

УДК 552.2:551.72(571.5)

РАННЕЮРСКИЕ СУПРАСУБДУКЦИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ УДСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ УДСКО-МУРГАЛЬСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДУГИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ИСТОЧНИКАХ

© 2020 г. А. М. Ларин^{1,*}, член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹, Е. Б. Сальникова¹, член-корреспондент РАН А. А. Сорокин², В. П. Ковач¹, М. М. Подольская³

Поступило 13.12.2019 г.

После доработки 23.03.2020 г.

Принято к публикации 26.03.2020 г.

Гранитоиды удского комплекса развиты в пределах юго-восточной краевой части Сибирского кратона и его складчатого обрамления. Были проведены геохимические, изотопно-геохимические (Nd, Sr) и геохронологические (U–Pb ID TIMS) исследования ряда массивов этого комплекса в Чогарском гранулитовом блоке Джугджуро-Станового супертеррейна. В результате проведенных исследований было установлено, что их формирование имело место в ранней юре (181 ± 2 млн лет) в геодинамической обстановке активной континентальной окраины. Формирование исходной магмы этих гранитоидов происходило из смешанного источника: раннедокембрийского нижнекорового и мантийного. Есть основания полагать, что гранитоиды удского комплекса Чогарского блока представляют собой юго-западное окончание Удско-Мургальской магматической дуги, сформированной в процессе субдукции, которая протягивается по границе Палео-Азиатского океана с Сибирским континентом.

Ключевые слова: гранитоиды, субдукционный магматизм, U–Pb-возраст, изотопная геохимия, континентальная кора, мантия, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S2686739720060109

Гранитоиды удского комплекса распространены в краевой части Сибирского кратона (Джугджурский блок Алданского щита) и его складчатого обрамления (Удско-Майская структурно-формационная зона и Чогарский гранулитовый блок Джугджуро-Станового супертеррейна). Возраст и тектоническое положение гранитоидов этого комплекса трактуются неоднозначно, что препятствует разработке геодинамических моделей формирования крупнейших мезозойских вулканоплутонических поясов Восточной Азии. Согласно представлениям одних геологов, внедрение мезоабиссальных батолитов этого комплекса произошло во второй половине раннего мела в

обстановке постколлизийного рассеянного континентального рифтогенеза [1]. При этом они вместе с интрузиями гранитоидов тындинско-баканского, амуджиканского и др. комплексов рассматриваются в составе гигантского субширотного Удско-Зейского (Станового) пояса батолитов (130–122 млн лет [2]) (рис. 1а). По мнению других геологов [3, 4], гранитоиды удского комплекса имеют позднеюрский-раннемеловой возраст и формировались в условиях активной континентальной окраины. Л.М. Парфенов с соавторами [3] рассматривают их в составе Удского вулканоплутонического пояса юрско-раннемелового возраста, представляющего собой юго-западный сегмент Удско-Мургальской магматической дуги (рис. 1а). По мнению [3, 5], западным продолжением Удского вулканоплутонического пояса в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна является Удско-Зейский (Становой) пояс батолитов (рис. 1а).

Для решения вопроса о возрасте и геодинамической обстановке формирования гранитоидов удского комплекса выполнены комплексные геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические исследования, результаты кото-

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

² Институт геологии и природных ресурсов Дальневосточного отделения Российской академии наук, Благовещенск, Россия

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: larin7250@mail.ru

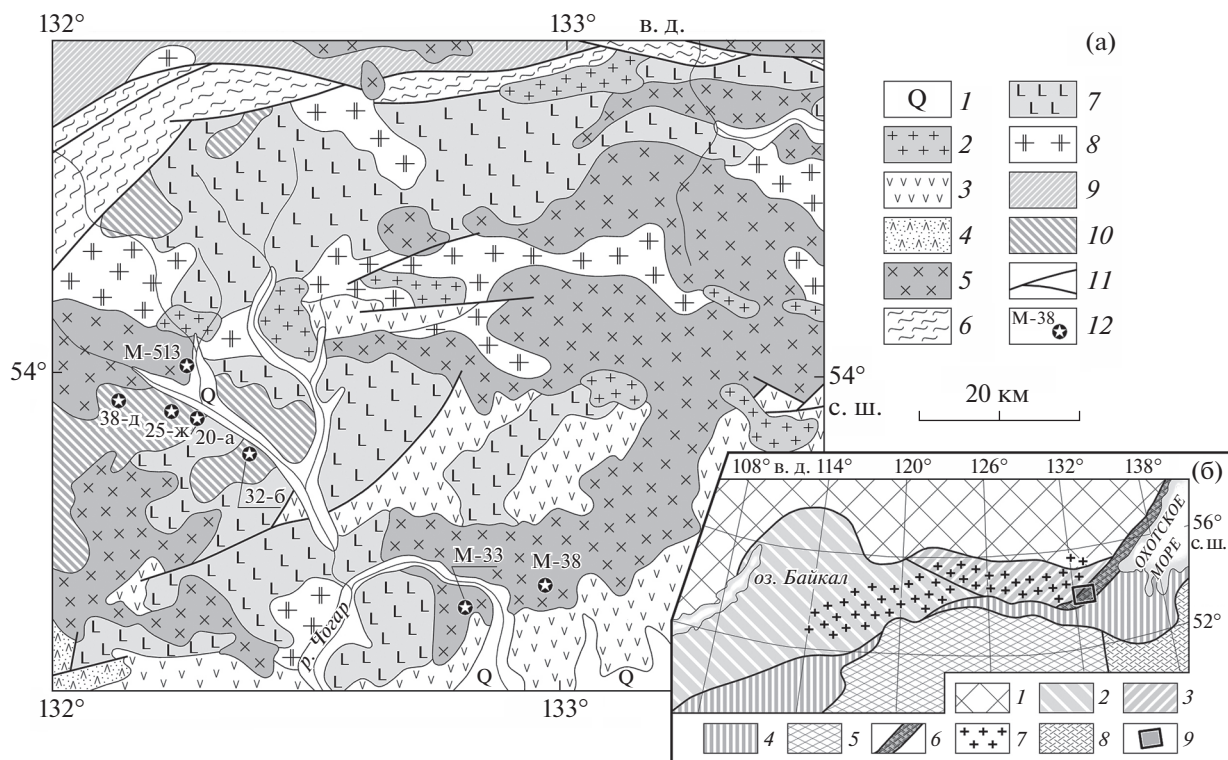


Рис. 1. а. Положение Удско-Мургалской магматической дуги и Удско-Зейского (Станового) пояса батолитов в тектонических структурах южного обрамления Сибирского кратона. 1 – Сибирский кратон; 2 – террейны, аккрецированные к кратону в позднем рифее и палеозое; 3 – Джугджуро-Становой супертеррейн; 4 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 5 – Амурская микроплита; 6 – Удско-Мургалская магматическая дуга; 7 – Удско-Зейский (Становой) пояс батолитов; 8 – Сихотэ-Алинский орогенный пояс; 9 – участок работ. б. Схема размещения гранитоидов удского комплекса Чогарского геоблока (восточная часть Джугджуро-Становой супертеррейна). 1 – четвертичные отложения; 2 – верхнемеловые гранитоиды джугджурского комплекса; 3 – нижнемеловые вулканогенно-осадочные и осадочные породы неймуканской и боконской свит; 4 – средне-верхнеюрские вулканогенно-осадочные породы джелонской свиты; 5 – раннеюрские гранитоиды удского комплекса; 6 – динамометаморфиты, диафториты и метасоматиты зон глубинных разломов; 7 – палеопротерозойский габбро-анортозитовый древнеджугджурский комплекс; 8 – раннедокембрийские гранитоиды нерасчлененные; 9 – гнейсы и кристаллосланцы удско-майской серии (амфиболитовая фация метаморфизма) Удско-Майской зоны; 10 – гнейсы и кристаллосланцы джанинской и чогарской серий (гранулитовая фация метаморфизма) Чогарского блока; 11 – главные разломы; 12 – места отбора проб.

рых представлены в настоящей статье. Главными объектами исследований послужили массивы гранитоидов этого комплекса, локализованные в пределах Чогарского гранулитового блока Джугджуро-Станового супертеррейна (рис. 1б).

Эти массивы имеют многофазное строение: первая фаза – габбро, габбродиориты, диориты; вторая – кварцевые диориты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры; третья – граниты. При этом доминируют среднезернистые и порфировидные гранодиориты, в которых часто наблюдаются признаки минглинга.

Среди гранитоидов удского комплекса Чогарского блока преобладают породы нормального и умеренно-щелочного ряда. Состав пород варьирует от кварцевых диоритов до гранитов. По щелочно-известковому индексу (MALI) породы принадлежат главным образом к известково-щелочному типу, K/Na-отношение как правило ни-

же 1. Породы относятся к метглиноземистому типу ($A/CNK = 0.71–0.96$) с низким коэффициентом алкаитности ($NK/A = 0.46–0.83$) и низкой степенью железистости ($f = 0.67–0.82$). Они характеризуются умеренными и низкими содержаниями большинства несовместимых элементов, за исключением Ba (470–900 мкг/г). Мультиэлементные диаграммы этих пород, демонстрирующие плавное снижение содержаний элементов в ряду увеличения совместимых свойств элементов, характеризуются резкими отрицательными аномалиями Nb и Ta и слабо выраженными отрицательными аномалиями P и Ti. Распределение REE в гранитоидах удского комплекса слабо фракционировано ($[La/Yb]_n = 4.51–5.92$), причем в области HREE фракционирование значительно слабее, чем в LREE ($[La/Sm]_n = 2.50–3.57$, $[Gd/Yb]_n = 1.20–1.49$). Величина Eu-аномалии

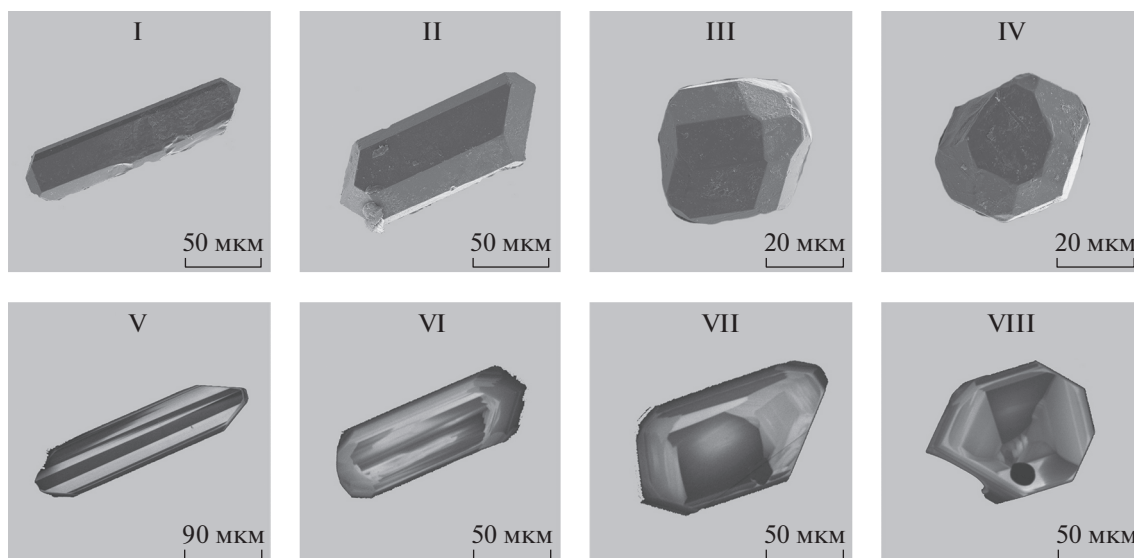


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из пробы М-38, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–IV – в режиме вторичных электронов; V–VIII – в режиме катодолуминесценции.

изменяется от 1.20–0.70 в кварцевых диоритах до 0.71–0.49 в гранитах.

В целом геохимические особенности рассматриваемых пород отвечают гранитоидам I-типа. По уровню содержаний и характеру распределения редких элементов они идентичны гранитоидам магматических дуг. На дискриминантной диаграмме $Yb/Ta - Y/Nb$ [6] точки их составов располагаются в поле IAB, а на диаграмме $Na-K-Ca$ [7] – в поле пород магматических дуг, тяготея к известково-щелочному тренду. В отличие от магматических пород типичной известково-щелочной серии, повышенное $FeO_{tot}/MgO (>2)$ рассматриваемых гранитоидов свойственно активным континентальным окраинам, но не островным дугам. На это указывают также и несколько повышенное (0.47–1.22) K/Na - и относительно более низкое K/Rb -отношение (697–260) и повышенное Rb/Sr -отношение (0.07–0.47).

U–Pb-геохронологические исследования (ID TIMS) выполнены для кварцевого диорита из южной части массива Командный удского комплекса (проба М-38) (рис. 1б). Аксессуарный циркон, выделенный из кварцевого диорита, представлен прозрачными идиоморфными кристаллами светло-желтого цвета размером 50–350 мкм, габитус которых изменяется от короткопризматического до длиннопризматического ($K_{удл} = 1.0–3.5$). Призматические и длиннопризматические кристаллы ограничены сочетанием призм $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамид $\{101\}$, $\{111\}$, $\{211\}$ (рис. 2 I, II), а короткопризматические – призмами $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамидами $\{101\}$, $\{112\}$, $\{211\}$ (рис. 1 III, IV). Для них характерна четко проявленная маг-

матическая зональность с элементами секториального строения (рис. 2 V–VIII).

Для U–Pb-геохронологических исследований использованы две микронавески (30 и 50 зерен) наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов циркона, отобранных из размерной фракции 50–85 мкм (табл. 1). Точки их изотопного состава располагаются на конкордии (рис. 3, конкордантный возраст – 181 ± 2 млн лет, СКВО = 2.9, вероятность конкордантности – 0.09). Учитывая морфологические особенности изученного циркона, есть все основания полагать, что полученная для него оценка возраста (181 ± 2 млн лет) отвечает возрасту его кристаллизации и, соответственно, возрасту становления изученного массива гранитоидов удского комплекса.

Результаты изотопно-геохимических (Nd, Sr) исследований гранитоидов удского комплекса Чогарского блока свидетельствуют о том, что они имеют сравнительно радиогенный изотопный состав Nd ($\epsilon_{Nd}(T) = -2.3... -3.2$; $T_{Nd}(DM) = 1.2–1.4$ млрд лет, $T_{Nd}(C) = 1.2$ млрд лет), который значительно отличается от вмещающих их архейских кристаллических сланцев и чарнокитов Чогарского блока ($\epsilon_{Nd}(180) = -32.4... -40.0$; $T_{Nd}(DM) = 2.9–3.2$ млрд лет), и слабо радиогенный изотопный состав Sr ($ISr = 0.7044–0.7045$). Из этих данных следует, что формирование исходных магм для рассматриваемых гранитоидов происходило из смешанного источника. Очевидно, что одним из компонентов этого источника была раннедокембрийская континентальная кора Чогарского блока. Вторым, ювенильным, компонентом, по-видимому, было вещество деплетированной мантии, что следует из субдукционной природы гра-

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона (проба М-38)

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	50–85, 30 крист.	0.06	13.30	237	1035	0.0500 ± 1	1.5831 ± 1	0.1945 ± 5	0.0282 ± 1	0.64	170 ± 1	180 ± 1	193 ± 5
2	50–85, 50 крист.	0.11	5.50	149	199	0.0497 ± 2	1.8300 ± 1	0.1951 ± 9	0.0285 ± 1	0.49	182 ± 1	181 ± 1	181 ± 9

Примечания: ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой. 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 М HNO₃. 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]. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовалась аэробразивная обработка [9]. Для изотопных исследований использовался трассер $^{235}\text{U} - ^{202}\text{Pb}$. Изотопные исследования выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. 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” [10] и “ISOPLOT” [11].

нитоидов удского комплекса. При этом вклад мантийного источника был достаточно велик. Это подтверждается и относительно низкими значениями ISr, которые противоречат участию верхнекорового источника. Последнее согласуется с данными, указывающими на нижнекоровую природу архейских пород Чогарского блока [12].

По возрасту и составу гранитоиды удского комплекса Чогарского блока близки к вулканитам джелонской свиты (178–176 млн лет, [13]), несколько отличаясь более древним возрастом. Ес-

ли исходить из представлений о формировании вулканитов джелонской свиты в условиях корового растяжения [13], то формирование рассматриваемых гранитоидов вероятнее всего отвечает завершающей стадии субдукции. Таким образом, можно полагать, что гранитоиды удского комплекса Чогарского блока Джугджуро–Станового супертеррейна с возрастом 181 ± 2 млн лет представляют собой юго-западное окончание Удско-Мургальской магматической дуги (рис. 1а), сформированной в процессе субдукции, которая протягивается по границе Палео-Азиатского океана с Сибирским континентом [3]. Ранее полагалось, что Удско-Мургальская дуга в юго-западном своем окончании вглубь континента сменяется Становым поясом батолитов [3, 5]. Однако, проведенные нами исследования, а также данные [2, 13] демонстрируют, что эти две магматические структуры были сформированы в разное время и в различных геодинамических обстановках.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 18–05–00403.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53 – Шантарские острова. Объяснительная записка. СПб. ВСЕГЕИ. 2007. 448 с.
2. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2014. Т. 456. № 3. С. 314–319.

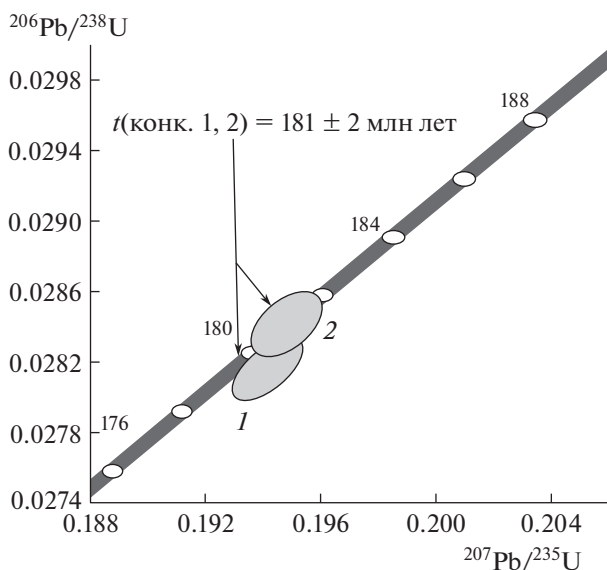


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для циркона из пробы М-38. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

3. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. // Тихоокеанская геология. 1999. № 5. С. 24–43.
4. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. ИГАБМ СО РАН Якутск: г. Нерюнгри, 2003. 44 с.
5. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
6. Eby G.N. // Lithos. 1990. V. 26. P. 115–134.
7. Defant M.J., Drummond M.S. // Geology. 1993. V. 21. P. 547–550.
8. Krogh T.E. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973. V. 37. P. 485–494.
9. Krogh T.E. Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
10. Ludwig K.R. // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
11. Ludwig K.R. ISOPLOT / Ex.Version 2.06. // Berkley Geochronology Center Sp. Publ., 1999. № 1a. 49 p.
12. Карсаков Л.П. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук / Рос. АН Дальневосточное отделение. Ин-т тектоники и геофизики. Хабаровск, 1995. 42 с.
13. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. // ДАН. 2015. Т. 460. № 1. С. 65–69.

EARLY JURASSIC SUBDUCTION-RELATED GRANITOIDS OF THE UDSKY COMPLEX OF THE SOUTH-WESTERN END OF THE UDSKO-MURGALSKY MAGMATIC ARC: NEW AGE DATA AND SOURCES

A. M. Larin^{a, #}, Correspondent Member of the RAS A. B. Kotov^a, E. B. Salnikova^a,
Correspondent Member of the RAS A. A. Sorokin^b, V. P. Kovach^b, and M. M. Podolskaya^c

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

^b Institute of Geology and Natural Management of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveschensk, Russian Federation

^c Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

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

The granitoids of the Udsky complex are developed within the southeastern marginal part of the Siberian craton and its folded framework. Geochemical, isotope-geochemical (Nd, Sr) and geochronological (U–Pb ID TIMS) studies of a number of massifs of this complex were carried out in the Chogar granulite block of the Dzhugdzhur–Stanovoy superterrane. As a result of the studies, it was found that their formation took place in the early Jurassic (181 ± 2 Ma) in the geodynamic setting of the active continental margin. The formation of the initial magma of these granitoids came from a mixed source: the Early Precambrian lower crust and mantle. There is reason to believe that the Udsky complex granitoids of the Chogar block represent the southwestern edge of the Udsko–Murgalsky magmatic arc formed during subduction, which stretches along the border of the Paleo-Asian Ocean with the Siberian continent.

Keywords: granitoids, subduction-related magmatism, U–Pb age, isotope geochemistry, continental crust, mantle, Siberian craton