

УДК 550.93:552.3 (571.53)

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ТАЛЛАИНСКОГО ГАББРО-ДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТНОГО ПЛУТОНА (СРЕДНЕВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА)

© 2023 г. Е. Ю. Рыцк<sup>1</sup>, С. Д. Великославинский<sup>1</sup>, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов<sup>1</sup>,  
Е. В. Толмачева<sup>1</sup>, Н. В. Родионов<sup>3</sup>, Н. Г. Бережная<sup>3</sup>, П. А. Львов<sup>3</sup>,  
Е. С. Богомолов<sup>1</sup>, А. А. Андреев<sup>2,\*</sup>, А. М. Федосеенко<sup>1</sup>

Поступило 15.09.2022 г.

После доработки 01.11.2022 г.

Принято к публикации 02.11.2022 г.

Представлены результаты геохронологического исследования (U–Pb SHRIMP-II) циркона из гранодиоритов и плагиогранитов главной фазы Таллаинского плутона Байкало-Витимского пояса. Полученные оценки возраста магматических ядер циркона гранодиорита и плагиогранита в пределах ошибок совпадают друг с другом и интерпретируются как возраст кристаллизации пород главной фазы Таллаинского плутона  $661 \pm 6$  млн лет. Средневзвешенное значение возраста метаморфических оболочек циркона этих пород составляет  $637 \pm 5$  млн лет. Высокие положительные значения  $\epsilon_{Nd}(660) +7.2$  и  $+7.3$  в породах главной фазы указывают на ювенильный источник родоначальных расплавов. На основании новых и ранее опубликованных геохронологических данных сделан вывод о формировании однотипных позднебайкальских ювенильных габбро-гранитных ассоциаций Байкало-Витимского пояса на рубеже 660 млн лет (таллаинский комплекс) и 603–615 млн лет (падоринский комплекс).

*Ключевые слова:* U–Pb-возраст, циркон, гранодиорит, плагиогранит, Байкало-Витимский пояс

**DOI:** 10.31857/S2686739722601934, **EDN:** SVLQHE

### ВВЕДЕНИЕ

Байкало-Муйский вулcano-плутонический пояс является одним из тектонотипов неопротерозойских складчатых поясов Центральной Азии [1], однако в геологии этой ключевой структуры гетерогенного строения остается много дискуссионных вопросов. Один из них связан с неопределенностью тектонической позиции и возраста габбро-гранитных интрузий, которые, несмотря на очевидно различные оценки возраста (U–Pb по циркону) [2], объединяются в единый “таллаинский” магматический комплекс “верхнерифейского” возраста [3]. Учитывая важное значение габбро-гранитных ассоциаций для палеогеодинамических реконструкций складчатых зон ([4]; др.), а также принимая во внимание установ-

ленное многоэтапное формирование габбро-гранитных интрузий в типичных раннекаледонских структурах Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП) [5], решение отмеченных выше проблем многофазного габбро-гранитоидного магматизма неопротерозойского вулcano-плутонического пояса представляется крайне актуальным.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГАББРО-ДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ

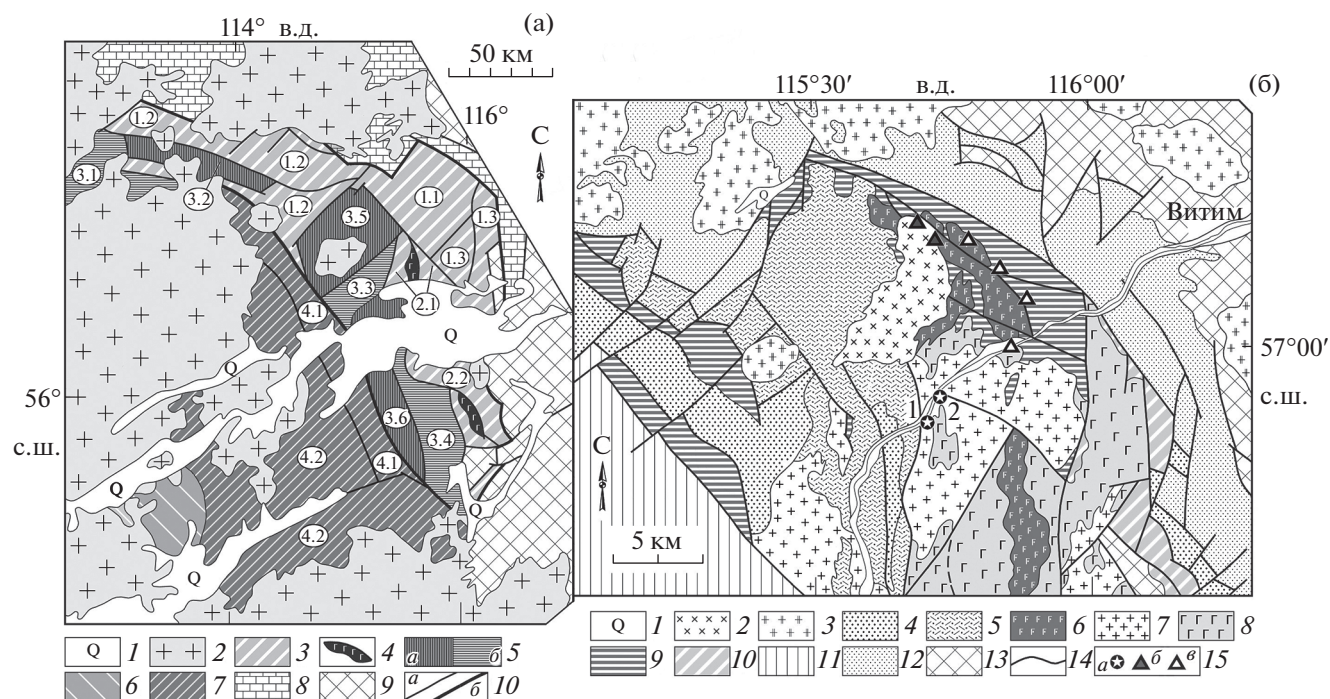
Согласно нашим геологическим данным, на территории Муйского региона, охватывающей восточный сегмент “Байкало-Муйского пояса” в его границах по [6], выделяются две тектонические структуры – Байкало-Витимский пояс (БВП) и Анамакит-Муйский террейн (АМТ) (рис. 1 а). В предложенной схеме тектонического районирования Муйского региона Байкало-Витимский пояс является крупной пограничной системой структур между краевой частью кратона и Анамакит-Муйским террейном ЦАОП. Широко развитые в регионе габбро-гранитные интрузии находятся в составе позднебайкальских и ранне-

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия  
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>3</sup>Всероссийский геологический институт,  
Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: axel-foley@yandex.ru



**Рис. 1.** (а) – Схема тектонического районирования Муйского региона (восточная часть “Байкало-Муйского пояса” в его границах по [6]) и (б) схема геологической позиции габбро-гранитных ассоциаций в строении Каралон-Мамаканской зоны (Средневитимская горная страна). (а): 1 – Байкало-Витимский пояс четвертичные впадины; 2 – позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; (3–5): 3 – позднебайкальские структуры; 4 – ультрабазиты; 5 – раннебайкальские блоки метаморфических (а), метасадочных и вулканоплутонических комплексов (б); Структуры северного фланга Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП) (6–8): 6 – Уакитский блок; 7 – раннебайкальский Анамакит-Муйский террейн; Сибирский кратон (8–11). 8 – Делюн-Уранский осадочный бассейн; 9 – выступы фундамента; 10 – тектонические швы и границы (а), в том числе главные (б). Цифры в кружках: зоны, подзоны и блоки. Байкало-Витимский пояс. Каралон-Мамаканская зона, подзоны – Каралонская (1.1), Якорная (1.2); Таллаинский блок (1.3); Парам-Шаманская зона, подзоны – Парамская (2.1) и Шаманская (2.2). Раннебайкальские блоки: Верхнеконкудерский (3.1), Конкудерский (3.2), Самокутский (3.3), Кедровский (3.4), Северо-Муйский (3.5) и Киндиканский (3.6). Анамакит-Муйский террейн. Келяно-Иракиндинская зона (4.1); Бамбукойский блок (4.2). (б): 1 – четвертичные отложения; 2 – позднепермские габбро, диориты и гранодиориты Догалдынского массива; 3 – позднепалеозойские гранитоиды; 4 – падроканский терригенно-карбонатный комплекс позднего эдиакария – раннего кембрия; 5 – падринская терригенно-базальт-риолитовая серия позднего эдиакария; 6 – падринский габбро-диорит-гранодиорит-гранитоидный комплекс раннего эдиакария в бассейне р. Каралон и Таллая; Таллаинский плутон (7–8): 7 – кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты главной фазы; 8 – габбро, габбро-диориты, апогаббровые blastsмилониты; 9 – metabазальты и метариолиты каралонской толщи; 10 – метавулканы и ортосланцы нерасчлененные; 11 – метаморфические толщи Северо-Муйского блока; 12 – карбонатно-терригенная серия Делюн-Уранского осадочного бассейна; 13 – фундамент кратона; 14 – главные тектонические швы; 15 – местоположение точек отбора проб, для которых получены оценки возраста (U–Pb по циркону): (а) – представленные в настоящей работе для гранодиорита (1) и плагиогранита (2) Таллаинского плутона; (б) – опубликованные для Догалдынского массива [11]; (в) – то же, для габбро, плагиогранитов, гранодиоритов и гранитоидов бассейна реки Каралон [11].

байкальских тектонических зон как Байкало-Витимского пояса, так и Анамакит-Муйского террейна. При таком подходе понятие “Байкало-Муйский пояс” (в его традиционных границах) для обозначения тектонических структур Муйского региона является избыточным.

Породы габбро-диорит-плагиогранитных интрузий БВП, обладающие исключительно положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(t)$  (от +4.6 до +8) [7, 8], формировались за счет позднебайкальских ювенильных источников в диапазоне времени 600–665 млн лет [2, 9–11]. В отличие от них, породы габбро-диорит-плагиогранитных массивов

Анамакит-Муйского террейна, имеющие отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  (от –1.4 до –8.3), формировались с участием древнекорковых источников на рубеже 800–830 млн лет [7]. Таким образом, габбро-гранитные интрузии имеют различные источники и формировались на ранне- и позднебайкальском этапах тектоно-магматической эволюции Анамакит-Муйского террейна и Байкало-Витимского пояса.

Вместе с тем оценки возраста пород позднебайкальских габбро-гранитных ассоциаций БВП, полученные в различное время и различными методами [2, 9–11], заметно отличаются друг от дру-

га. Так, первая опубликованная оценка возраста плагиогранитов Таллаинского массива отвечала нижнему пересечению дискордии  $625 \pm 14$  млн лет [2], полученной по результатам анализа неабра-дированных зерен циркона, не учитывая таким образом присутствие циркона различного происхождения и возраста (см. ниже). Принимая во внимание более древние оценки возраста метадиоритов Кичерской зоны (ID TIMS)  $641 \pm 4$  млн лет [10] и метагаббро и плагиогранитов Янской зоны (SHRIMP-II)  $650 \pm 11$  млн лет и  $646 \pm 4$  млн лет [9], а также более молодые значения возраста (ID TIMS) 615–603 млн лет для габбро, плагиогранитов и гранодиоритов Каралон-Мамаканской зоны из бассейна реки Каралон [11] (рис. 1 б), представляется необходимым уточнить возраст наиболее значительного по своим размерам (площадь не менее 1500 км<sup>2</sup>) (см. рис. 1 б) позднебайкальского Таллаинского плутона Каралон-Мамаканской зоны. При этом задача геохронологического исследования состояла в оценке возраста не только формирования пород главной фазы Таллаинского плутона, но и их структурно-метаморфических преобразований, широко проявленных в позднебайкальских комплексах Байкало-Витимского пояса [8, 12].

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТАЛЛАЙНСКОГО ПЛУТОНА И ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Таллаинский плутон находится в среднем течении Витима, в междуречье Таллаи и Малой Падоры в пределах Каралонской подзоны Каралон-Мамаканской зоны БВП (см. рис. 1 б). По данным ГК/200-1 (Григоров, Григорова, 1962), центральная и восточная части плутона сложены габброидами, в которых отмечены многочисленные зоны высокотемпературных бластомилонитов. На северном и северо-западном флангах плутона развиты в различной степени катаклазированные и рассланцованные диориты, гранодиориты и плагиограниты главной фазы, содержащие ксенолиты габбро и вмещающих метабазальтов. В бассейне р. Малая Падора породы главной фазы плутона трансгрессивно перекрыты полого залегающими вулканомиктовыми субконтинентальными осадками, базальтами и риолитами падринской серии [6] с возрастом  $590 \pm 5$  млн лет [13].

Образцы для U–Pb-геохронологического исследования отобраны в долине Витима в районе устья рек 1-я и 2-я Кычига (см. рис. 1 б) в том же районе Таллаинского плутона, что и плагиограниты, для которых ранее была получена оценка возраста  $625 \pm 14$  млн лет, не имеющая однозначной интерпретации [2]. Циркон выделен из массивного крупнозернистого гранодиорита с признаками катаклаза и эпидотизации (образец

91045-4) и рассланцованного лейкократового плагиогранита (образец 91046-6). Химический состав гранитоидов показан в табл. 1. По соотношению SiO<sub>2</sub> и (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) изученные породы соответствуют низкокалиевым гранодиоритам и плагиогранитам нормальной щелочности с низким содержанием PЗЭ ( $\Sigma_{PЗЭ} = 24-72$  г/т), слабо дифференцированным  $(La/Sm)_N = 1.5-2.8$  распределением легких и практически не дифференцированными  $(Gd/Yb)_N = 0.9-1.1$  – тяжелых PЗЭ. Отмечаются незначительные как отрицательные, так и положительные Eu-аномалии ( $0.9 < Eu^*/Eu < 1.3$ ). По отношению к примитивной мантии породы существенно обеднены Ta, Nb, Th и Ti. Следует отметить, что геохимические характеристики изученных образцов Таллаинского плутона близки гранитоидам габбро-гранитной ассоциации бассейна реки Каралон, достаточно полно рассмотренных в работе [11].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Изотопное датирование отдельных зерен циркона выполнено на ионном микрозонде “SHRIMP”-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике [14]. Параметры измерений и расчетов приведены в примечании к табл. 2.

Циркон из гранодиорита (обр. 90045-4) по данным изучения в проходящем свете и в режиме катодолуминесценции (КЛ) (рис. 2) представлен идиоморфными и субидиоморфными бесцветными зернами и их обломками. Преобладают зерна с  $K_y = 1.5-2.0$  и с тонкой (в режиме КЛ) осцилляторной зональностью (1, 111). В них наблюдаются многочисленные, частично раскристаллизованные расплавные включения и игольчатые включения апатита. В ряде случаев в таких зернах отмечаются резорбированные, трещиноватые, скорее всего ксеногенные ядра (рис. 2). На магматических и ксеноморфных ядрах наблюдаются светло-серые в режиме КЛ оболочки только с флюидными включениями. Эти оболочки, вероятно, имеют метаморфическое происхождение. Очень редко отмечаются идиоморфные зерна метаморфического, однородного в режиме КЛ циркона с  $K_y = 4-5$ , содержащие редкие флюидные включения.

Циркон, выделенный из рассланцованного плагиогранита (обр. 90046-6), представлен преимущественно субидиоморфными бесцветными слегка розоватыми кристаллами (рис. 2 VI). Встречаются также темно-бурые, почти черные зерна размером 150–250 мкм,  $K_y = 1.5-2.5$ . Зерна циркона состоят из резорбированных ядер и тонких бесцветных оболочек или их фрагментов (на-

**Таблица 1.** Химический и Nd-изотопный состав пород главной фазы Таллаинского плутона

	90045/4*	90045-1	90046-2	90046/6**
SiO <sub>2</sub>	66.43	74.04	72.00	72.30
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.37	0.38	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.22	13.20	13.40	13.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2.88	1.37	2.73	3.08
MnO	0.09	0.05	0.06	0.06
MgO	3.62	1.95	0.86	0.76
CaO	3.94	1.65	1.8	2.31
Na <sub>2</sub> O	4.09	5.30	6.53	4.45
K <sub>2</sub> O	0.79	0.62	1.20	1.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.1	0.08	0.06
ппп	1.34	0.38	0.57	1.00
сумма	96.72	98.65	99.04	99.76
Sc	15.4	10.1	5.77	8.79
V	86	47	35.2	32
Cr	3.39	5.23	10.7	6.13
Co	11	5.25	2.85	4.93
Ni	4.42	5.4	8.51	9.55
Cu	102	56.8	9.98	76.3
Zn	96.9	57.7	30.1	62.6
Ga	13.5	8.37	14.5	14.1
Rb	29.8	22.9	23.7	21.2
Sr	264	170	250	319
Y	18.8	14.3	18.2	18.2
Zr	94	63.5	166	216
Nb	2.03	1.65	2.81	2.84
Ba	288	251	367	601
La	6.36	3.2	10	13.2
Ce	12.1	5.93	20.5	27
Pr	1.54	0.71	2.48	3.15
Nd	6.76	3.87	11.0	13.04
Sm	2.08	1.38	2.76	2.84
Eu	0.67	0.68	1.2	1.25
Gd	2.47	1.75	2.7	2.96
Tb	0.46	0.34	0.46	0.47
Dy	3.25	2.33	2.77	2.98
Ho	0.69	0.51	0.64	0.64
Er	2.11	1.51	2.06	1.92
Tm	0.31	0.21	0.33	0.28
Yb	2.13	1.35	1.92	1.96
Lu	0.32	0.22	0.22	0.31
Hf	2.48	1.82	5	5.57
Ta	0.16	0.15	0.12	0.14
Pb	3.87	2.85	9.26	2.52
Th	1.04	0.54	0.57	1.23

Таблица 1. Окончание

	90045/4*	90045-1	90046-2	90046/6**
U	0.35	0.25	0.35	0.51
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1863	—	—	0.1315
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$0.512959 \pm 5$	—	—	0.512729
$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	6.3	—	—	1.8
$\epsilon_{\text{Nd}}(660)$	7.2	—	—	7.3
$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$	1072	—	—	784
$t_{\text{Nd}}(\text{DM})-2$	780	—	—	769

Примечание.  $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$  – модельный возраст,  $t_{\text{Nd}}(\text{DM})-2$  – модельный возраст (двухстадийная модель). \* – данные по [7]; \*\* – новые данные; Методика Nd-изотопного анализа приведена в [7, 8].

ростов на дипирамидах ядер), придающих кристаллам субидиоморфный облик. Так же, как и в цирконе, из гранодиорита наблюдаются реликты интенсивно резорбированного (скорее всего, ксеногенного) магматического (осцилляторная зональность, расплавные включения) циркона. Таким образом, в изученных породах главной фазы плутона общее строение циркона оказалось практически одинаковым, за исключением значительно более широких метаморфических оболочек в цирконе катаклазированного гранодиорита.

Результаты геохронологических исследований циркона из гранодиорита (обр. 90045-4) и плагиогранита (обр. 90046-6) Таллаинского плутона приведены в табл. 2 (из рассмотрения исключены дискордантные данные ( $D > 10$ ) и результаты с  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \geq 1\%$ ). На рис. 3 показаны положение эллипсов, полученных для магматических ядер и метаморфических оболочек на диаграмме с конкордией, и оценки значений их возраста. Средневзвешенные оценки возраста магматического циркона из плагиогранита  $660 \pm 9$  млн лет и гранодиорита  $661 \pm 9$  млн лет в пределах ошибок одинаковы. В связи с этим на диаграмме с конкордией геохронологические данные, полученные для двух проб, не разделены.

Обобщенная средневзвешенная оценка возраста магматического циркона плагиогранита и гранодиорита составляет  $661 \pm 6$  млн лет (СКВО = 1.3,  $n = 11$ ) и интерпретируется как возраст кристаллизации пород главной фазы Таллаинского плутона. Для трех зерен ксеногенного магматического циркона получена средневзвешенная оценка  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста  $677 \pm 9$  млн лет (СКВО = 0.07). Возможно, данные для ксеногенного циркона указывают на близкий возраст габброидов и гранитоидов Таллаинского плутона.

На диаграмме с конкордией (рис. 3) эллипсы для магматических ядер и метаморфических оболочек цирконов гранодиорита, так же как и эллипсы магматических и ксеногенных ядер ча-

стично пересекаются, указывая на недостаточность точности изотопного анализа при разделении сближенных во времени событий становления Таллаинского плутона и его структурно-метаморфических преобразований. Тем не менее полученные интервалы как средневзвешенных, так и конкордантных оценок возраста магматических ядер и метаморфических оболочек статистически различимы, позволяя оценить время метаморфизма пород плутона в  $637 \pm 5$  млн лет.

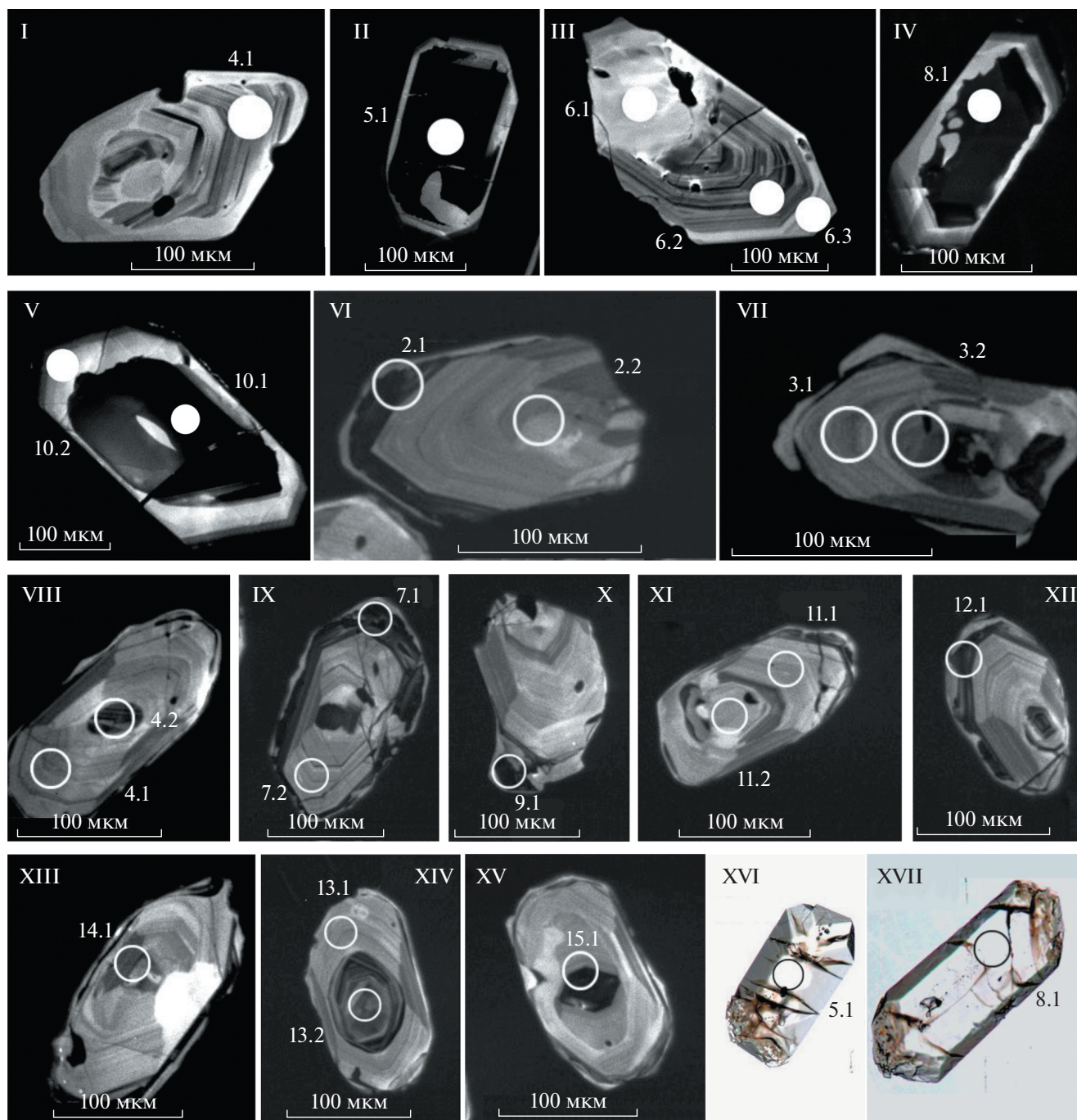
Согласно Nd-изотопным данным (см. табл. 1), датированные гранодиориты и рассланцованные плагиограниты Таллаинского плутона имеют высокие положительные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(660) = 7.2$  и  $7.3$ , близкие к DM этого возраста, что указывает на ювенильный источник их родоначальных расплавов, подобно всем позднебайкальским габбро-гранитным ассоциациям БВП [7, 8].

Обобщая результаты проведенных исследований, можно заключить, что магматические породы главной фазы Таллаинского плутона сформировались около  $661 \pm 6$  млн лет назад и подверглись структурно-метаморфическим преобразованиям на рубеже  $637 \pm 5$  млн лет. Кроме этого, полученные к настоящему времени геохронологические и изотопно-геохимические данные [7–11] показывают, что позднебайкальские ювенильные габбро-диорит-плагиогранитные интрузии Байкало-Витимского пояса формировались как минимум на двух рубежах –  $660$  млн лет (“таллаинские”) и  $615$ – $603$  млн лет (“падоринские”). Исходя из этого, за габбро-диорит-плагиогранитной ассоциацией пород Таллаинского плутона с возрастом  $660$  млн лет (см. рис. 1 б) и ее возрастными аналогами в других зонах БВП, очевидно, следует сохранить статус “таллаинского комплекса”, а габбро-диорит-гранодиоритовые интрузии бассейна реки Каралон в Каралон-Мамаканской зоне с возрастом  $603$ – $615$  млн лет (см. рис. 1 б) предлагается включить в состав падоринского комплекса раннего эдиакария, выделявшегося в Средневитимской горной стране В.А. Охотниковым (1968).

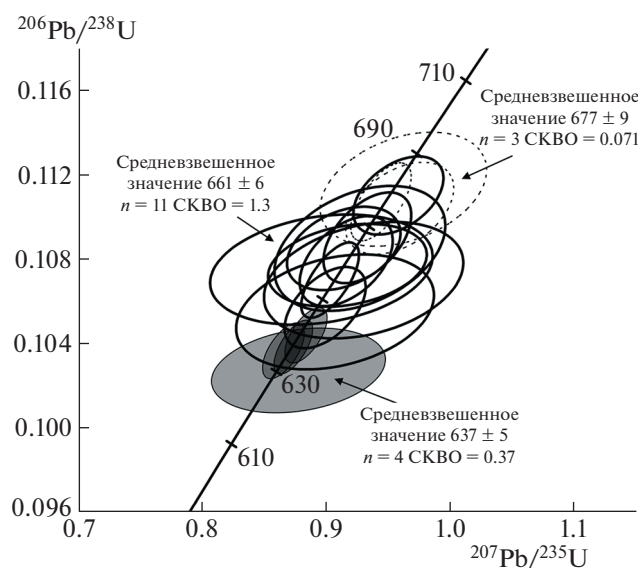
**Таблица 2.** Результаты U–Pb–геохронологических исследований циркона из плаггиогрига (90046–6) и гранодиорита (90045–4) Таллинского плутона

Образец и номер зерна циркона	% $^{206}\text{Pb}$	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*, \text{г/г}$	возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	D, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± %	R	Примечание
90046_2.1	0.15	395	129	0.34	36.5	657.6	7	661	31	0	9.31	1.1	0.06161	1.1	0.912	1.4	0.1074	1.1	0.62102	Магматические ядра
90046_3.1	0.31	52	46	0.92	4.78	658	11	718	83	9	9.3	1.8	0.0633	1.8	0.938	3.9	0.1075	1.8	0.41144	
90046_3.2	0.18	189	276	1.51	17.2	647.9	8	662	44	2	9.46	1.2	0.0616	1.2	0.899	2.1	0.1057	1.2	0.51236	
90046_4.1	0.65	48	46	0.98	4.47	655	10	709	120	8	9.35	1.7	0.063	1.7	0.93	5.4	0.107	1.7	0.29668	
90046_4.2	0.33	206	102	0.51	19.2	660.7	8	659	51	0	9.27	1.3	0.0616	1.3	0.916	2.4	0.1079	1.3	0.4652	
90046_7.1	0.36	797	528	0.68	76.2	678.5	7	696	48	3	9.01	1.1	0.0626	1.1	0.958	2.2	0.111	1.1	0.44312	
90046_9.1	0.22	730	263	0.37	67.3	655.4	7	647	26	-1	9.34	1.1	0.06122	1.2	0.903	1.2	0.107	1.1	0.67168	
90046_11.1	0.34	37	27	0.74	3.5	664	11	673	98	1	9.22	1.8	0.062	1.8	0.927	4.6	0.1085	1.8	0.3633	
90046_12.1	0.14	167	115	0.71	15.7	667.1	8	677	46	2	9.17	1.3	0.0621	1.3	0.933	2.2	0.109	1.3	0.50042	
90046_14.1	0.48	48	35	0.76	4.33	646	10	686	120	6	9.48	1.7	0.0623	1.7	0.907	5.5	0.1055	1.7	0.28853	
90045-4-6.3	1	46	12	0.27	4.29	658.5	10	618	140	-6	9.21	1.5	0.0686	1.5	0.896	3.6	0.1075	1.6	0.242	
90045-4-4.1	0.51	96	52	0.56	8.92	659.6	8	665	95	1	9.23	1.2	0.0659	1.2	0.917	3.2	0.1077	1.2	0.26	
90045-4-6.2	0.38	126	67	0.55	11.8	664.2	8	643	66	-3	9.18	1.2	0.0642	1.2	0.914	2.1	0.1085	1.2	0.36	
90045-4-5.1	0.04	642	582	0.94	57.2	635.7	5	622	23	-2	9.646	0.8	0.06083	10	0.864	1.3	0.10363	0.84	0.623	Мета-морфические оболочки
90045-4-8.1	0.07	711	762	1.11	63.7	639.8	5	650	22	2	9.577	0.8	0.06188	0.93	0.882	1.3	0.10435	0.83	0.633	
90045-4-10.1	0.08	944	854	0.94	84.2	636.7	5	637	20	0	9.626	0.8	0.0616	0.83	0.872	1.2	0.1038	0.81	0.666	
90045-4-10.2	0.74	66	19	0.29	5.91	630.1	8	670	110	6	9.67	1.3	0.0679	2.9	0.876	5.3	0.1027	1.3	0.254	
90046_13.2	0.173	130.4	111.8	0.88594	12.4	675.1	8	709	57	4.97	9.06	1.3	0.063	2.7	0.959	3	0.1104	1.3	0.43635	Ксеногенные ядра
90046_15.1	0.09	405	842	2.15	38.6	676.9	7	669	28	-1	9.03	1.1	0.06185	1.3	0.944	1.7	0.1107	1.1	.650	
90046_7.2	0.42	56	46	0.85	5.36	680	10	696	93	2	8.98	1.6	0.0626	4.4	0.962	4.6	0.1113	1.6	.339	

Примечание. D – дискордантность, R – коэффициент корреляции ошибок, ± – ошибки. Ошибка при стандартной калибровке составила 0.40%. \* – свинец скорректирован на измеренный  $^{204}\text{Pb}$ . Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла ~3–4 нА, диаметр кратера 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных производилась с использованием программы SQUID v.1.13 и v.2 [15], построение графиков с конкордией ISOPLOT/Ex v.3.41b. Уран-свинцовые отношения нормализовались на значение 0.0668, соответствующее стандартному циркону TEMORA. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов), а также погрешности рассчитанных конкордантных возрастов приведены на уровне 1σ. Для интерпретации использовались U–Pb-изотопные данные, удовлетворяющие соотношению обычного  $\text{Pb}_c \leq 1\%$  и с дискордантностью  $\leq 10\%$ .



**Рис. 2.** Микрофотографии кристаллов циркона из образцов 90045-4 (I–V, XVI, XVII) и 90046-6 (VI–XV) в режиме катодолуминесценции (I–XV) (выполнено на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500) и в проходящем свете (XVI–XVII). I – магматический циркон с осцилляторной зональностью с ксеногенным ядром (не датировано); II, IV, V – кристаллы циркона, состоящие из нескрытого (возможно, ксеногенного) ядра и датированной метаморфической оболочки, которые хорошо видны в проходящем свете (XVI, XVII); III, VI, VII, VIII, IX, XI, XII, XIII – кристаллы магматического циркона с осцилляторной зональностью; XI – магматический циркон с осцилляторной зональностью с ксеногенным ядром (не датировано); XIV – магматический циркон с осцилляторной зональностью с ксеногенным ядром (датировано); XV – магматический циркон с осцилляторной зональностью с ксеногенным ядром (датировано); XVI, XVII – микрофотографии зерен циркона, состоящих из нескрытых, возможно, ксеногенных ядер и метаморфических оболочек, обуславливающих идиоморфный облик кристаллов (ядра в данном случае не видны, поскольку сфокусирована поверхность кристаллов). Обозначения областей измерения на рисунке соответствуют номеру зерна циркона в табл. 2. Для областей измерения 2.2, 6.1, 10.2, 7.2, 11.2, 13.1 и 13.2 получены дискордантные данные, в связи с чем эти результаты измерений в табл. 2 не приведены.



**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией для циркона из образцов плагиогранита (90046-6) и гранодиорита (90045-4) Таллайнского плутона. Незалитые эллипсы (жирные сплошные линии) – магматические ядра, залитые эллипсы – метаморфические оболочки, незалитые эллипсы (пунктирные линии) – ксеногенные ядра.

В итоге можно заключить, что позднебайкальские габбро-гранитные интрузии Байкало-Витимского пояса, так же, как и сходные с ними по составу интрузии ранних каледонид ЦАОП ([4, 5] и др.), формировались в несколько дискретных этапов.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГД РАН – тема FMUW-2022-0004 и при поддержке Фонда развития отечественной геологии (Санкт-Петербург).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского Орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
2. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
3. Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49-Киренск. Объяснительная записка. – СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ. 2010. 648 с.
4. Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В. и др. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 177–201.
5. Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Вендраннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1628–1647.
6. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. 1967. Т. II. 700 с.
7. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
8. Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др. Возраст, состав и тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса (Северное Прибайкалье): геологические, геохронологические (ID-TIMS, SIMS) и Nd-изотопные данные // Петрология. 2022. Т. 30. № 4. С. 1–34.
9. Ванин В.А., Донская Т.В., Гладкокуб Д.П. Геохимическая характеристика, возраст и обстановки формирования магматических пород Верхнеянского рудного поля (Северное Забайкалье) / Тез. докл. “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса”. Иркутск, 2017. Вып. 15. С. 24–25.
10. Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. U-Pb геохронология габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовых интрузий Байкало-Муйского пояса / Тез. докл. “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса”. Иркутск, 2012. Вып. 10. Т. 2. С. 57.
11. Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Алексеев И.А. и др. Геологическое строение Каралонского золоторудного поля (Средневитимская горная страна) // Геол. рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 4. С. 342–370.
12. Skuzovatov S., Shatsky V.I., Wang Kuo-Lung. Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: Constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // Lithos. 2019. V. 342–343. P. 76–96.
13. Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосенко А.М. Вендский (590 ± 5 млн лет) возраст падринской серии Байкало-Муйского складчатого пояса: U-Pb данные по циркону // ДАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 517–519.
14. Williams I.S., et al. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology. 1998. 7. P. 1–35.
15. Ludwig K.R. Berkeley Geochronology Center Sp. Publ. 2003. № 4. 70 p.



**GEOLOGICAL POSITION, AGE AND SOURCES OF TALLAIN  
GABBRO-DIORITE-PLAGIOGRANITE PLUTON  
(SREDNEVITIMSKAYA MOUNTAINOUS COUNTRY)**

**E. Yu. Rytsk<sup>a</sup>, S. D. Velikoslavinsky<sup>a</sup>, Corresponding Member of the RAS A. B. Kyznetsov<sup>a</sup>, E. V. Tolmacheva<sup>a</sup>,  
N. V. Rodionov<sup>c</sup>, N. G. Berejnaya<sup>c</sup>, P. A. Lvov<sup>c</sup>, E. S. Bogomolov<sup>a</sup>,  
A. A. Andreev<sup>b,#</sup>, and A. M. Fedoseenko<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences,  
St. Petersburg, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences,  
Moscow, Russian Federation*

<sup>c</sup>*Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: axel-foley@yandex.ru*

The results of a geochronological study (U–Pb SHRIMP-II) of zircon from granodiorites and plagiogranites of the main phase of the Tallain pluton of the Baikal-Vitim belt are presented. The obtained estimates of the age of the magmatic cores of zircon from granodiorite and plagiogranite coincide with each other within errors and are interpreted as the age of crystallization of rocks of the main phase of the Tallain pluton  $661 \pm 6$  million years. The weighted average age of the metamorphic zircon shells of these rocks is  $637 \pm 5$  million years. High positive values of  $\epsilon_{\text{Nd}}(660)$  +7.2 and +7.3 in the rocks of the main phase indicate a juvenile source of the parent melts. Based on new and previously published geochronological data, a conclusion is made about the formation of similar late Neoproterozoic juvenile gabbro-granite associations of the Baikal-Vitim belt at the turn of 660 million years (Tallain complex) and 603–615 million years (Padorinsky complex).

*Keywords:* U–Pb geochronological studies, zircon, granodiorite and plagiogranite, Baikal-Vitim belt