мас. %) биотита и хлорита в граните (скв. Тыньярская 101, гл. 2627 м)

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1ц	35.87	3.67	12.15	0.01	28.06	0.53	6.62	—	0.16	8.82	95.89
1кр	35.54	3.43	12.04	0.03	28.59	0.48	6.47	—	0.13	8.60	95.31
2ц	36.12	4.41	12.09	0.23	27.60	0.39	6.51	0.01	0.37	8.55	96.28
2пр	35.23	3.95	12.64	0.09	28.42	0.43	6.91	0.01	0.34	7.75	95.77
2кр	36.26	3.96	12.39	0.09	27.53	0.48	6.67	—	0.26	8.77	96.41
3	26.44	—	15.44	0.07	37.49	0.62	8.37	0.03	0.04	0.01	88.51
4	26.13	0.01	15.70	0.32	37.26	0.74	8.25	0.04	0.05	0.02	88.51
5	27.54	0.34	15.27	0.26	35.26	0.41	8.74	0.08	0.11	0.56	88.56
6	27.27	0.09	15.50	0.28	36.18	0.41	9.08	0.06	0.07	0.11	89.05
Кристаллохимический пересчет											
1ц	2.92	0.22	1.16	—	1.91	0.04	0.80	—	0.03	0.92	8.00
1кр	2.92	0.21	1.17	—	1.96	0.03	0.79	—	0.02	0.90	8.00
2ц	2.92	0.27	1.16	0.02	1.86	0.02	0.79	—	0.06	0.89	8.00
2пр	2.87	0.24	1.21	0.01	1.94	0.03	0.84	—	0.05	0.81	8.00
2кр	2.93	0.24	1.18	0.01	1.86	0.03	0.80	—	0.04	0.91	8.00
3	2.96	—	2.04	0.01	3.52	0.06	1.40	—	0.01	—	10.00
4	2.93	—	2.08	0.03	3.50	0.07	1.38	—	0.01	—	10.00
5	3.07	0.03	2.00	0.02	3.28	0.04	1.45	0.01	0.02	0.08	10.00
6	3.02	0.01	2.02	0.02	3.35	0.04	1.50	0.01	0.01	0.02	10.00

Минерал постоянно содержит мелкие включения рудных минералов, иногда с плеохроичными двориками. Слюда относится к магнезиальному анниту (табл. 4, ан. 1, 2) с невысоким содержанием титана и натрия. Зональности в лейстах слюды не наблюдается. С краев слюда замещается агрегатом хлорита, который относится (см. табл. 4, ан. 3—6) к магнезиальному шамозиту с достаточно устойчивым составом. Содержание минала клинохлора достигает 25—30 %. Повышенное количество щелочей (ан. 4, до 0.7 мас. %) объясняется присутствием реликтов аннита среди агрегата хлорита.

Из аксессуарных минералов в породе наиболее часто встречаются циркон, апатит и магнетит. Последний содержит структуры распада в виде ламелл рutila и нередко слагает крупные зерна размером до 1—2 мм по всей матрице гранита. Апатит встречается в виде включений в породообразующих минералах (обычно в анните) и слагает мелкие хорошо ограненные индивиды размером не более 0.5 мм; относится к фторапатиту, так как содержит до 4.5 мас. % фтора. Циркон размером не более 0.5 мм по удлинению встречается по всей породе, но чаще в матрице слюды.

В сростаниях с цирконом и в виде самостоятельных выделений размером до 30—40 мкм встречаются индивиды торита и замещающего его торогуммита. По данным микрозондового анализа, торогуммит отличается сложным составом и постоянным дефицитом суммы в 2—4 %, а также характеризуется повышенными примесями урана (UO₂ до 17.2 мас. %), иттрия (Y₂O₃ до 11.5 мас. %), фосфора (P₂O₅ до 5.2 мас. %) и кальция (CaO до 1.7 мас. %). Торит по своему химическому составу практически ничем не отличается от торогуммита, за исключением хорошей суммы анализа и более высокого содержания кремнезема (SiO₂ до 18.6 мас. %). Наряду с ториевой минерализацией в породе была обнаружена мелкая вкрапленность уранового минерала размером до 10—15 мкм. Он образует округлые и прожилковатые выделения и, по всей видимости, является вторичным и переотложенным минералом. Судя по морфологии зерен, его уже можно относить к настурану, аморфной и содержащей воду урановой смоле. Это же подтверждает химический состав минерала (табл. 5), из которого видно, что сумма минерала варьирует от 88 до 90 мас. %, и в настуране, возможно, кроме воды еще присутствует уран в других валентных формах, таких как UO₃ и U₃O₈. В пользу переотложенности уранового минерала говорит полное отсутствие в его составе тория и высокие примеси кремнезема (SiO₂ до 3.3 мас. %) и кальция (CaO до 4.1 мас. %).

Из редкоземельных аксессуарных минералов нами обнаружен чевкинит-(Ce) и синхизит-(Ce). Чевкинит, редкоземельный титаносиликат, наблюдается в виде включений в разных породообразующих минералах, чаще в биотите. Размер слабоудлиненных индивидов не превышает 20 мкм. Вторичных изменений в минерале не отмечается, контакты с вмещающими индивидами четкие и резкие. По данным микрозондового анализа (табл. 6), минерал отличается сложным, но устойчивым химическим составом с преобладанием РЗЭ (до 40—42 мас. %), TiO₂ (до 15—16 мас. %), SiO₂ (до 20 мас. %) и FeO (до

Таблица 5. Химический состав (мас. %) настурана в граните (скв. Тыньярская 101, гл. 2627 м)

Компонент	1	2	3	4	5	6
UO ₂	79.21	80.59	80.23	79.22	79.87	80.85
ThO ₂	0.01	—	—	—	—	—
PbO	0.40	0.38	0.43	0.33	0.35	0.44
Ce ₂ O ₃	0.31	0.22	0.22	0.23	0.23	0.21
La ₂ O ₃	0.09	0.06	—	—	0.07	0.06
Nd ₂ O ₃	0.15	0.14	0.08	0.17	0.15	0.08
Pr ₂ O ₃	0.09	0.17	0.00	0.00	0.14	0.10
SiO ₂	3.25	2.59	2.75	2.81	2.83	2.76
Y ₂ O ₃	1.79	1.86	2.10	2.13	2.14	2.09
CaO	3.25	3.57	4.09	4.07	4.07	4.14
ZrO ₂	0.34	0.35	0.16	0.18	0.25	0.19
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06
Сумма	88.98	90.00	90.12	89.22	90.15	90.98

Примечание. 1—6 — номер анализа.

Таблица 6. Химический состав (мас. %) чевкинита-(Ce) в граните (скв. Тыньярская 101, гл. 2627 м)

Компонент	1	2	3	4	5
UO ₂	0.19	0.22	0.18	0.20	0.19
ZrO ₂	0.48	0.27	0.36	0.30	0.48
ThO ₂	3.46	5.26	4.15	4.41	4.18
SiO ₂	20.05	19.76	19.82	19.91	20.06
TiO ₂	15.74	15.27	15.33	15.29	15.57
La ₂ O ₃	10.68	10.63	11.05	10.87	10.75
Ce ₂ O ₃	20.45	20.46	20.87	20.61	20.40
Nd ₂ O ₃	6.75	6.60	6.62	6.50	6.68
Pr ₂ O ₃	1.95	1.84	1.93	1.86	1.92
Sm ₂ O ₃	0.89	0.68	0.66	0.73	0.77
Eu ₂ O ₃	0.25	0.21	0.20	0.23	0.26
Gd ₂ O ₃	0.64	0.53	0.60	0.46	0.55
Y ₂ O ₃	1.08	0.94	0.98	0.97	1.09
PbO	0.05	0.06	0.07	0.06	0.07
FeO	10.53	10.89	10.77	10.71	10.82
MgO	0.22	0.25	0.23	0.24	0.23
CaO	2.85	2.45	2.56	2.56	2.90
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.05	0.06	0.06
Nb ₂ O ₅	1.39	1.21	1.30	1.30	1.35
Сумма	97.70	97.58	97.73	97.27	98.33

Кристаллохимические формулы

1	(Ce _{0.91} Ca _{0.74} La _{0.48} Nd _{0.29} Th _{0.19} Pr _{0.09} Y _{0.07} Sm _{0.04} Gd _{0.03} Eu _{0.01} U _{0.01}) _{2.86} (Fe _{2.15} Mg _{0.08}) _{2.23} (Ti _{2.89} Nb _{0.08} Zr _{0.05}) _{3.02} Si _{4.89} O ₂₂
2	(Ce _{0.93} Ca _{0.65} La _{0.48} Th _{0.30} Nd _{0.29} Pr _{0.08} Y _{0.06} Sm _{0.03} Gd _{0.02} Eu _{0.01} U _{0.01}) _{2.86} (Fe _{2.18} Mg _{0.09}) _{2.27} (Ti _{2.83} Nb _{0.07} Fe _{0.07} Zr _{0.03}) _{3.00} Si _{4.87} O ₂₂
3	(Ce _{0.94} Ca _{0.68} La _{0.50} Nd _{0.29} Th _{0.23} Pr _{0.09} Y _{0.06} Sm _{0.03} Gd _{0.03} Eu _{0.01} U _{0.01}) _{2.87} (Fe _{2.15} Mg _{0.08}) _{2.23} (Ti _{2.84} Nb _{0.07} Fe _{0.05} Zr _{0.04}) _{3.00} Si _{4.88} O ₂₂
4	(Ce _{0.93} Ca _{0.68} La _{0.48} Nd _{0.29} Th _{0.25} Pr _{0.08} Y _{0.06} Sm _{0.03} Gd _{0.02} Eu _{0.01} U _{0.01}) _{2.86} (Fe _{2.14} Mg _{0.08}) _{2.23} (Ti _{2.83} Nb _{0.07} Fe _{0.07} Zr _{0.03}) _{3.00} Si _{4.91} O ₂₂
5	(Ce _{0.91} Ca _{0.76} La _{0.48} Nd _{0.29} Th _{0.23} Pr _{0.09} Y _{0.07} Sm _{0.03} Gd _{0.02} Eu _{0.01} U _{0.01}) _{2.90} (Fe _{2.16} Mg _{0.08}) _{2.24} (Ti _{2.84} Nb _{0.08} Zr _{0.05} Fe _{0.03}) _{3.00} Si _{4.86} O ₂₂

Примечание. 1—5 — номер анализа.

11 мас. %), что позволяет его относить к чевкиниту. По резкому преобладанию церия среди РЗЭ он относится к цериевой разновидности минерала. Из примесей установлены торий, цирконий и иттрий. Судя по немного заниженной сумме анализов, чевкинит является слабометамиктным и, скорее всего, содержит небольшое количество воды. При кристаллохимическом пересчете (на 13 катионов) минерала выявилось небольшое завышение значений в позиции кремния и, соответственно, занижение в позиции редких земель. Установлено, что незначительная часть железа представлена в трехвалентной форме, так как компенсирует вакансию в позиции титана. Чевкинит встречается в щелочных гранитах, сиенитах и карбонатитах [McDowell, 1979], был обнаружен в субщелочных риолитах и трахитах Восточно-Африканского рифта [Macdonald et al., 2002]. Таким образом, чевкинит является типоморфным акцессорным минералом субщелочных и щелочных гранитоидов и его находка здесь вполне закономерна.

Синхизит-(Ce) установлен в виде небольших округлых и слабоудлиненных индивидов, которые, судя по форме выделений, раньше являлись зернами первичного монацита. Кроме того, в открытых трещинах синхизит слагает радиально-лучистые и сноповидные агрегаты, состоящие из пластинчатых индивидов. Размер скоплений достигает 200—300 мкм. По данным микронзондового анализа, минерал относится к цериевой разновидности и кроме редких земель (в сумме РЗЭ достигает 40 мас. %) с кальцием (CaO до 21 мас. %) содержит значительные примеси иттрия (Y_2O_3 до 6.2 мас. %) и тория (ThO_2 до 0.5 мас. %). Состав карбоната устойчивый и хорошо пересчитывается на формулу синхизита — $Ca_{1.00}(Ca_{0.39}Ce_{0.24}Y_{0.11}Nd_{0.10}La_{0.10}Pr_{0.03}Si_{0.01}Sm_{0.01}Eu_{0.01})_{1.00}(CO_3)_2F_{1.09}$. Синхизит достаточно часто встречается в редкометалльных и щелочных гранитоидах, а также пегматитах, при этом обычно развивается по акцессорному первичному монациту.

В целом можно сказать, что кислые вулканиты и гранитоиды претерпели более или менее выраженные низкотемпературные изменения, при которых биотит подвергся хлоритизации, основная часть полевых шпатов — пелитизации, а также были уничтожены некоторые первичные урансодержащие акцессорные минералы (монацит, торит и т.д.). Возможно, это связано с метасоматическим процессом аргиллизации, практически постоянно присутствующей в вулканоплутонических структурах. Установленная редкометалльная и редкоземельная минерализация (торит, торогуммит, настуран, бастнезит, синхизит, чевкинит и др.) является типоморфной для субщелочных и щелочных кислых пород. Это же утверждение касается породообразующего эгирина из субвулканических пород.

Сопоставляя петрографию пород в скважинах 101 и 100 и учитывая их географическую близость, можно предполагать, что мы имеем дело с единой вулканоплутонической структурой.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ И ГРАНИТОИДОВ ТЫНЬЯРСКОЙ ПЛОЩАДИ

Химический состав кислых вулканитов приведен в нашей работе [Федоров и др., 2006], где показано, что с глубиной в породах нарастает содержание кремнезема (SiO_2 от 62 до 73—74 мас. %) и щелочей ($K_2O + Na_2O$ от 7—8 до 9—9.5 мас. %), и они изменяются от трахидацитов до трахириолитов. В табл. 7 показан химический состав вулканитов и гранитоидов Тыньярской площади. Гранитоиды попа-

Таблица 7. Химический состав (мас. %) пород из Тыньярской площади

Компонент	Скв. 100							Скв. 101	
	Глубина, м								
	1835	1940	1985	2154	2204	2208	2225	2590	2627
SiO_2	62.25	69.44	73.30	73.50	74.81	74.34	74.10	72.60	74.20
TiO_2	0.49	1.31	0.15	0.11	0.13	0.15	0.14	0.19	0.18
Al_2O_3	15.43	13.98	13.66	13.89	11.80	11.76	11.99	12.32	13.00
Fe_2O_3	1.55	1.57	0.33	0.25	0.50	0.40	0.50	0.20	0.40
FeO	5.93	2.61	2.03	1.73	1.67	2.18	1.73	1.58	1.45
MnO	0.30	0.02	0.02	0.02	0.06	0.05	0.06	0.06	0.04
MgO	0.42	0.42	0.63	0.24	0.21	0.18	0.27	0.57	0.33
CaO	0.73	1.04	0.73	0.73	0.50	0.43	0.60	1.59	0.83
Na_2O	5.84	2.50	1.72	3.46	4.90	5.40	5.20	3.90	4.70
K_2O	2.70	6.02	6.11	4.55	4.42	4.41	4.49	4.60	4.55
P_2O_5	0.13	0.07	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04
П.п.п.	4.12	1.66	1.10	1.17	0.82	0.59	0.78	1.82	0.40
Сумма	99.99	99.65	99.92	99.70	99.80	99.90	99.90	99.50	100.15

Примечание. Наши данные и по [Федоров и др., 2006]. Анализы сделаны в ИГГ УрО РАН, лаборатория ФХМИ, прибор EDX-900HS.

Таблица 8.

Микроэлементный состав (г/т) кислых пород Тынярской площади

Компонент	Скв. 100					Скв. 101	
	Глубина, м						
	1835	2204	2206	2208	2225	2625	2627
Li	14.11	1.45	5.26	7.79	8.21	5.35	4.58
Be	9.70	5.42	1.84	9.22	4.40	1.99	2.71
P	244.80	146.95	117.75	158.94	158.88	198.45	273.39
Sc	4.38	2.99	1.85	2.72	3.01	2.83	4.31
Ti	2753.80	986.37	742.40	1309.97	1102.78	1026.10	1349.04
V	8.37	2.19	1.96	1.74	3.05	5.93	8.92
Cr	2.28	3.24	2.40	3.01	3.93	2.51	6.94
Mn	2382.63	364.36	298.74	373.70	462.58	143.82	361.21
Co	1.85	210.54	112.13	174.57	187.20	120.97	160.54
Ni	1.06	4.66	2.72	3.93	4.21	3.96	6.72
Cu	6.83	2.50	4.07	6.59	5.82	1.97	2.07
Zn	97.04	85.70	89.19	95.88	136.16	21.46	18.84
Ga	26.63	17.62	14.75	19.97	19.98	15.00	19.36
Ge	0.39	3.40	1.55	4.34	3.49	2.33	2.67
As	1.10	1.71	0.24	0.61	0.54	0.33	0.39
Rb	77.12	252.46	247.61	316.33	343.88	212.25	244.40
Sr	95.52	7.62	8.07	7.74	11.68	60.61	86.16
Y	79.03	118.57	107.96	132.55	162.20	47.34	45.40
Zr	537.20	553.63	395.63	583.46	817.07	187.16	204.69
Nb	39.14	46.16	53.15	57.64	63.52	14.69	23.24
Mo	2.19	5.06	4.52	6.07	6.99	2.56	1.62
Ag	1.79	0.10	0.07	0.10	0.15	0.04	0.04
Cd	1.12	1.04	0.68	1.12	1.59	0.47	0.54
In	0.14	0.10	0.09	0.17	0.15	0.06	0.05
Sn	—	10.42	10.56	16.48	14.65	5.30	7.27
Sb	—	0.32	0.14	0.32	0.26	0.21	0.25
Te	—	0.66	0.06	0.51	0.50	0.04	0.63
Cs	1.02	3.53	2.24	3.98	3.37	4.68	3.20
Ba	306.70	18.50	23.49	20.18	38.02	277.43	387.97
La	53.21	64.03	40.72	124.38	68.81	27.60	58.90
Ce	113.36	137.58	93.54	261.50	154.31	56.16	111.15
Pr	13.08	16.38	11.21	29.71	18.49	6.83	11.71
Nd	49.35	62.43	43.40	107.91	72.01	26.21	39.39
Sm	10.77	13.91	10.59	20.68	16.54	6.20	7.35
Eu	1.32	0.14	0.10	0.17	0.18	0.56	0.78
Gd	10.81	13.68	11.19	20.10	15.92	6.38	7.08
Tb	1.87	2.49	1.97	3.48	3.15	1.10	1.14
Dy	12.46	16.55	14.28	21.29	22.27	7.06	6.80
Ho	2.74	3.59	3.12	4.61	5.14	1.53	1.51
Er	7.49	10.70	9.23	12.73	15.26	4.58	4.36
Tm	1.14	1.64	1.52	1.91	2.46	0.73	0.65
Yb	7.58	10.19	9.77	12.18	15.68	4.93	4.19
Lu	1.10	1.45	1.55	1.80	2.46	0.80	0.65
Hf	13.49	53.86	12.27	16.26	23.44	6.52	20.64
Ta	2.07	1.85	1.63	1.79	0.89	0.50	1.10
W	0.89	799.20	383.70	609.69	534.62	513.02	590.73

Компонент	Скв. 100					Скв. 101	
	Глубина, м						
	1835	2204	2206	2208	2225	2625	2627
Hg	—	36.92	19.53	30.04	25.50	—	28.44
Tl	0.40	1.22	1.19	1.41	1.51	1.05	1.22
Pb	18.21	55.81	24.16	36.78	72.38	14.11	13.32
Bi	0.19	0.50	0.17	0.48	0.15	0.08	0.05
Th	13.67	28.48	20.33	30.73	34.28	47.00	25.78
U	7.37	6.33	5.87	7.51	9.63	12.13	2.88

Примечание. Определение концентраций редких и рассеянных элементов проводилось путем кислотного разложения смесью кислот и дальнейшего анализа с помощью HR-ICP/MS Element2 (производство Thermo Quest), более подробно [Ронкин и др., 2005].

дают в поле щелочных гранитов рядом с верхней границей субщелочных пород (щелочные лейкограниты, аляскиты и т.д.). Таким образом, налицо щелочной характер вулканоплутонической кислой системы, причем вулканы попадают в поле субщелочных пород, а гранитоиды — в поле щелочных пород.

Микроэлементный состав кислых вулкаников и гранитоидов приведен в табл. 8. Для них типично повышенное содержание фосфора, титана, марганца, циркония, вольфрама, рубидия и бария. Остальные элементы отличаются низкими концентрациями. Содержание РЗЭ в гранитоидах может достигать 600 г/т. На тренде распределения лантаноидов, нормированных на хондрит, отчетливо проявляется отрицательная аномалия по европию с ровным распределением тяжелых РЗЭ и резким нарастанием легких редких земель (рис. 3). Лантаноиды в гранитоидах скв. 101 отличаются более низкими концентрациями. Отчетливая аномалия европия говорит о достаточно сильном фракционировании исходного гранитного расплава.

На дискриминационных графиках $Y-Nb$ и $Rb-(Y+Nb)$ [Pearce et al., 1984] вулканики и гранитоиды Тыньярской площади попадают в область внутриплитных гранитоидов (рис. 4). По петрохимическим, геохимическим и минералогическим характеристикам породы относятся к гранитоидам А-типа.

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВУЛКАНИКОВ И ГРАНИТОИДОВ ТЫНЬЯРСКОЙ ПЛОЩАДИ

Калий-аргоновая система. Ранее нами [Федоров и др., 2006] проводилось изучение К-Аг возраста всех разновидностей пород. Это позволило определить возраст Тыньярского риолит-гранитового мас-

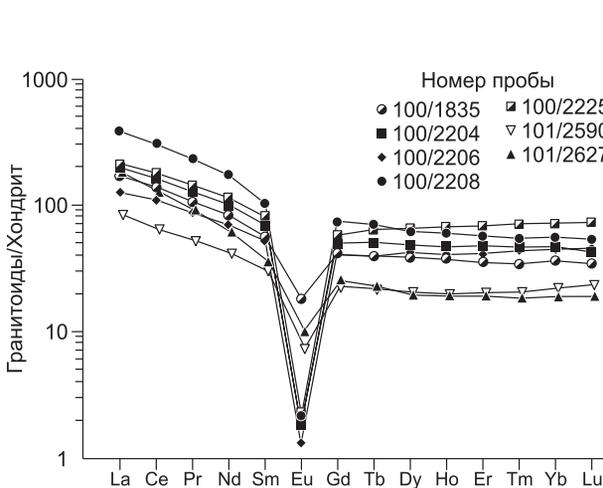


Рис. 3. Спектры лантаноидов, нормированные на хондрит [Nakamura, 1974], в вулканиках и гранитоидах Тыньярской площади.

Номер пробы — номер скважины/глубина (м).

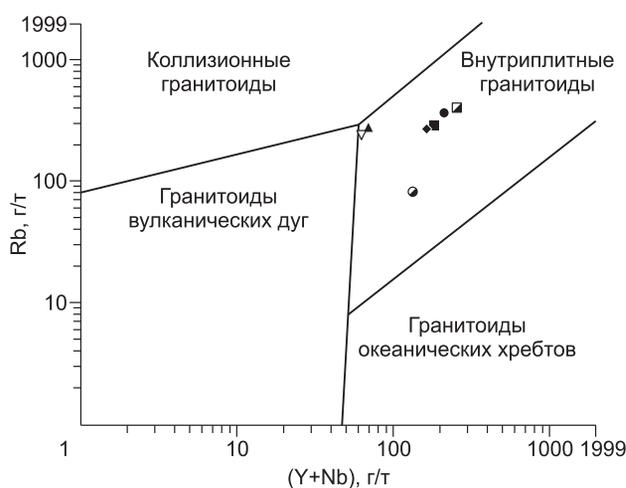


Рис. 4. Положение фигуративных точек гранитоидов Тыньярской площади на дискриминационном графике $Rb-(Y+Nb)$ [Pearce et al., 1984].

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Таблица 9.

Rb-Sr систематика для пород Тыньярской площади

Проба	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	ε_{Sr}
101/2627	189	56.8	9.64	0.05	0.741295	0.000019	-18.2
100/2206	208	9.04	68.4	0.3	0.970299	0.000069	-90.5
100/2225	211	8.44	74.2	0.4	0.993588	0.000028	-88.0
100/2204	171	5.85	87.1	0.4	1.04407	0.00006	-101
100/2208	205	5.78	102.5	0.5	1.10696	0.00006	-79.0

Примечание. Определение концентраций Rb, Sr и их изотопного состава производилось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID) с применением смешанного трассера $^{85}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$ и использованием твердофазного (TIMS) прецизионного анализатора Finnigan MAT-262. Подробнее о применявшейся методике см. в работе [Echtler et al., 1997]. Возрастные расчеты и определение параметров Rb-Sr системы осуществлялись с помощью программы Isoplot/Ex. Ver. 3.6 [Ludwig, 2008]. Для вычисления ε_{Sr} использовались значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$, характеризующие соответствующий модельный однородный резервуар (UR).

Таблица 10.

Sm-Nd систематика для пород Тыньярской площади

Проба	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Nd}}^0$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T(\text{DM})$, млн лет	$T(\text{DM-2st})$, млн лет
101/2627	5.46	22.0	0.1436	0.0007	0.512832	0.000014	3.8	5.7	695	586
100/2206	10.8	44.1	0.1482	0.0007	0.512839	0.000011	4.0	5.7	728	588
100/2225	16.8	72.5	0.1402	0.0007	0.512824	0.000015	3.7	5.7	680	589
100/2204	14.2	63.1	0.1362	0.0007	0.512818	0.000014	3.6	5.7	656	587
100/2208	21.2	108	0.1188	0.0006	0.512786	0.000015	2.9	5.7	588	588

Примечание. Определение концентраций Sm, Nd и их изотопного состава производилось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID) с применением смешанного трассера $^{150}\text{Sm} + ^{149}\text{Nd}$ и использованием анализатора Finnigan MAT-262. Для вычисления $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ использовались значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512636$, характеризующие модельный хондритовый однородный резервуар (CHUR). $T(\text{DM})$ вычислялось в соответствии с [Goldstein, Jacobsen, 1988], $T(\text{DM-2st})$ — исходя из двухстадийной модели эволюции изотопов неодима, используя $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{min}}$ [Michard et al., 1985].

Таблица 11. U-Pb SHRIMP-II данные для цирконов из гранита (скв. Тыньярская 101, гл. 2590 м)

Кристалл. кратер	Содержание				$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст, млн лет		$D, \%$	Изотопные отношения ¹ , $\pm\%$		Rho
	%	г/т				$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	
	$^{206}\text{Pb}_c$	$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th							
1.1	0.37	75.9	326	27	0.09	1542 ± 22	1999 ± 53	30	4.58 ± 3.4	0.2703 ± 1.6	0.47
1.2	0.26	73.6	226	140	0.64	2063 ± 29	2070 ± 17	0	6.65 ± 1.9	0.3772 ± 1.6	0.86
2.1	—	74.4	382	21	0.06	1317 ± 19	1935 ± 29	47	3.71 ± 2.3	0.2267 ± 1.6	0.70
2.2	0.55	28.3	142	55	0.40	1333 ± 20	1933 ± 56	45	3.75 ± 3.6	0.2298 ± 1.7	0.47
3.1	0.82	21.3	572	258	0.47	272 ± 4.5	289 ± 190	7	0.31 ± 8.5	0.0431 ± 1.7	0.20
3.2	0.79	28.2	753	391	0.54	273 ± 4.4	147 ± 180	-46	0.29 ± 8	0.0433 ± 1.7	0.21
4.1	0.02	43.6	1139	613	0.56	281 ± 4.3	252 ± 74	-10	0.32 ± 3.6	0.0446 ± 1.6	0.44
5.1	0.41	28.6	752	339	0.47	278 ± 4.3	209 ± 75	-25	0.31 ± 3.6	0.0441 ± 1.6	0.44
6.1	0.1	26.7	696	340	0.51	281 ± 4.4	254 ± 52	-9	0.32 ± 2.8	0.0446 ± 1.6	0.57
7.1	0.18	76.4	246	271	1.14	1986 ± 27	2042 ± 17	3	6.26 ± 1.8	0.3607 ± 1.6	0.86
7.2	—	67.1	351	40	0.12	1296 ± 28	1831 ± 87	41	3.44 ± 5.3	0.2227 ± 2.4	0.45

Примечание. Здесь и далее — Pb_c и Pb^* — нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Погрешности приведены на уровне $\pm 1\sigma$, D — дискордантность, Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

¹ Поправка по ^{204}Pb .

Таблица 12. U-Pb SHRIMP-II данные для цирконов из гранита (скв. Тыньярская 100, гл. 2204 м)

Кристалл-кратер	Содержание				$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст, млн лет		D, %	Изотопные отношения ¹ , ±%		Rho
	%	г/г				$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	
	$^{206}\text{Pb}_c$	$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th							
1.1	0.22	11.8	319	147	0.48	271 ± 5	306 ± 91	13	0.311 ± 4.4	0.04297 ± 1.8	0.41
1.2	1.21	7.92	199	54	0.28	289 ± 6	373 ± 260	29	0.341 ± 12	0.04577 ± 2.1	0.18
2.1	0.43	18.2	489	270	0.57	273 ± 5	349 ± 92	28	0.319 ± 4.4	0.04327 ± 1.7	0.39
3.1	1.76	12	317	148	0.48	273 ± 5	381 ± 190	39	0.324 ± 8.8	0.04331 ± 1.8	0.20
4.1	0.23	13.7	374	175	0.48	269 ± 5	271 ± 69	1	0.304 ± 3.5	0.04265 ± 1.8	0.51
4.2	0.59	14.7	394	187	0.49	274 ± 5	186 ± 170	-32	0.298 ± 7.4	0.04335 ± 1.8	0.24
5.1	0.8	11.4	309	131	0.44	270 ± 5	206 ± 160	-23	0.296 ± 7.1	0.04275 ± 1.8	0.25
5.2	0.41	17.2	446	227	0.53	281 ± 5	292 ± 81	4	0.321 ± 3.9	0.04458 ± 1.7	0.44
6.1	41.2	53.9	595	341	0.59	386 ± 10	3449 ± 66	794	2.52 ± 5	0.0617 ± 2.6	0.52
6.2	12.5	228	4001	1943	0.50	364 ± 8	2488 ± 240	584	1.31 ± 14	0.0581 ± 2.2	0.16

сива как C_3-P_1 (268—331 млн лет), а наиболее вероятно — раннепермский, так как большинство проб, и к тому же представленные наиболее высококальциевыми породами, дали более узкий интервал 268—272 млн лет (при погрешности ±8 млн лет).

Рубидий-стронциевая система представлена данными для пяти образцов гранитов (табл. 9), полученными с помощью масс-спектрометрического метода изотопного разбавления. Содержания Rb и Sr варьируют от 171 до 211 г/т и от 5.78 до 57 г/т, а отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 5, а) аналитические данные аппроксимируются линией регрессии, определяющей возраст 275.7 ± 3.6 млн лет (СКВО = 2.8) и первичное отношение изотопов стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7030$. Значительная погрешность (± 0.0036) определения отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ обусловливается относительно «удаленным» положением фигуративных точек от начала координат (значения отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в интервале 9.64—102.5).

Самарий-неодимовая изотопная система, изученная для пяти образцов (табл. 10), характеризуется практически комплементарным положением (относительно Rb-Sr систематики) на графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (см. рис. 5, б). Диапазон вариаций измеренных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ довольно узок (0.1188—0.1482), в связи с чем погрешность определения Sm-Nd возраста значительна. Тем не менее вычисленный изохронный (СКВО = 0.013) возраст 276 ± 29 млн лет совпадает в пределах погрешностей с таковым, полученным по Rb-Sr данным (275.7 млн лет). Таким образом, обе изотопные системы фиксируют гомогенизацию изотопных составов Rb-Sr и Sm-Nd практически в одном и том же возрастном интервале, что придает значимость полученным данным.

В координатах возраст— ϵ_{Nd} (рис. 6) линии эволюции изотопов неодима для изученных гранитов с отношением Sm/Nd = 0.196—0.248 локализованы выше аналогичных параметров модельного резервуара CHUR, что отображается в положительных значениях $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, характеризующих мантийные отношения

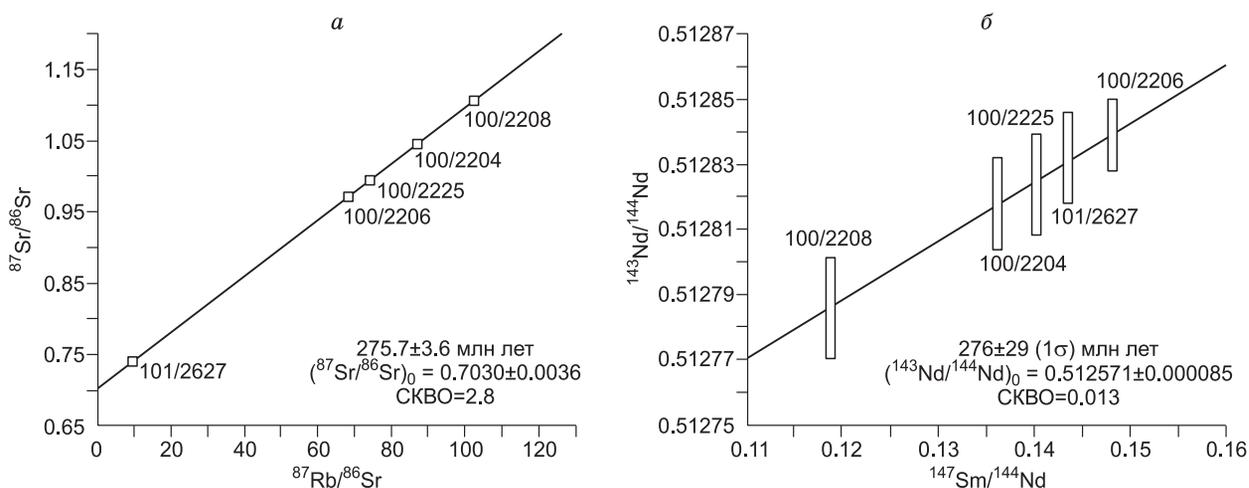


Рис. 5. Rb—Sr (а), Sm-Nd (б) эволюционные диаграммы для гранитоидов Тыньярской площади.

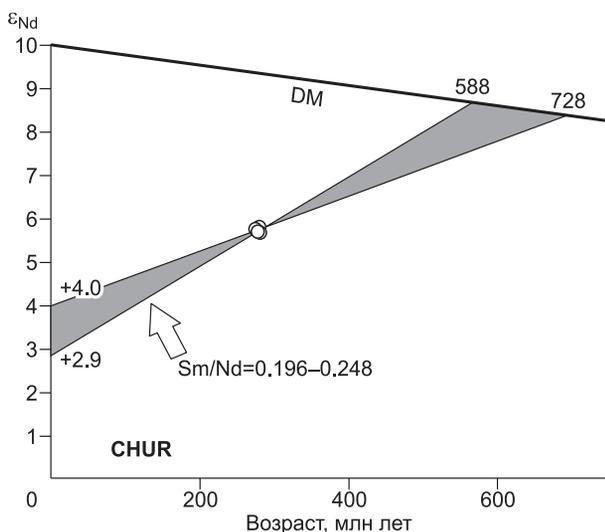


Рис. 6. Эволюция изотопов неодиима для гранитоидов Тыньярской площади.

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Sm-Nd модельные возрасты (см. табл. 10, рис. 6), вычисленные относительно депле-тированного резервуара, ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2135$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$) определяются диапазоном 588—728 млн лет, фиксируя возможное участие более древнего субстрата в формировании изученных пород.

Уран-свинцовая изотопная SHRIMP-II систематика изучалась для цирконов из проб 101/2590 и 100/2204. Цирконы были извлечены после дробления проб путем разноразмерного просеивания и применения тяжелых жидкостей. Окончательная выборка цирконов осуществлялась вручную под

бинокляром, после чего совместно со стандартами 91500 и TEMORA кристаллы были зафиксированы смолой EpoFix в шайбе диаметром 25 мм, которая шлифовалась до выведения кристаллов на поверхность, приблизительно на половину толщины зерен. Далее с помощью сканирующего электронного микроскопа (CamScan MX2500 с катодолюминесцентной системой CLI/QUA2, Bentham) были получены катодолюминесцентные изображения и снимки в обратно-отраженных электронах, что позволило выбрать подходящие координаты точек локального микрозондового исследования в изучаемых кристаллах. Цирконы анализировались с помощью ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II во ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург (по методике [Williams, 1998]). Вычисление U-Pb возрастов производилось с помощью программы SQUID [Ludwig, 2000], а построение графиков с конкордией с помощью программы Isoplot/Ex. Ver. 3.6 [Ludwig, 2008]. Результаты измерений приведены в табл. 11, 12 и рис. 7, 8.

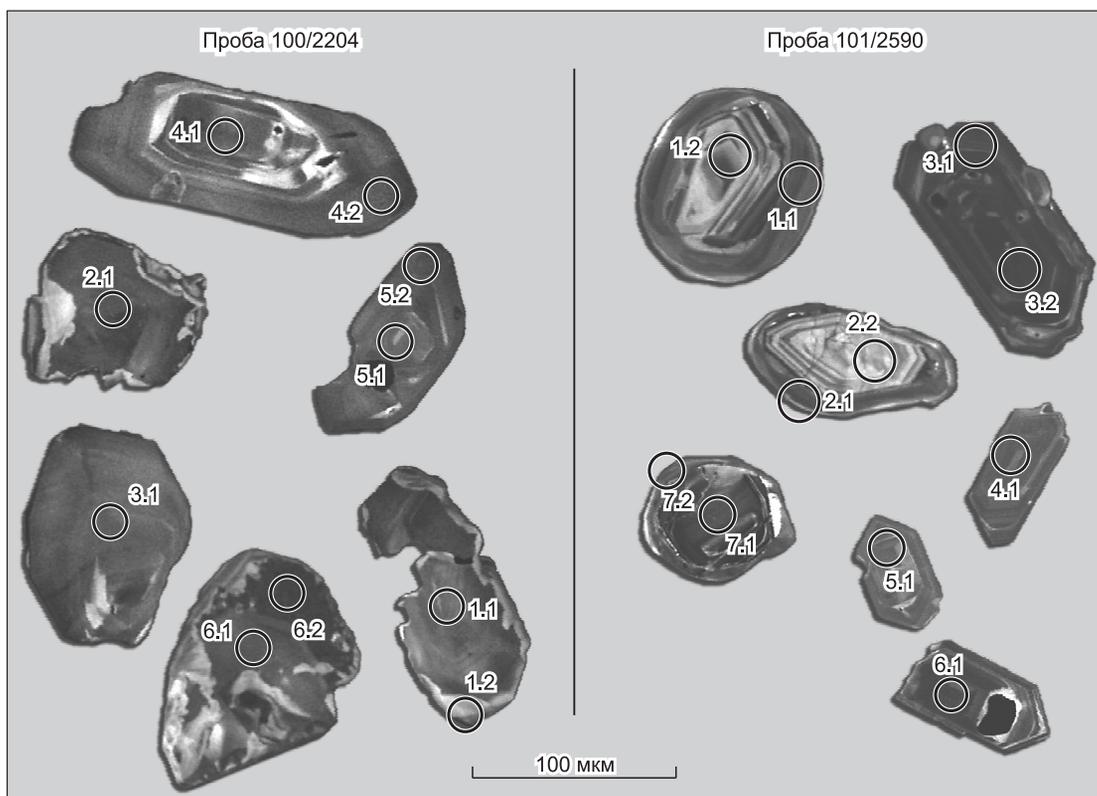


Рис. 7. Катодолюминесцентные изображения цирконов из гранитоидов Тыньярской площади.

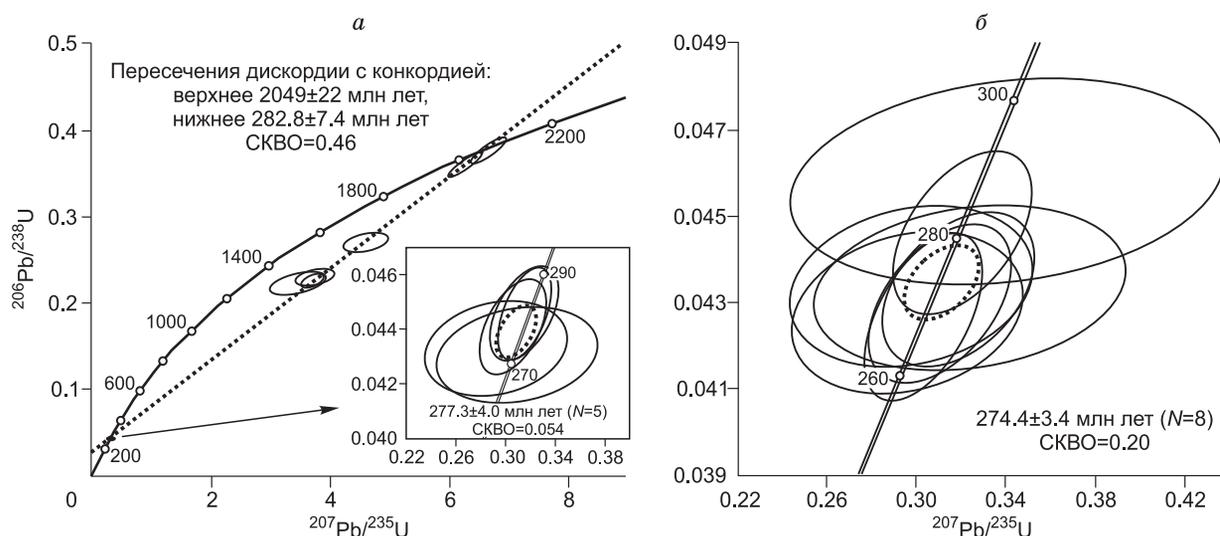


Рис. 8. U-Pb SHRIMP-II изотопные данные для цирконов пр. 101/2590 (а), пр. 100/2204 (б) (погрешность приведена на уровне 2σ).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вышеприведенные данные показывают, что изученные калий-аргоновая, рубидий-стронциевая и самарий-неодимовые системы гранитоидов дали сходящиеся (в пределах погрешностей) результаты, свидетельствующие о раннепермском возрасте Тынярского риолит-гранитового массива.

Результаты изучения цирконов весьма интересны и не столь однозначны. Анализ оптических и катодолуминесцентных данных показывает, что кроме преобладающих дипирамидально-призматических цирконов (некоторые из которых имеют идиоморфное строение) в пр. 101/2590 отмечаются и совершенно другие цирконы округлой формы (см. рис. 7; зерна 1, 2, 7). На катодолуминесцентных изображениях последних можно заметить, что исходные цирконы в некоторых случаях обросли каймой сложного строения. Кроме того, в пр. 100/2204 появляются резорбированные оплавленные (возможно, перекристаллизованные) цирконы с неровной поверхностью и без кристалломорфологических признаков (см. рис. 7, зерна 1, 2, 6).

Уран-свинцовые данные для пр. 101/2590 свидетельствуют также о наличии двух возрастных генераций циркона (см. табл. 11, рис. 8, а). Древние цирконы, образовавшиеся около 2050 млн л.н. (по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), имеют как типичные магматические торий-урановые отношения, так и более низкие метаморфические отношения (0.12 и меньше для анализов 1.1, 2.1, 7.2 из каймы) для некоторых дискордантных значений возраста (% дискордантности от 3 до 47). Это, по всей видимости, свидетельствует о том, что содержавшие данные цирконы породы испытали более молодой региональный метаморфизм, при котором формировались каймы циркона. При этом нижнее пересечение линии дискордии, проведенной по этим определениям, с конкордией соответствует также последующему этапу кристаллизации нового молодого циркона 270—280 млн лет, характеризующегося типичным для магматических цирконов торий-урановым отношением (0.47—0.56).

В целом цирконы проб 101/2590 и 100/2204 демонстрируют совершенно различные U-Pb возрасты (см. табл. 11, 12). Дипирамидальные и оплавленные резорбированные кристаллы циркона в обеих пробах характеризуются преимущественным интервалом 270—280 млн лет. Из них по пяти локальным анализам пр. 101/2590 (3.1, 3.2, 4.1, 5.1, 6.1) получен конкордантный возраст 277 ± 4 млн лет (здесь и далее погрешности приводятся на уровне 2σ), СКВО = 1.07 (см. рис. 8, а) и восьми замерам — 274.4 ± 3.4 млн лет, СКВО = 0.21 (см. рис. 8, б, для пр. 100/2204). Зерно 6 (пр. 100/2204) является нарушенным, поскольку имеет аномально повышенные содержания урана (в особенности замер 6.2, см. табл. 12), а также очень высокую долю обыкновенного свинца, поэтому возраст этого зерна нами никак не интерпретируется. Известно [Williams, Hergt, 2000], что датировки цирконов с содержаниями урана свыше 2500 г/т приводят к завышению возраста минимум на 2 % на каждую 1000 г/т.

В U-Pb систематике цирконов гранитоидов Тынярской площади фиксируется не менее чем двух-этапная геологическая история. Событие с возрастом 277 млн лет (нижнее пересечение конкордии и

дискордии), очевидно, коррелируется с этапом магматического внедрения и застывания субвулканического риолит-гранитового тела. Это определение хорошо подтверждается Rb-Sr (275.7 млн лет), Sm-Nd (276 млн лет) и K-Ar (268—272 млн лет) возрастaми. Несколько более молодые цифры K-Ar возраста согласуются с современными представлениями о том, что U-Pb система закрывается в цирконах при температуре примерно на 300 °C выше, чем K-Ar система в полевых шпатах и породе в целом. Таким образом, можно предполагать, что Тыньярское субвулканическое тело остывало после внедрения примерно 5 млн лет.

Событие с возрастом 2049 ± 23 млн лет (верхнее пересечение дискордии с конкордией) свидетельствует о том, что раннепермская гранитная магма взаимодействовала с древним веществом такого возраста. Возникает вопрос — что это за вещество? Основных предположений два.

1. Это может быть древний гранитно-метаморфический фундамент, в результате частичного плавления которого и образовалось Тыньярское риолит-гранитовое тело (или, если оно зародилось глубже, то могло проходить, проплавливая этот фундамент).

2. Древние цирконы могли быть частью кластической породы, например, песчаника раннепалеозойского или вендского возраста, сформированного за счет размыва древнего Сибирского кратона. При проплавлении Тыньярским риолит-гранитным телом этих осадочных пород циркон, как весьма тугоплавкий минерал мог попасть в состав гранитоидов.

Исходя из наличия в округлых цирконах регенерированной каймы, возраст которой лишь немногим менее возраста ядерной части цирконов этого морфотипа, более вероятным, по-видимому, является первое из этих предположений.

Тыньярские гранитоиды относятся к *A*-типу, т.е. связаны, вероятно, с обстановками растяжения [Bonin, 2007], поэтому до начала вышеописанных геохронологических исследований казалось логичным предположение Л.В. Смирнова (СНИИГГиМС, устное сообщение) об отнесении данного комплекса к раннетриасовым рифтовым (грабеновым) формациям, т.е. к туринской серии и ее аналогам (где, как известно, риолиты также присутствуют [Иванов, 1974; Медведев, 2003]). Но сейчас уже надежно установлено, что тыньярские гранитоиды почти на 20 млн лет древнее, чем туринский базальт-риолитовый комплекс (наибольшая часть которого сформировалась на границе перми и триаса [Медведев и др., 2003], хотя местами в нем отмечаются и пермские датировки [Сараев и др., 2009]). С учетом времени образования и местоположения (восточное плечо субмеридионального Лекосского триасового грабена, выполненного базальтами, см. рис. 1) можно считать, что тыньярский риолит-гранитовый комплекс относится к формациям предрифтового этапа [Иванов, 1981]. Таким образом, тыньярский комплекс, по всей видимости, был сформирован во время первого импульса растяжения, предшествовавшего формированию системы раннетриасовых грабенов Западной Сибири и, вероятно, связанного с подъемом мантйного плюма, описанного в работах сибирских ученых [Добрецов, 2003; Large igneous..., 2009].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное изучение показывает, что по скважинам Тыньярская 100, 101 с глубиной от кислых эффузивов к плутонитам отмечается нарастание кремнезема (SiO_2 от 62 до 73—74 мас. %) и щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ от 7—8 до 9—9.5 мас. %). Вулканыты из верхней части разреза располагаются в полях дацита и трахидацита, а из нижней — попадают на границу полей трахириолитов и риолитов; гранитоиды — в поле щелочных гранитов. По содержаниям микроэлементов гранитоиды Тыньярской площади попадают в область внутриплитных гранитов и являются гранитоидами *A*-типа.

Гранитоиды сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и темной слюдой. Из наиболее часто встречающихся акцессорных минералов в плутонитах наблюдаются циркон, фторпатит и магнетит. Из редкоземельных акцессорных минералов в вулканиках и гранитоидах обнаружены цериевые разновидности бастнезита, синхизита и чевкинита. В целом риолиты и граниты претерпели более или менее выраженные низкотемпературные изменения, при которых биотит подвергся хлоритизации, большая часть полевых шпатов — пелитизации, а также были уничтожены некоторые первичные урансодержащие акцессорные минералы (монацит, торит и т.д.). Возможно, это связано с метасоматическим процессом аргиллизации, который практически постоянно присутствует в вулканоплутонических структурах. Установленная редкометалльная и редкоземельная минерализация (торит, торогуммит, настуран, бастнезит, синхизит, чевкинит и др.) является типоморфной для субщелочных и щелочных кислых пород. Это же утверждение касается порообразующего эгирина из субвулканических пород.

Формирование данного вулканоплутонического комплекса происходило в раннепермское время. Не нашли подтверждения представления некоторых исследователей о триасовом, а также каменноугольном и другом возрасте этих риолитов и гранитов. Датирование и изучение истории становления тыньярских гранитоидов проведено четырьмя различными методами в трех независимых лабораториях — K-Ar, U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd. В пределах имеющихся погрешностей всеми методами получены сходящиеся

результаты, позволяя утверждать, что получена первая реперная (т.е. наиболее надежная) датировка формаций доюрского основания фундамента Западной Сибири.

Присутствие древних цирконов в изученных породах свидетельствует о том, что раннепермская гранитная магма взаимодействовала с древним веществом. Вполне вероятно, это мог быть древний гранитно-метаморфический фундамент, в результате частичного плавления которого и образовалось Тынъярское риолит-гранитное тело. Модельные Sm-Nd возрасты также фиксируют возможное участие докембрийского субстрата в формировании изученных пород.

Таким образом, весьма вероятно наличие древнего (примерно около 2 млрд лет) сиалического фундамента под Тынъярской площадью. Это, во-первых, необходимо учитывать при интерпретации сейсмических профилей и других геофизических данных, а, во-вторых, это резко отличает данную площадь от более западных районов Западно-Сибирской платформы, где фундамент сложен уралоидами, и древние протерозойские блоки в нем не выявлены [Иванов и др., 2005б]. По всей видимости, этот древний фундамент представляет собой утоненный край (при позднепротерозойском-раннепалеозойском рифтогенезе и растяжении) Сибирской платформы.

Как известно, в настоящее время в разрезе земной коры Западно-Сибирской платформы, как правило, выделяются три этажа: ортоплатформенный чехол, сложенный юрскими и более молодыми осадками; рифтовый (или промежуточный) этаж, представленный триасовыми вулканогенными и осадочными комплексами; палеозойский складчатый фундамент. Таким образом, чтобы не было путаницы, протерозойский фундамент Западной Сибири, по всей видимости, следует называть протофундаментом, выделяя его, когда возможно, в виде четвертого структурного этажа региона.

Авторы благодарят неизвестных рецензентов за замечания, способствовавшие улучшению статьи. Мы выражаем признательность Департаменту по нефти, газу и минеральным ресурсам ХМАО-Югры и В.А. Волкову (НАЦ РН, г. Тюмень) за содействие исследованиям.

Работа выполнена в рамках интеграционной программы УрО-СО РАН (проект «Геологическое строение, тектоника, история формирования и перспективы нефтегазоносности палеозоя Западно-Сибирской геосинеклизы и ее складчатого обрамления»), проектов УрО РАН (№ 12-5-6-003-Арктика и № 12-5-009-НДР), программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (госконтракт № 02.740.11.0727), а также РФФИ (грант № 11-05-00098-а).

ЛИТЕРАТУРА

Балабанова Т.Ф., Перугин Н.Н. О докембрийских образованиях Западно-Сибирской плиты и ее обрамления // Сов. геология, 1981, № 12, с. 76—87.

Бочкарев В.С., Криночкин В.Г. Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири // Тектоника платформенных областей. М., Наука, 1988, с. 80—104.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Палеозой и триас Западной Сибири // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 120—143.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

Елисеев В.Г., Бочкарев В.С. Новые перспективные объекты поиска залежей нефти и газа восточной региональной зоны Ханты-Мансийского автономного округа // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (III научно-практическая конференция). Ханты-Мансийск, Изд-во УрО РАН, 2000, с. 73—78.

Елисеев В.Г., Демичева К.В., Кренинг Е.А., Тепляков Е.А., Южакова В.М. Пути развития геолого-разведочных работ на востоке ХМАО-Югры // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Т. 1. Ханты-Мансийск, Изд-во УрО РАН, 2008, с. 129—139.

Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К., Белова Е.В., Дубатов В.Н., Изох Н.Г., Клец А.Г., Конторович А.Э., Перегоедов Л.Г., Сенников Н.В., Тимохина И.Г., Хромых В.Г. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 163 с.

Елкин Е.А., Конторович А.Э., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Варламов А.И., Изох Н.Г., Каныгин А.В., Каштанов В.А., Кирда Н.П., Клец А.Г., Конторович В.А., Краснов В.И., Кринин В.А., Моисеев С.А., Обут О.Т., Сараев С.В., Сенников Н.В., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В., Хромых В.Г. Палеозойские фациальные мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (6), с. 633—650.

Иванов К.П. Триасовая трапповая деформация Урала. М., Наука, 1974, 154 с.

Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Кормильцев В.В., Ерохин Ю.В., Криночкин В.Г., Печеркин М.Ф., Погромская О.Э., Ронкин Ю.Л., Пономарев В.С., Sintern S., Kramm U., Trapp E. О восточной границе Уральского орогена (в свете новых данных по картированию фундамента Западно-Сибирского мегабассейна) // Геодинамика и рудные месторождения (1 чтения С.Н. Иванова). Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2005а, с. 50—59.

Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. Геохронологические исследования фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна; итоги 50 лет изучения // Литосфера, 2005б, № 3, с. 117—135.

Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 484—501.

Иванов С.Н. О байкалидах Урала и Сибири // Геотектоника, 1981, № 5, с. 47—65.

Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А. Геология нефти и газа Западной Сибири. М., Недра, 1975, 690 с.

Конторович В.А. Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири (на примере Чузикско-Чижапской зоны нефтегазонакопления) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (5), с. 538—547.

Краснов В.И., Исаев Г.Д., Асташкина В.Ф., Бочкарев В.С., Дубатов В.Н., Кульков Н.П., Макаренко С.Н., Мирецкая Н.М., Нефедов В.А., Перегоедов Л.Г., Савина Н.И., Саев В.И., Сердюк З.Я. Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований нефтегазоносных районов Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1993, с. 47—78.

Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Ред. В.С. Сурков. М., Недра, 1986, 149 с.

Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К., Сандерс А.Д., Вайт Р.В., Кирда Н.П. Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 617—620.

Решения Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины / Под ред. В.С. Бочкарева, Ф.Г. Гурари, В.Н. Дубатолова. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1999, 80 с.

Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Голик С.В., Журавлев Д.З., Попова О.Ю. Мультиэлементный анализ геологических образцов кислотным разложением и окончанием на HR ICP-MS Element 2 // Ежегодник-2004 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2005, с. 423—433.

Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Пермотриасовые вулканы Колтогорско-Уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 4—20.

Тектоническая карта фундамента территории СССР. М-б 1:5000000 / Ред. Д.В. Наливкин. М., МинГео СССР, 1974.

Федоров Ю.Н., Елисеев В.Г., Иванов К.С., Пономарев В.С., Ерохин Ю.В., Калеганов Б.А., Криночкин В.Г. Новые данные о возрасте и составе кремнекислого магматизма на востоке Ханты-Мансийского автономного округа // Вестн. недропользователя, 2006, № 17, с. 19—24.

Bonin B. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // Lithos, 2007, v. 97, p. 1—29.

Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Karsten L.A., Hetzel R., Noskov A.G. The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals: a reappraisal // Tectonophysics, 1997, v. 276, p. 229—252.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 249—265.

Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny / Eds. N. Dobretsov, F. Pirajno, A. Borisenko. Novosibirsk, SB RAS, 2009, 432 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00, A user's manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication, № 2. 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA. 2000.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.6. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 2008, № 4, 77 p.

Macdonald R., Marshall A.S., Dawson J.B., Hinton R.W., Hill P.G. Chevkinite-group minerals from salic volcanic rocks of the East African Rift // Miner. Magaz., 2002, v. 66, № 2, p. 287—299.

McDowell S.D. Chevkinite from the Little Chief Granite porphyry stock, California // Amer. Miner., 1979, v. 64, p. 721—727.

Michard A., Gurriet P., Soudant M., Albarede F. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta, 1985, v. 49, p. 601—610.

Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1974, v. 38, p. 757—775.

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, p. 956—983.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.

Williams I.S., Hergt J.M. U-Pb dating of Tasmanian dolerites; a cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircon // New frontiers in isotope geoscience. Abstracts and proceedings. Australia, University of Melbourne, 2000, p. 185—188.

*Рекомендована к печати 1 марта 2011 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию 28 августа 2010 г.,
после доработки — 8 февраля 2011 г.*