

УДК 552.2:551.72(571.5)

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ КОПРИНСКОГО ТИПА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО И ЗАПАДНО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2023 г. А. М. Ларин^{1,*}, член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹, Е. Б. Сальникова¹,
С. Д. Великославинский¹, В. П. Ковач¹, Т. М. Сквитина², А. А. Иванова¹,
Ю. В. Плоткина¹, Н. Ю. Загорная¹

Поступило 24.10.2022 г.
После доработки 07.11.2022 г.
Принято к публикации 08.11.2022 г.

Выполнены геохимические, геохронологические (U—Pb по цирконам, ID-TIMS) и изотопно-геохимические (Sm—Nd) исследования гранитоидов копринского типа тукурингского комплекса, локализованных исключительно в зоне Желтулакского структурного шва, который разделяет Джугджуро-Становой и Западно-Становой супертеррейны Центрально-Азиатского складчатого пояса. Установлено, что они могут быть классифицированы как постколлизийные гранитоиды повышенной щелочности и основности адакитового типа, сформированные в возрастном интервале 127 ± 1 – 126 ± 1 млн лет, входящими в состав позднемезозойского постколлизийного Станового вулcano-плутонического пояса. Этот пояс простирается в субширотном направлении от Охотского моря вглубь континента субпараллельно Монголо-Охотской сутурной зоне более чем на 1000 км и сшивает тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов. Структурная позиция массивов гранитоидов копринского типа фиксирует верхнюю возрастную границу формирования Желтулакского структурного шва. Формирование исходных магм этих гранитоидов связано с существенно литосферным источником, образованным в результате смешения раннедокембрийского и более молодого, по-видимому, фанерозойского компонента. Сходство по изотопному составу Nd гранитоидов копринского типа с близкими по составу и возрасту гранитоидами Западно-Станового супертеррейна указывает скорее всего на сходство их источников, а также на то, что Желтулакская шовная зона “погружается” в северо-восточном направлении под структуры Джугджуро-Станового супертеррейна. Это находится в полном соответствии с современными представлениями об особенностях глубинного строения области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит.

Ключевые слова: гранитоиды, Центрально-Азиатский складчатый пояс, постколлизийная геодинамическая обстановка, изотопная геохимия, геохронология, петрогенезис

DOI: 10.31857/S268673972260237X, **EDN:** TGVFJM

Копринский тип субщелочных гранитоидов выделен в 1990 г. в ходе геологической съемки масштаба 1:1 000 000 в качестве ранней субфазы главной фазы тукурингского комплекса палеопротерозойского возраста [1]. С тех пор геологи потеряли к ним интерес, хотя они обладают целым рядом интересных особенностей. Главная из

них состоит в том, что массивы этих гранитоидов локализованы исключительно в зоне Желтулакского структурного шва (рис. 1 а, б), который разделяет Джугджуро-Становой и Западно-Становой супертеррейны Центрально-Азиатского складчатого пояса и является одним из наиболее загадочных глобальных структурных элементов Восточной Азии.

Кроме того, характерной особенностью гранитоидов этого типа, отличающих их от остальных ассоциирующих гранитоидов тукурингского комплекса, является некоторая специфика состава — повышенная основность и щелочность, слагающих их пород. Исходя из общей геологиче-

¹Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

²Институт земной коры Сибирского отделения
Российской академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: larin7250@mail.ru

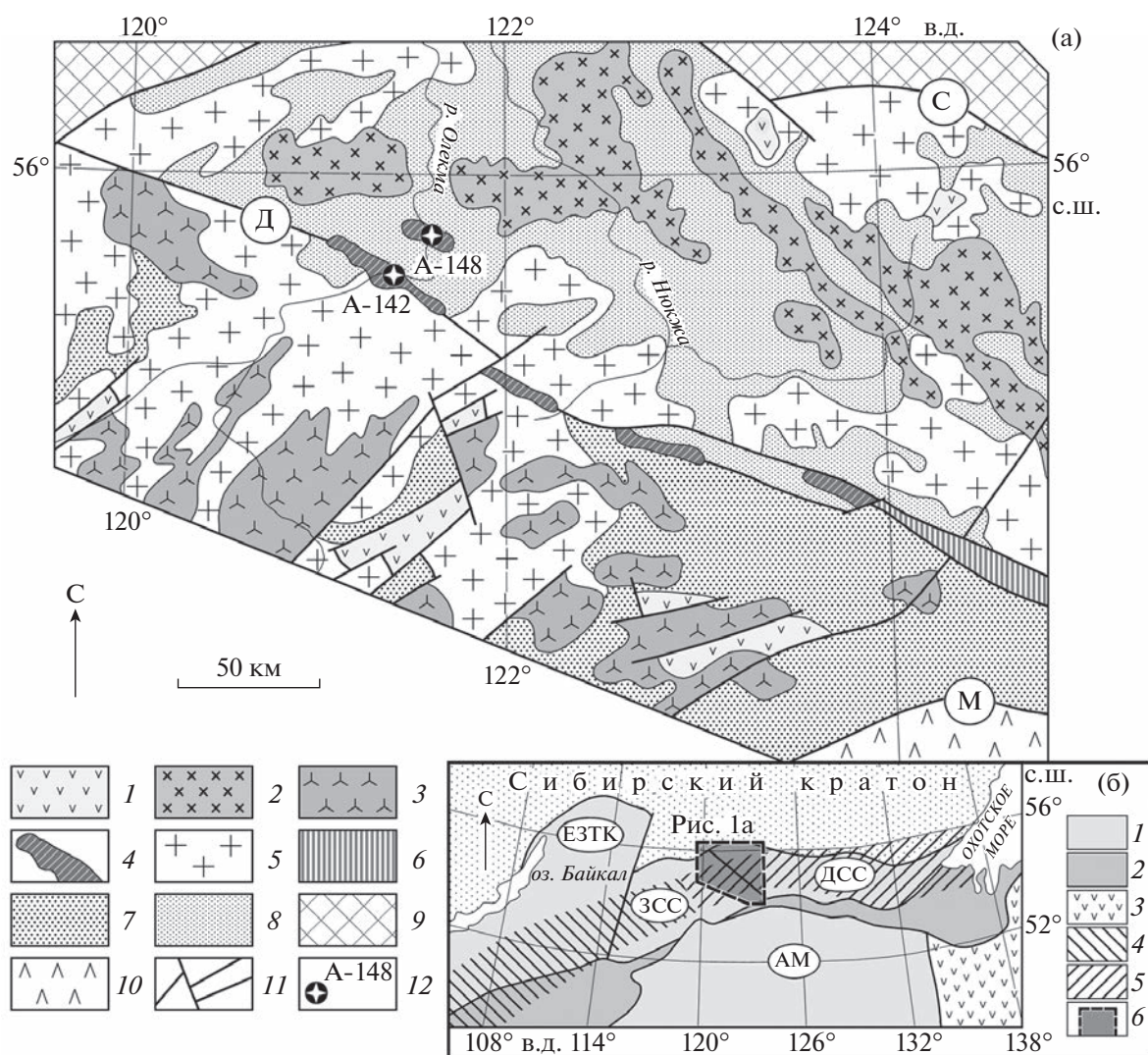


Рис. 1. (а) – Схема размещения гранитоидов копринского типа в Желтулакской зоне сочленения Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов (Центрально-Азиатский складчатый пояс). 1–4 – раннемеловой постколлизийный Становой вулcano-плутнический пояс: 1 – вулканогенно-осадочный комплекс рифтогенных впадин; 2 – гранитоиды тындинско-бакаранского и ироканского комплексов, 3 – гранитоиды амуджиканского и аманаского комплексов, 4 – гранитоиды копринского типа; 5 – раннемеловые коллизийные граниты и мигматиты; 6 – метаморфические породы желтулакской и гилойской свит мезозойского возраста; 7–8 – допозднемезозойские метаморфические породы и гранитоиды (7 – Западно-Станового супертеррейна, 8 – Джугджуро-Станового супертеррейна); 9 – гнейсы, кристаллические сланцы и гранитоиды Алданского щита; 10 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 11 – разрывные нарушения; 12 – места отбора геохронологических проб. (б) – Геологическое положение Станового постколлизийного вулканоплутонического пояса в северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. 1–3 – складчатые пояса: 1 – Центрально-Азиатский (ЕЗТК – Енисей-Забайкальский тектонический коллаж, ЗСС – Западно-Становой супертеррейн, ДСС – Джугджуро-Становой супертеррейн, АМ – Амурская микроплита), 2 – Монголо-Охотский, 3 – Сихотэ-Алинский; 4–5 – позднемезозойские рифтовые системы: 4 – Западно-Забайкальская, 5 – Становой вулканоплутонический пояс; 6 – район исследований.

ской ситуации, есть все основания полагать, что гранитоиды копринского типа имеют мезозойский возраст. Об этом свидетельствует мезозойский возраст формирования Желтулакской зоны [2], а не палеопротерозойский, как это до недавнего времени было принято [3], а также отсутствие следов расланцевания или других метаморфических преобразований в гранитои-

дах рассматриваемого типа. Однако более точные данные об их возрасте отсутствуют. Это затрудняет корреляцию магматических комплексов, указанных выше супертеррейнов и, соответственно, разработку интегрированной геодинамической модели их формирования. В настоящей статье в этом плане обсуждаются результаты U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических, геохимических

и Sm–Nd-изотопно-геохимические исследования, полученные в последние годы для гранитоидов копринского типа.

Гранитоиды копринского типа представлены средне- и крупнозернистыми порфировидными монцодиоритами, кварцевыми монцонитами и сиенитами, которые слагают небольшие, вытянутые в северо-западном направлении массивы (рис. 1 а). В них довольно широко проявлены явления минглинга и часто встречаются овальные включения мелкозернистых габброидов. Все эти породы пересекаются дайками лампрофиров.

Определение содержаний оксидов главных петрогенных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом, а содержаний элементов-примесей – методом ICP–MS с относительной погрешностью 5–10% в Центральной Аналитической лаборатории ВСЕГЕИ.

По химическому составу гранитоиды копринского типа варьируют от кварцевых монцонитов до сиенитов ($\text{SiO}_2 = 56.7\text{--}62.5\%$) и относятся к умереннощелочному типу с варьирующими, но повышенными содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.0\text{--}9.45\%$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.76\text{--}1.22$). Они характеризуются низкой и умеренной глиноземистостью, агапайностью и железистостью ($\text{A}/\text{CNK} = 0.80\text{--}0.95$, $\text{NK}/\text{A} = 0.66\text{--}0.75$, $f = 0.60\text{--}0.77$). На диаграмме “ $\text{K}_2\text{O}\text{--}\text{SiO}_2$ ” точки их состава находятся преимущественно в поле пород шошонитовой серии, а на диаграмме “ $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO})\text{--}\text{SiO}_2$ ” – в поле щелочных пород. Мелкозернистые габброиды из магматических включений и лампрофиры ($\text{SiO}_2 = 51\%$ и $55.6\text{--}56.1\%$ соответственно) также принадлежат к умереннощелочному типу и относятся к шошонитовой серии.

Гранитоиды копринского типа обладают невысокими или умеренными содержаниями большинства элементов-примесей за исключением Ba ($1310\text{--}2050$ мкг/г) и Sr ($1170\text{--}1670$ мкг/г). Спайдерграммы, нормированные к примитивной мантии, демонстрируют отчетливые положительные аномалии Ba, K и Sr, “глубокие” отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti и менее выраженные отрицательные аномалии R. Характерно также некоторое обеднение HFS-элементами правой части спектра (Yb до $0.6\text{--}1.9$ мкг/г, Lu до $0.11\text{--}0.24$ мкг/г и Y до $12\text{--}23$ мкг/г). Распределение REE в гранитоидах фракционированное ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 27\text{--}63$) с примерно близким уровнем фракционирования LREE и HREE ($[\text{La}/\text{Sm}]_n = 3.7\text{--}4.4$ и $[\text{Gd}/\text{Yb}]_n = 3.5\text{--}8.3$). Характерен также вогнутый рисунок спектра в области HREE. Eu-аномалия либо отсутствует, либо имеет слабо отрицательный характер ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.73\text{--}1.08$). Крайне низкие Rb/Sr-отношения в рассматриваемых гранитоидах ($0.03\text{--}0.07$) свидетельствуют о низком уровне

их дифференцированности. Содержания V, Cr, Co и Ni в основных породах из включений в гранитоидах и лампрофирах сопоставимы с таковыми во внутриплитных толеитах и траппах (см. [4]).

Характерной особенностью как гранитоидов, так и ассоциирующих базитов, являются достаточно высокие значения La/Yb- и Sr/Y-отношений ($38\text{--}93$ и $50\text{--}115$), сближающие эти породы с адакитами. На классификационных диаграммах С.Д. Великославинского и соавт. [5] рассматриваемые гранитоиды лежат в поле адакитов поскользического типа. По составу они ближе всего к раннемеловым гранитоидам тындинско-бакаранского комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна и амуджиканского комплекса Западно-Станового супертеррейна (см. [6, 7]).

U–Pb (ID-TIMS)-геохронологические исследования выполнены для двух небольших массивов копринского типа. Места отбора проб показаны на рис. 1 а.

Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U–Pb-геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 M HNO_3 . При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [8]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan” MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Для изотопных исследований использован изотопный индикатор $^{202}\text{Pb}\text{--}^{235}\text{U}$. Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ “PbDAT” [9] и “ISOPLOT” [10]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [11]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [12]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Акцессорный циркон, выделенный из кварцевого монцонита (проба А-142), образует прозрачные идиоморфные и субидиоморфные призматические и игольчатые кристаллы желтого цвета, размер которых изменяется от 50 до 150 мкм ($K_{\text{уд.}} = 2.1\text{--}4.1$). Основными элементами огранки этих кристаллов являются призмы $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамиды $\{111\}$, $\{101\}$ (рис. 2, I–V). Для циркона игольчатого облика характерна “тонкая” магматическая зональность (рис. 2, VI–VIII). В призматических кристаллах циркона обнаружены лишь

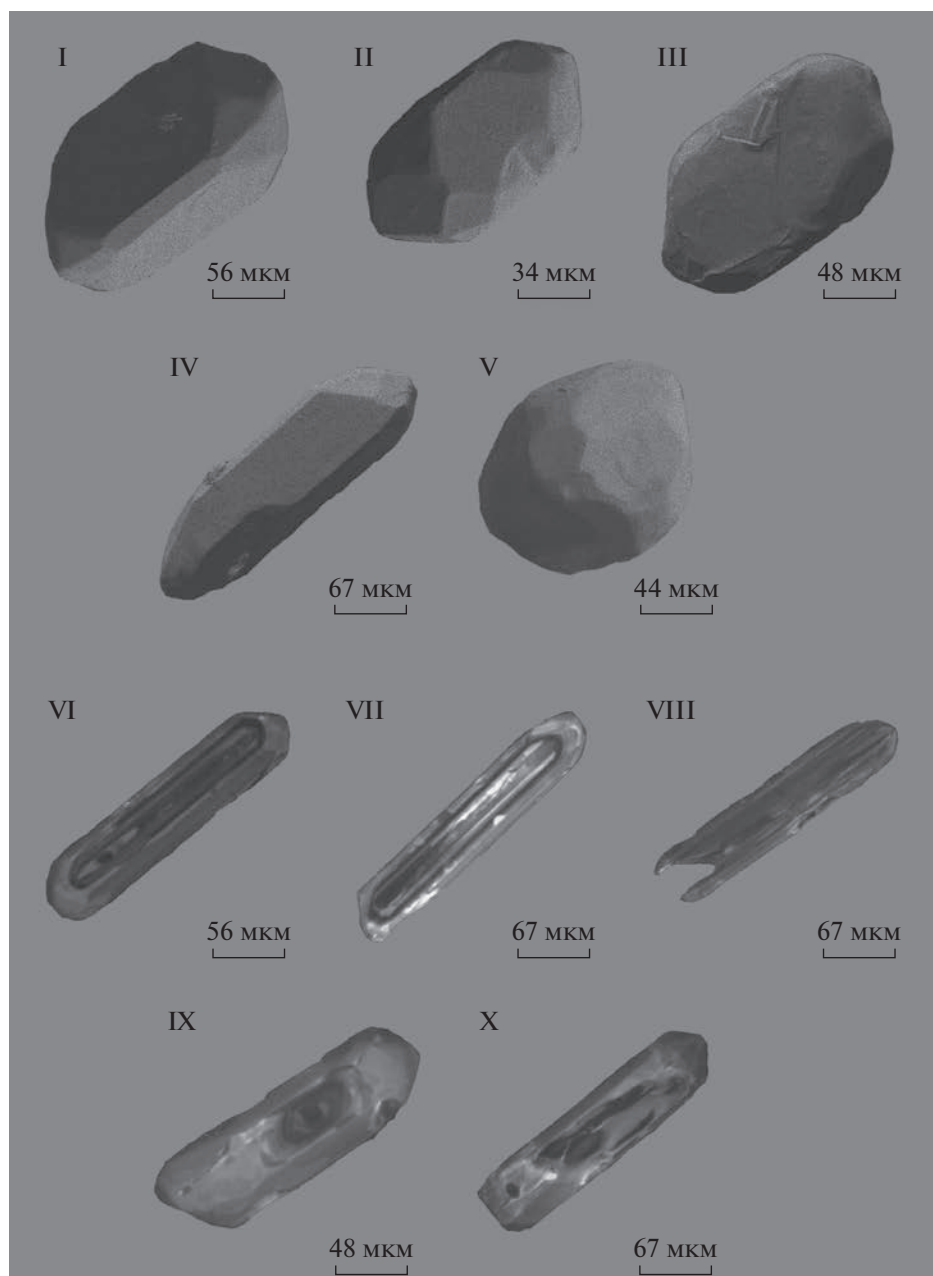


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из пробы А-142, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–V – в режиме вторичных электронов; VI–X – в режиме катодолуминесценции.

фрагменты зональности, а также реликты унаследованных ядер (рис. 2, IX).

U–Pb-геохронологические исследования проведены для игольчатых и призматических кристаллов циркона из размерных фракций 50–85 и 85–100 мкм. Как видно из табл. 1 и на рис. 3, циркон игольчатого облика (№ 2 и 3) имеет конкордантный возраст 127 ± 1 млн лет (СКВО = 0.28, вероятность – 0.60), в то время как циркон призматического облика (№ 1) демонстрирует возрастную дискордантность, обусловленную при-

сутствием унаследованной компоненты древнего свинца. Возраст, определяемый нижним пересечением дискордии, рассчитанной для трех микронавесок циркона, с конкордией (рис. 3) составляет 127 ± 1 млн лет (СКВО = 1.7, верхнее пересечение – 2708 ± 57 млн лет). В качестве оценки возраста кристаллизации изученного циркона мы принимаем величину конкордантного возраста 127 ± 1 млн лет.

Акцессорный циркон из кварцевого монцодиорита (проба А-148) представлен прозрачны-

Таблица 1. Результаты U–Pb–геохронологических исследований циркона из гранитоидов копринского типа

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска (мг)	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Rho ^б	Возраст, млн лет				
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb _a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb _a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U							
Кварцевый монцитит (проба А-142)																
1	85—100, 23 зер., призм.	0.21	5.67	198	502	0.0685 ± 3	0.2931 ± 1	0.2184 ± 12	0.0231 ± 1	0.64	201 ± 1	147 ± 1	884 ± 9	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U
2	85—100, 50 зер., иг.	0.38	3.74	151	465	0.0484 ± 3	0.3040 ± 1	0.1330 ± 9	0.0199 ± 1	0.48	127 ± 1	127 ± 1	120 ± 13			
3	50—85, 8 зер., иг.	—*	U/Pb = 28.49		115	0.0487 ± 6	0.3283 ± 1	0.1332 ± 17	0.0198 ± 1	0.43	127 ± 2	127 ± 1	131 ± 27			
Кварцевый монцитиорит (проба А-148)																
4	85—100, 40 зер.	0.53	6.27	215	325	0.0595 ± 2	0.3504 ± 1	0.1720 ± 6	0.0210 ± 1	0.46	161 ± 1	134 ± 1	584 ± 6			
5	50—85, 11 зер.	—*	U/Pb = 23.41		83	0.0516 ± 16	0.3585 ± 1	0.1432 ± 46	0.0201 ± 70	0.37	136 ± 4	129 ± 1	266 ± 70			
6	50—85, 10 зер.	—*	U/Pb = 39.36		519	0.0486 ± 3	0.3702 ± 1	0.1318 ± 9	0.0197 ± 1	0.63	126 ± 1	126 ± 1	126 ± 12			

Примечание. ^а – изотопные отношения, скорректированные на холостой опыт и обычный свинец; 23 зер. – количество зерен циркона в навеске; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

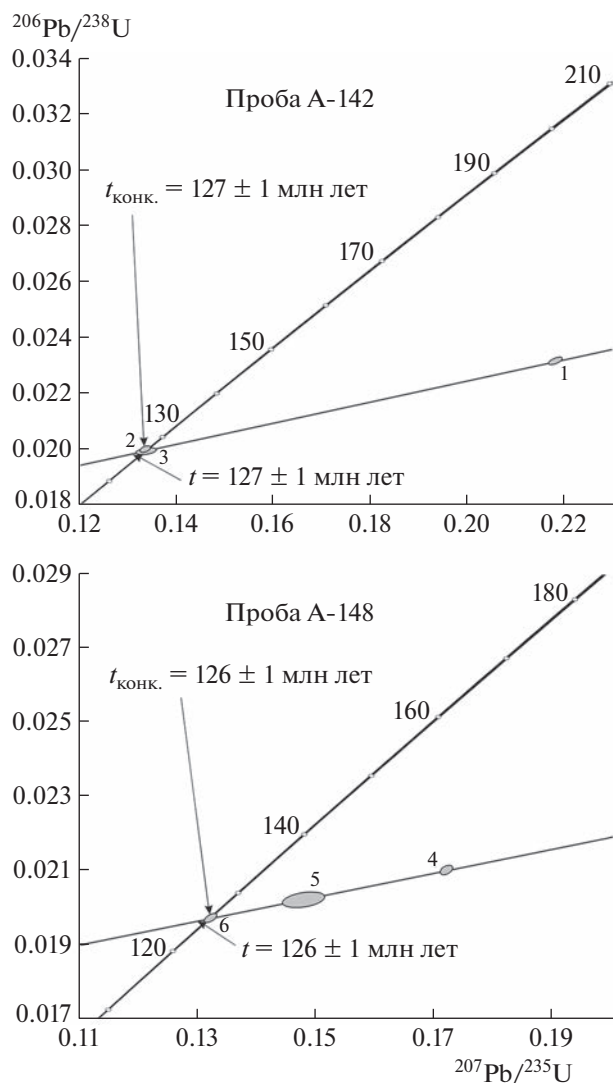


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для циркона из проб А-142 и А-148. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

ми, полупрозрачными, реже метамиктизированными идиоморфными и субидиоморфными короткопризматическими и призматическими кристаллами желтой окраски. Форма кристаллов определяется сочетанием призмы {100} и дипирамид {101}, {111}, {201} (рис. 4, I–IV). Размер зерен циркона изменяется от 50 до 200 мкм ($K_{\text{уд.}} = 1.5–3.0$). Они обладают хорошо проявленной магматической зональностью (рис. 4, V–XII). В некоторых зернах циркона присутствуют унаследованные ядра (рис. 4, VIII, X).

В ходе U–Pb-геохронологических исследований проанализированы три микронавески циркона (10–40 зерен) из размерных фракций 50–85 и 85–100 мкм. Как видно на диаграмме с конкордией (рис. 3), точки изотопного состава циркона № 4–6 располагаются на дискордии, нижнее пе-

ресечение которой с конкордией отвечает возрасту 126 ± 1 млн лет (СКВО = 0.062, верхнее пересечение – 2950 ± 150 млн лет). Наиболее “чистые” десять зерен циркона из размерной фракции 50–85 мкм (№ 6), характеризуются конкордантным возрастом 126 ± 1 млн лет (СКВО = 0.01, вероятность – 0.92), который можно использовать в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации изученного циркона.

Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте JNdi-1 в период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ для однородного хондритового резервуара (CHUR) по [13] и деплетированной мантии (DM) по [14] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$).

Sm–Nd-изотопно-геохимические результаты исследования гранитоидов копринского типа (табл. 2) свидетельствуют о том, что они имеют сравнительно малорадиогенный изотопный состав Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -7.0 \dots -9.0$, $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.2–1.4$ млрд лет, $t_{\text{Nd}}(\text{C}) = 1.5–1.7$ млрд лет), указывающий на существенно коровый источник этих пород, образованный скорее всего в результате смешения раннедокембрийского и более молодого фанерозойского или неопротерозойского компонента. Сравнение их по изотопному составу Nd с близкими по возрасту и составу гранитоидами Западно-Станового супертеррейна ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -7.1 \dots -11.3$, $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.2–1.4$ млрд лет, $t_{\text{Nd}}(\text{C}) = 1.5–1.9$ млрд лет; неопубликованные данные авторов) и Джугджуро-Станового супертеррейна ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -11.9 \dots -16.7$, $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.5–1.9$ млрд лет, $t_{\text{Nd}}(\text{C}) = 1.8–2.3$ млрд лет; неопубликованные данные авторов) демонстрирует наибольшее сходство их по изотопному составу Nd с гранитоидами Западно-Станового супертеррейна.

Полученные данные свидетельствуют о том, что гранитоиды копринского типа по возрасту и составу близки к гранитоидам тындинско-бакаранского комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (122–127 млн лет [15]) и гранитоидам амуджиканского комплекса Западно-Станового супертеррейна (130 млн лет [7, 16]), входящими в состав позднемезозойского постколлизийного

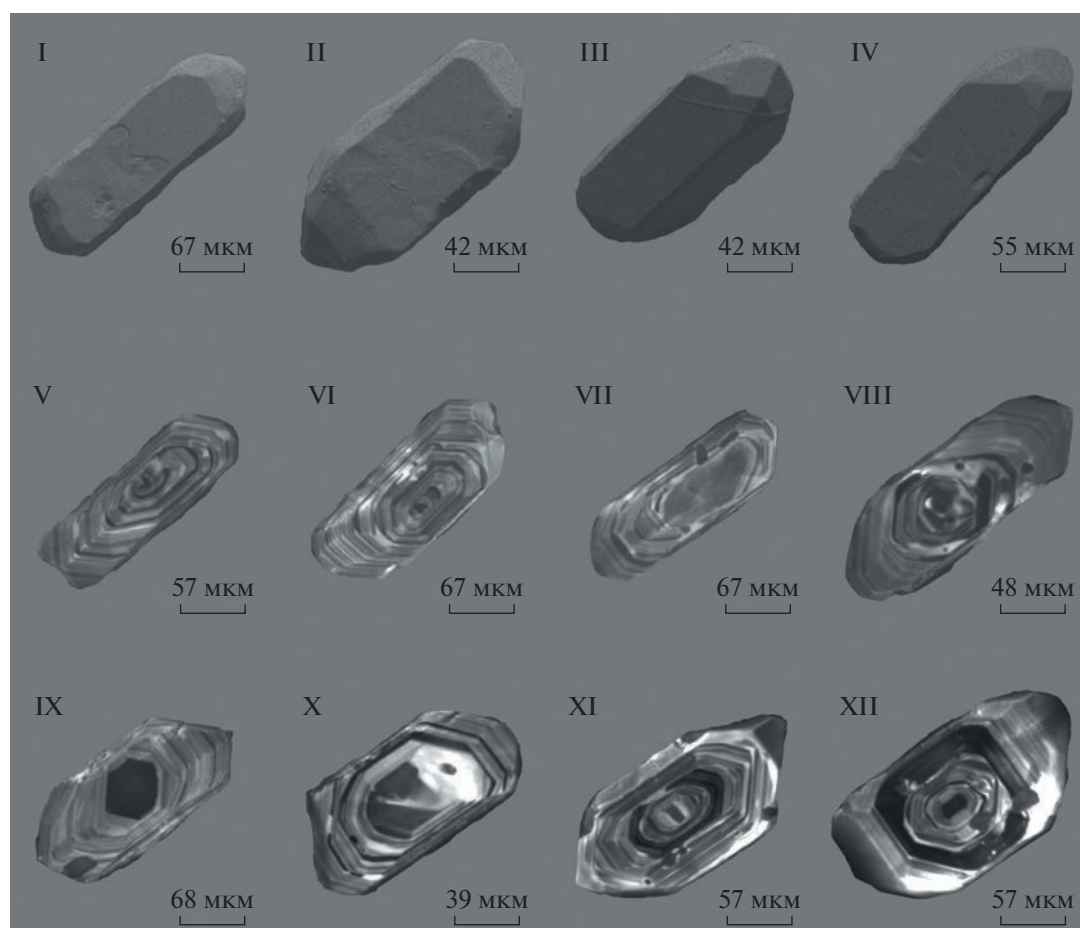


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона из пробы А-148, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–IV – в режиме вторичных электронов; V–XII – в режиме катодолуминесценции.

Станового вулcano-плутонического пояса. Этот пояс протягивается в субширотном направлении от Охотского моря на запад вглубь континента субпараллельно Монголо-Охотской сутурной зоне более чем на 1000 км и сшивает тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов [15]. Другими словами, они могут рассматриваться в составе Станового вулканоплутонического пояса. Однако структурная позиция массивов гранитоидов копринского типа дает все основания полагать, что их становление происходило во время окончательной “стабилизации” Джелтулакского структурного шва и

тем самым фиксирует верхнюю возрастную границу его формирования.

Сходство по изотопному составу Nd гранитоидов копринского типа с близкими по составу и возрасту гранитоидами Западно-Станового супертеррейна указывает скорее всего на сходство или идентичность их источников. Учитывая локализацию некоторых тел гранитоидов копринского типа также и в краевой части Джугджуро-Станового супертеррейна (рис. 1 а), можно полагать, что Джелтулакская шовная зона “погружается” в северо-восточном направлении под структуры Джугджуро-Станового супертеррейна. Это находится в полном соответствии с совре-

Таблица 2. Sm–Nd-изотопные данные для гранитоидов копринского типа

№ обр.	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет	$t_{\text{Nd}}(\text{C})$, млн лет
А-142	127	9.22	56.1	0.0994	0.512095 ± 7	–9.0	1410	1691
А-148	126	10.27	63.6	0.0976	0.512193 ± 4	–7.1	1260	1530

менными представлениями об особенностях глубинного строения области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит [17].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского Научного Фонда (проект № 22-27-00191) и в рамках госзадания ИГГД РАН FMUW-2022-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия), Лист N-(50), 51. Сковородино. Объяснительная записка. Л., 1990. 110 с.
2. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Толмачева Е.В., Сальникова Е.Б., Ван К.-Л., Джан Б.-М., Чан С.-Л. Мезозойский возраст гилуиского метаморфического комплекса зоны сочленения Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 547–552.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации в масштабе 1:1000000 (третье поколение). Лист N-51, Сковородино. Серия Дальневосточная. (М-51). Объяснительная записка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2009. 448 с.
4. Farmer G.L. Continental Basaltic Rocks. The Crust. // Treatise on Geochemistry. Eds. Holland H.D., Turekian K.K., Elsevier Ltd. [CD-ROM]. 2003. V. 3. P. 85–121.
5. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М. Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 255–264.
6. Стриха В.Е. Мезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья. Монография. Часть I. Благовещенск: Амурский гос. ун-т, 2012. 188 с.
7. Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Травин А.В. Новые данные о возрасте, генезисе и источниках вещества гранитоидов Карийского золоторудного узла (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 6. С. 772–788.
8. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
9. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
10. Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.
11. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
12. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
13. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
14. 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. 249–65.
15. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Возраст и тектоническое положение гранитоидов тындинского-бакаранского комплекса Удско-Зейского магматического пояса // ДАН. 2014. Т. 456. № 3. С. 314–319.
16. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. / Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии 5-7 июня 2018 г., Москва: ИГЕМ РАН, 2018. С. 180–182.
17. Шевченко Б.Ф., Каплун В.Г. Модели глубинной геодинамики области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит // Литосфера. 2007. № 4. С. 3–20.

AGE AND TECTONIC SETTING OF THE KOPRI-TYPE GRANITOIDS OF THE JUNCTION ZONE OF THE DZHUGDZHUR-STANOVY AND WEST-STANOVY SUPERTERRANES OF THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT

A. M. Larin^{a, #}, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^a, E. B. Salnikova^a, S. D. Velikoslavinskii^a, V. P. Kovach^a, T. M. Skovitina^b, A. A. Ivanova^a, Yu. V. Plotkina^a, and N. Yu. Zagornaya^a

^aInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

^bInstitute of Earth Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

[#]E-mail: larin7250@mail.ru

Geochemical, geochronological (U-Pb on ID TIMS zircons), and isotope-geochemical (Sm-Nd) studies of the Kopri-type granitoids of the Tukuringra Complex have been done. The granitoids localized exclusively in the zone of the Dzheltulak suture, which separates the Dzhugdzhur-Stanovoy and West Stanovoy superter-

ranes of the Central Asian fold belt. It has been established that they can be classified as postcollision granitoids of elevated alkalinity and basicity of the adakite type, formed in the age range of 127 ± 1 – 126 ± 1 Ma, which are part of the Late Mesozoic postcollision Stanovoy volcano-plutonic belt extending in the sublatitudinal direction from the Sea of Okhotsk inland continent subparallel to the Mongolo-Okhotsk suture zone for more than 1000 km and stitching the Dzhugdzhur-Stanovoy and West-Stanovoy superterrane. The structural position of massifs of the Kopri-type granitoids fixes the upper age boundary of the formation of the Dzheltulak suture. The formation of the initial magmas of these granitoids is connected with an essentially lithospheric source formed as a result of mixing of the Early Precambrian and younger, apparently, Phanerozoic component. The similarity in the Nd isotopic composition of the granitoids of the Kopri-type with similar in composition and age granitoids of the West Stanovoy superterrane most likely indicates the similarity of their sources, as well as the fact that the Dzheltulak suture zone “plunges” in the northeast direction under the structures of the Dzhugdzhur–Stanovoy superterrane. This is in full accordance with modern ideas about the features of the deep structure of the junction of the Eurasian and Amur lithospheric plates.

Keywords: granitoids, Central Asia fold belt, postcollision tectonic setting, isotopic geochemistry, geochronology, petrogenesis