

УДК 551.72:551.251:550.93

ПЕРВЫЕ U–Pb (SHRIMP II) СВИДЕТЕЛЬСТВА ФРАНКЛИНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

И. И. Лиханов*, академик РАН В. В. Ревердатто**

Поступило 29.01.2019 г.

Получены геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства проявления позднерифейского внутриплитного магматизма в пределах Чернореченского массива в западном обрамлении Сибирского кратона. Эти породы кристаллизовались из высокотемпературных и водоненасыщенных магм с высоким содержанием щелочей, железа и большинства некогерентных элементов, что свойственно анорогенным гранитам А-типа внутриплитных обстановок. Их U–Pb-возраст по циркону составляет 723 ± 6 млн лет, что сопоставляется с широко проявившимся на севере Лаврентии Франклинским рифтогенным событием, связанным с распадом Родинии. Синхронность магматической активности и сопутствующего рифтогенеза, а также схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Родинии подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики на этом рубеже по современным палеореконструкциям.

Ключевые слова: граниты А-типа, U–Pb SHRIMP II-датирование по циркону, Франклинское событие, Енисейский кряж.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-56524865567-571>

До сих пор остаётся актуальным вопрос о геохимической специфике, тектонических обстановках образования и возрасте неопротерозойских комплексов — индикаторов процессов континентального рифтогенеза, связанного с распадом позднепротерозойской Родинии [1, 2]. В частности, в последние годы ведутся поиски свидетельств синхронности Франклинского события, которое привело к формированию крупной магматической провинции (LIP) в Арктической Канаде $723 \pm 4,2$ млн лет назад, и проявлению основного магматизма Южной Сибири [3]. В основе этой гипотезы — результаты палеомагнитных исследований, которые допускают существование общего с сибирским континентального блока, включающего северную часть Лаврентии.

В свете современных представлений распад древних суперконтинентов обусловлен глубинными мантийными процессами, вероятными механизмами которых служат мантийные плюмы [3]. В качестве свидетельства этих процессов на коровом уровне

рассматриваются периодические внедрения внутриплитных базитов и анорогенных гранитов, обнаруженных в составе крупных магматических провинций. Однако в литературе активно обсуждаются и альтернативные модели аккреционных процессов, когда субдущирующая плита достигает астеносферного слоя, что приводит к формированию нового магматического источника [4]. В рамках этих представлений, в частности, была показана возможность формирования гранитов А-типа Татарского комплекса Енисейского кряжа в условиях активной континентальной окраины. Выполненные нами петролого-геохимические и геохронологические исследования позднерифейских субщелочных гранитоидов Чернореченского массива Енисейского кряжа позволили получить доказательства их формирования в обстановках литосферного растяжения, связанных с проявлением плюмовой активности.

Объект работ расположен на северо-западе Енисейского кряжа в составе гаревского метаморфического комплекса (ГМК). В его строении выделяется ряд интрузивных массивов, расположенных в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) — крупной деформационно-метаморфической структуры линейamentного типа [5]. Из-за отсутствия надёжных геохимических и геохроноло-

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск*

*E-mail: likh@igm.nsc.ru

**E-mail: rever@igm.nsc.ru

гических данных вопрос о возрасте и тектонической позиции этих интрузивов является предметом дискуссий. Особенно это относится к породам Чернореченского массива (ЧМ), рассматриваемого в составе разных по возрасту и происхождению магматических комплексов — посольненского, аяхтинского или глушихинского [6].

Чернореченский массив (ЧМ) находится в правобережье р. Енисей, в бассейне р. Разгромной, и залегает в одной тектонической зоне с мелкими массивами рапакивиоподобных гранитов, субщелочными лейкогранитами из тектонического меланжа и бимодальным комплексом кислых и основных даек [7–9]. Интрузивное тело линзовидной формы имеет площадь около 140 км² и приурочено к крупным разломам субмеридианального направления. С учётом геофизических данных предполагается субвертикальное падение и “пластинообразная” форма магматического тела с тектоническими контактами [6].

Породы главной интрузивной фазы составляют около 90% площади ЧМ и представляют собой в основном крупнозернистые граниты с подчинённым количеством гнейсо-гранитов с очковой и гнейсовидной текстурой. Вкрапленники размером до 2 см представлены изометричными зёрнами калишпата, реже более мелкими выделениями плагиоклаза. Участками в породах хорошо сохраняются маргинационная структура и крупноовоидная текстура исходных магматических пород. Основная масса сложена среднезернистым агрегатом, состоящим из ксеноморфных зёрен кварца и субидиоморфного олигоклаза с основностью 0,17–0,21. Биотит образует удлинённо-волокнистые агрегаты. Среди акцессорных минералов отмечаются единичные зёрна граната, апатита, монацита, циркона и ильменита.

Основные разновидности гранитоидов ЧМ по своему петрохимическому составу соответствуют гранитам с умеренно-повышенными содержаниями SiO₂ (68–76 мас.%) и существенно варьирующими концентрациями Al₂O₃ (12–18 мас.%). Эти породы более обогащены железом ($\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 0,80–0,95$) по сравнению с синколлизионными гранитами S-типа. В целом эти железистые лейкограниты представляют собой перглинозёмистые ($\text{ASI} = 1,1–1,4$) субщелочные и высококалиевые породы ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ до 10,9 мас.% при отношении $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2–3$) щёлочно-известковой, реже щелочной, серии, происхождение которых обычно связывается с неистощённым магматическим источником или фракционной кристаллизацией коровых расплавов. Нормативный состав лейкогранитов

(%) : кварц 25–30, ортоклаз 30–40 и плагиоклаз 25–30 и соотношение нормативных полевых шпатов (альбит — 32%, анортит — 10%, ортоклаз — 58%) позволяет идентифицировать их как субщелочные граниты с нормативными корундом (2–4,4%), энстатитом (около 2%) и ферросилитом (1–4,7%). Они отличаются характерными для гранитов А-типа повышенными содержаниями REE (до 390 г/т), Rb, Th, U, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc и пониженными концентрациями Sr по сравнению с другими ассоциациями ГМК, более выраженной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,1–0,35$), и слабофракционированным спектром распределения REE с $(\text{La}/\text{Yb})_n = 6,8–10$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1,1–1,8$. Принадлежность этих пород к группе анорогенных внутриплитных гранитоидов подтверждается и соотношениями концентраций $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{N} + \text{Ce} + \text{Y}$, $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$, $\text{Rb} - \text{Y} + \text{Nb}$, $\text{Nb} - \text{Y}$ и $\text{Nb} - \text{Y} - \text{Zr}/4$ (рис. 1). Общим свойством для всех разновидностей гранитов ГМК является их происхождение из магм, производных континентальной коры, что подтверждается диаграммой $\text{Nb} - \text{Y} - \text{Zr}/4$.

Особенностью изученных гранитоидов по сравнению с другими породами ГМК является кристаллизация из более высокотемпературных расплавов ($T = 780–820^\circ\text{C}$ vs $T = 750^\circ\text{C}$); это следует из расчётных данных по степени насыщения расплава цирконием. Их характерными чертами также являются высокая железистость силикатов — граната (0,99) и биотита (0,87), наличие ильменита как единственного Fe–Ti-окисла и низкие содержания потерь при прокаливании, что указывает на образование из маловодных расплавов в восстановительных условиях ниже FMQ буфера [10].

Независимые оценки глубин и температур становления ряда массивов Посольненского комплекса, в том числе ЧМ, полученные проекцией нормативных составов гранитоидов на тройную диаграмму $\text{Ab} - \text{Kfs} - \text{Qtz}$, находятся в диапазоне $P = 6–10$ кбар при $T = 600–680^\circ\text{C}$ [5]. Эти оценки согласуются с PT -параметрами метаморфизма пород ($P = 6,7–8,5$ кбар/ $T = 510–640^\circ\text{C}$), вычисленными на основе составов минералов при совместном использовании взаимосогласованных калибровок геотермобарометров, обзор которых приведён в [11].

U–Pb-датирование цирконов из этих лейкогранитов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, С.-Петербург) по стандартной методике. В катодолюминисцентном изображении цирконы характеризуется длинно- и короткопризматическим габитусом с тонким секториальным

строением и нормальными Th/U-отношениями <1 , что свидетельствует о магматической природе циркона. Фигуративные точки 12 центральных и краевых частей зёрен цирконов из обр. 54 располагаются вдоль конкордии в диапазоне 692–740 млн лет, со средним значением возраста 723 ± 6 млн лет (рис. 2).

Учитывая морфологические особенности исследованного циркона, полученные позднерифейские возраста можно интерпретировать как время становления субщелочных лейкократовых гранитов ЧМ. Результаты изотопного U–Pb-датирования в пределах погрешности метода совпадают с ран-

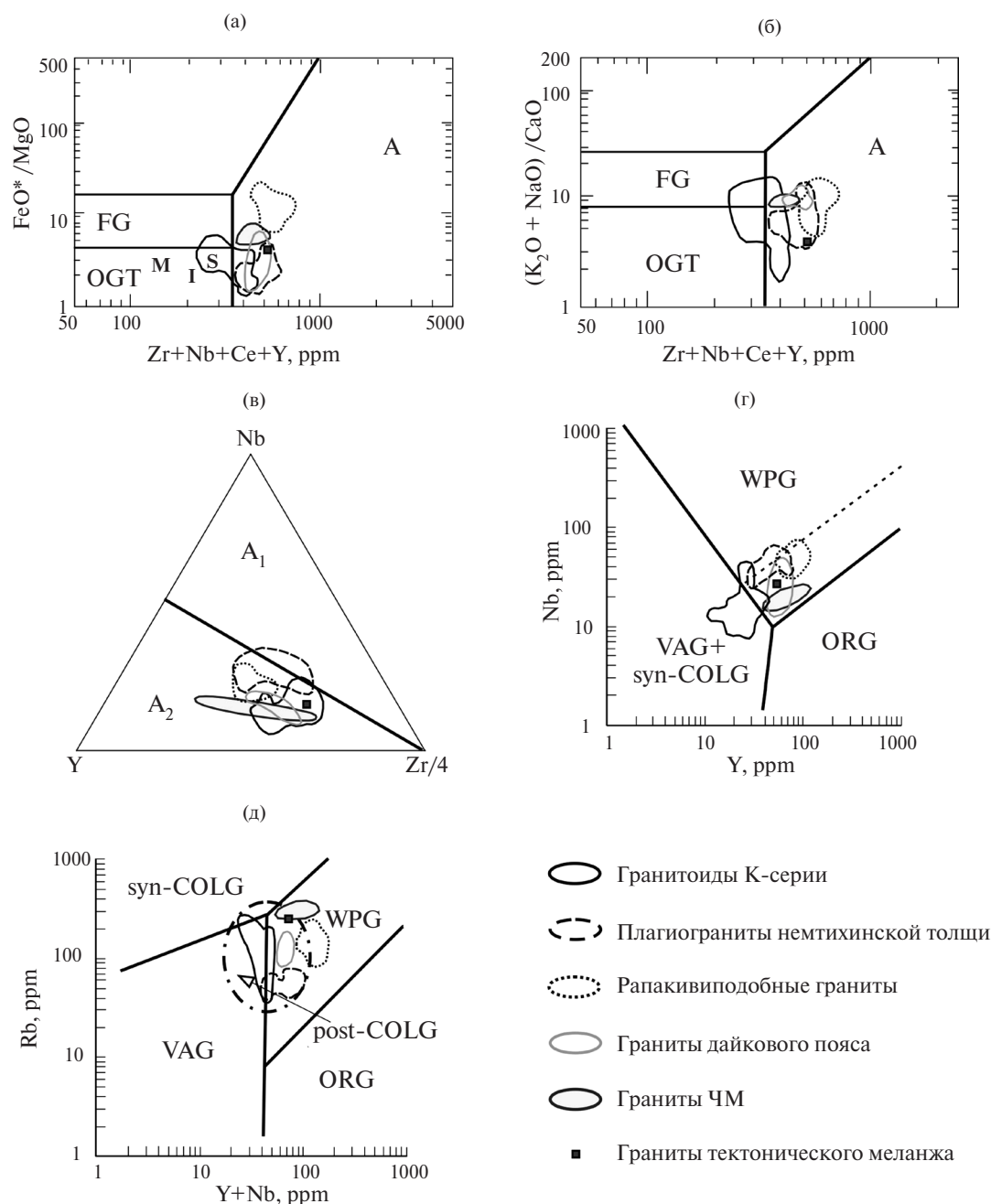


Рис. 1. Дискриминационные диаграммы для главных породных ассоциаций ГМК: (а) FeO^*/MgO – Zr+Nb+Ce+Y и (б) $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ – Zr+Nb+Ce+Y ; (в) Nb – Y – $\text{Zr}/4$; Rb – Y+Nb ; (г) Nb – Y ; (д) Rb – Y+Nb , обзор которых приведён в [9]. Поля составов гранитоидов: (а, б) А – А-типа, FG – фракционированные, OGT – нефракционированные М-, I- и S- типов; (в) гранитоиды, источниками которых являлись породы по своему составу подобные базальтам океанических островов (A_1) или породы континентальной коры (A_2); (г, д) post-COLG – постколлизийные, syn-COLG – коллизийные, VAG – островодужные, WPG – внутриплитные и ORG – океанских хребтов. Поля составов пород обозначены как на рис. 1.

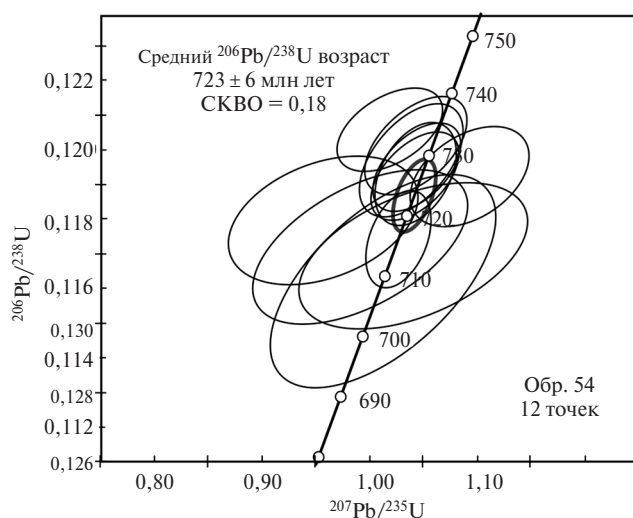


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из А-гранитов Чернореченского массива. Величина эллипсов соответствует 2σ .

ними датировками лейкогранитов ЧМ по монациту (возраст изохроны 728 ± 51 млн лет; средневзвешенное значение 721 ± 20 млн лет, СКВО = 0,19) [10] и с датировками монацита из гранат-биотитового плагитогнейса приангарского комплекса в зоне сочленения северного и южного Енисейского кряжа (возраст изохроны 722 ± 32 млн лет; средневзвешенное значение — 724 ± 14 млн лет, СКВО = 0,35) [12], полученными изохронным *in situ* СИМЕ химическим методом.

В приенисейской (западной) зоне разломов Заангарья Енисейского кряжа к ним близки по времени проявления магматизма, представленные лейкогранитами стрелковского (718 ± 9 млн лет) и глушихинского (731 ± 5 млн лет) массивов [13]. Более древние известково-щелочные граниты Аяхтинского массива (750 ± 2 млн лет), приуроченные к Ишимбинской (восточной) сутурной зоне, отвечают геохимическим особенностям гранитов смешанного S—I-типа, что предполагает их формирование в иных (постколлизийных) геодинамических обстановках. Аналогичные и несколько более древние по возрасту рифтогенные процессы зафиксированы внутриплитными дайковыми комплексами в пределах южной и юго-западной окраин Сибирского кратона (Байкальский, Шарыжалгайский и Бирюсинский выступы) [14]. Близкий возраст с А-гранитами ЧМ установлен для базитов расслоенного Довыренского массива на Байкальском выступе (724 ± 3 млн лет) и ассоциирующих с ними вулканических пород из иняптукской свиты (729 ± 14 млн лет), Верхнекингашского (726 ± 18 млн лет) и Таргайского (713 ± 6 млн лет) массивов [3].

Корреляция новых данных по возрасту ЧМ с аналогичными процессами, проявившимися в структуре ряда крупных кратонов северной Атлантики, имеет значение для палеореконструкций, связанных с распадом Родинии [15]. Палеомагнитные исследования предполагают существование общего с Сибирским кратоном континентального блока, включающего северную часть Лаврентии — современной Арктической Канады. Известно, что в пределах этого блока $723 \pm 4,2$ млн лет назад сформировалась крупная магматическая провинция (Франклинское рифтогенное событие) как результат воздействия того же плюма, который затронул в позднем рифее западную и южную окраину Сибири [3]. Синхронность магматической активности и схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической периферии Родинии подтверждают современные палеомагнитные реконструкции о тесных пространственно-временных связях между Сибирью и Лаврентией на рубеже 730–720 млн лет и о вхождении этих кратонов в состав древнего суперконтинента Родиния.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330–2016–004 и при поддержке РФФИ (18–05–00152).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. // Геотектоника. 2018. Т. 52. № 1. С. 28–51.
2. Likhanov I.I., Régner J.-L., Santosh M. // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.
3. Ernst R.E., Hamilton M.A., Soderlund U. et al. // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 464–469.
4. Bonin B. // Geol. J. 1990. V. 25. P. 261–270.
5. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. // Геотектоника. 2014. Т. 48. № 5. С. 32–53.
6. Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
7. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385–416.
8. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геохимия. 2015. Т. 53. № 8. С. 675–694.
9. Likhanov I.I., Santosh M. // Precambrian Res. 2017. V. 300. P. 315–331.
10. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В., Ножкин А.Д. // ДАН. 2014. Т. 455. № 1. С. 82–86.
11. Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.

12. Лиханов И.И., Реввердатто В.В. // Геохимия. 2016. Т. 54. № 2. С. 143–164.
13. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. С. 35–52.
14. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р. и др. // Геотектоника. 2012. Т. 20. № 4. С. 28–41.
15. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. // ДАН. 2001. Т. 379. № 5. С. 525–527.

THE FIRST U–Pb (SHRIMP-II) EVIDENCE OF THE FRANKLIN TECTONIC EVENT AT THE WESTERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON

I. I. Likhanov, Academician of the RAS V. V. Reverdatto

Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

Received January 29, 2019

Geochemical and isotope-geochronological evidence of the manifestation of Late Riphean intraplate magmatism within the Chernorechensky massif at the western margin of the Siberian craton were obtained. These rocks crystallized from high-temperature and anhydrous (water unsaturated) magmas with high concentrations of alkalis, iron, and, mostly incompatible elements, which is typical for anorogenic A-type granites in intraplate extension setting. Their U-Pb zircon age 723 ± 6 Ma can be correlated with the Franklin rift event widely manifested in the north of Laurentia, associated with the breakup of Rodinia. The synchronous successions and similar style of magmatic activity and concomitant rifting, as well as a similar sequence of tectonic-thermal events along the Arctic margin of Rodinia support the spatial proximity of Siberia and the North Atlantic cratons at this time as proposed for the paleogeographic reconstructions.

Keywords: A-type granites, Zircon U–Pb SHRIMP II dating, Franklin event, Yenisei Ridge.