

КУМЫСТИНСКИЙ ГРАНОСИЕНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ПОЗДНЕГО КРИОГЕНИЯ В БОЛЬШОМ КАРАТАУ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН), ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА

Член-корреспондент РАН К. Е. Дегтярев^{1,*},
А. А. Третьяков¹, Е. Б. Сальникова², А. Б. Котов²

Поступило 14.05.2018 г.

Приведены результаты геохронологических U–Pb-исследований кварцевых сиенитов кумыстинского комплекса хребта Большой Каратау в Южном Казахстане и обоснован их позднепротерозойский (717 ± 4 млн лет) возраст. Показано, что сиениты кумыстинского комплекса вместе с риолитами и базальтами кайнарской свиты — наиболее молодые образования, входящие в состав фундамента Каратау-Джебаглинского докембрийского массива, формирование которых завершилось во второй половине криогения. Совокупность данных о возрастах наиболее молодых комплексов фундамента докембрийских массивов западной части Центрально-Азиатского пояса свидетельствует, что завершение магматической активности в пределах различных массивов происходило асинхронно на протяжении неопротерозоя.

Ключевые слова: Большой Каратау, поздний криогений, сиениты.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-56524845579-583>

Большую роль в строении западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, включающую палеозойды Казахстана и Тянь-Шаня, играют крупные массивы с докембрийской континентальной корой (Кокчетавский, Актау-Илийский, Улутауский, Иссык-Кульский, Чуйско-Кендыктасский, Каратау-Джебаглинский, Срединно-Тяньшаньский и др.). В строении большинства массивов выделяются неметаморфизованный эдиакарско-нижнепалеозойский чехол, образованный терригенными, терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными толщами, которые перекрывают в различной степени метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи и гранитоиды протерозойского фундамента.

Исследования, проведенные в последние годы, показали, что завершение формирования комплексов фундамента и начало накопления эдиакарско-нижнепалеозойского чехла могут быть разделены значительным временным интервалом. Для выявления длительности этого интервала важно установление возраста наиболее молодых метаморфизованных комплексов,

участвующих в строении протерозойского фундамента. Изучение магматических образований, входящих в состав фундамента, позволило установить различный возраст завершения магматической активности в пределах разных массивов. Для Актау-Илийского массива возраст наиболее молодых магматических комплексов фундамента установлен в интервале 845–925, для Улутауского ~800, Чуйско-Кендыктасского 770–800, Срединно-Тяньшаньского 760–840 млн лет [5].

Каратау-Джебаглинский массив расположен на юго-западе Казахстана, по составу и строению комплексов чехла и фундамента он близок к Улутаускому и Срединно-Тяньшаньскому, вместе с которыми некоторые исследователи объединяются в единый Ишим-Срединно-Тяньшаньский микроконтинент [11]. В строении фундамента Каратау-Джебаглинского массива, образования которого наиболее полно представлены в северо-западной части хребта Большой Каратау, участвуют два комплекса (рис. 1). Более древний обнажен на небольшой площади и представлен тонкослоистыми глинистыми породами и известняками, которые вверх по разрезу сменяются доломитами с редкими прослоями глинистых сланцев (бакырлинская свита мощностью до 1000 м). В известняках собраны строматолиты и шаровые водоросли, что позволяет относить эти породы к концу

¹ Геологический институт Российской Академии наук, Москва

² Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург

* E-mail: degtkir@mail.ru

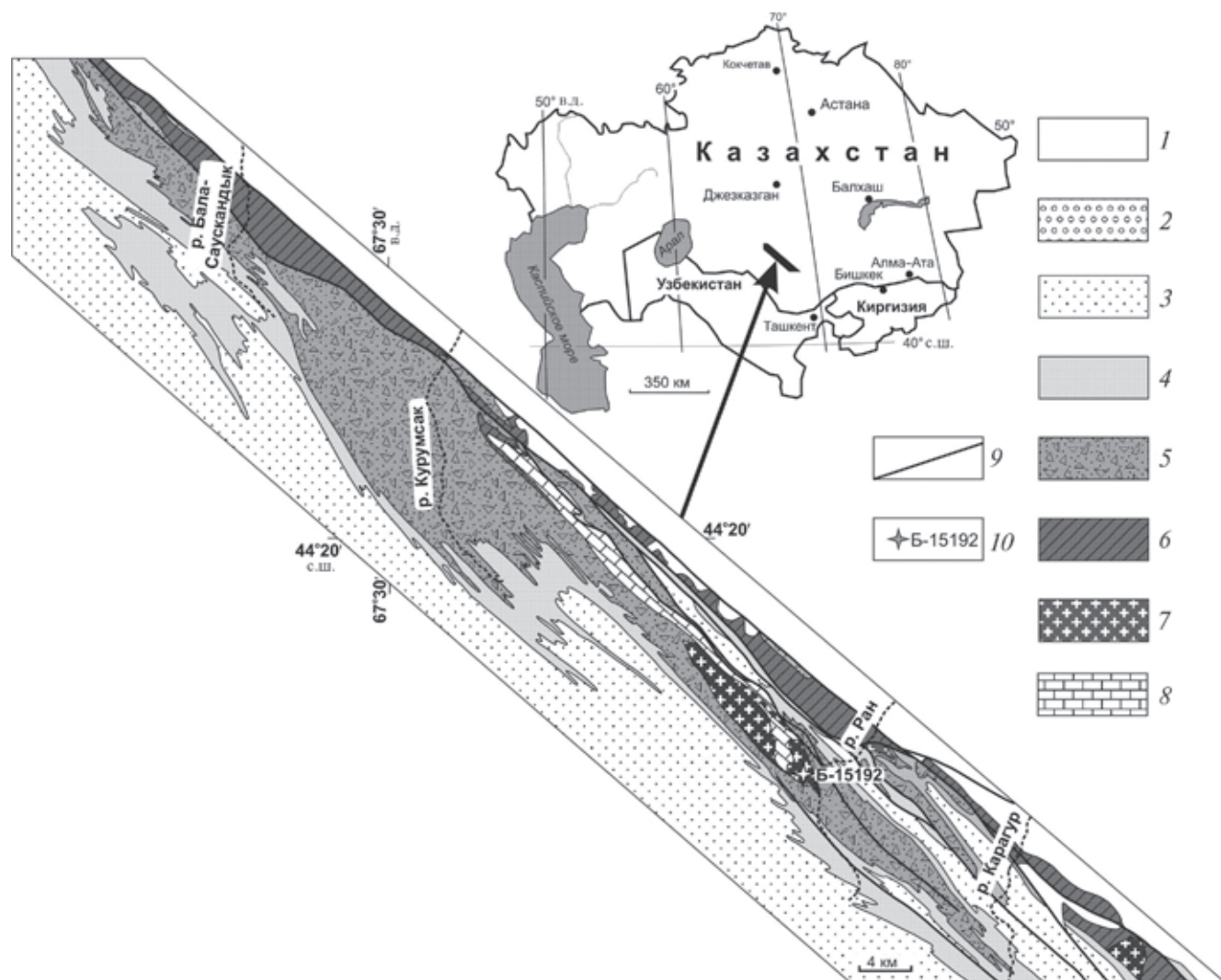


Рис. 1. Схема геологического строения северо-западной части хребта Большой Каратау (Южный Казахстан). 1 — кайнозойские отложения; 2 — средне-верхнедевонские терригенно-карбонатные толщи; 3 — средне-верхнеордовикские терригенные толщи; 4 — кембрийско-среднеордовикские кремнистые и кремнисто-карбонатные толщи; 5 — эдиакарские грубообломочные и терригенно-карбонатные толщи; 6, 7 — неопротерозойский комплекс: 6 — риолиты, базальты и их туфы (кайнарская свита), 7 — сиениты, граносиениты (кумыстинский комплекс); 8 — мезопротерозойские глинистые сланцы, известняки, доломиты (бакырлинская свита); 9 — разрывные нарушения; 10 — место отбора пробы для геохронологических исследований из сиенитов Кумыстинского интрузива и её номер.

мезопротерозоя—началу неопротерозоя. Более молодой комплекс распространён на широкой площади и представлен риолит-базальтовой кайнарской свитой и гранитоидами комагматичного ей кумыстинского комплекса. Кайнарская свита не имеет стратиграфических соотношений с более древними образованиями. Её нижняя часть сложена в основном трахириолитами, риолитами, дацитами, их туфами, игнимбритами, в средней части разреза преобладают грубозернистые туфогенно-терригенные породы, а в верхней — базальты, андезибазальты повышенной щёлочности, их туфы. Общая

мощность кайнарской свиты может достигать 2200 м. Гранитоиды кумыстинского комплекса образуют небольшие тела, прорывающие известняки бакырлинской свиты. Все более древние образования с несогласием перекрываются валунными и крупногалечными конгломератами ранской свиты, которая залегает в основании мощного кремнисто-карбонатно-терригенного эдиакарско-нижнепалеозойского разреза чехла Каратау-Джебаглинского массива [1].

Возраст вулканитов кайнарской свиты традиционно определяли на основании данных о возрасте гранитоидов кумыстинского комплекса.

Однако сведения о возрасте пород этого комплекса, полученные новыми прецизионными методами, отсутствуют. Существующие оценки возраста гранитоидов в 720–770 млн лет получены альфа-свинцовым и уран-свинцовым методами по цирконам в 60–80-х годах XX в. и не удовлетворяют современным требованиям [2, 3].

Основной целью нашей работы являлось надёжное обоснование возраста формирования гранитоидов кумыстинского комплекса, который, вероятно, может быть отнесён к наиболее молодым магматическим образованиям комплексов фундамента Каратау-Джебаглинского массива.

Кумыстинский комплекс объединяет два интрузива, расположенные в северо-западной части хребта Каратау: Кумыстинский и Курдыкский. Петротипический Кумыстинский интрузив имеет овальные очертания и размер 15×3 км. Он прорывает карбонатные толщи бакурлинской свиты и с несогласием перекрыт конгломератами ранской свиты. Интрузив однофазный и сложен порфировидными кварцевыми сиенитами с гнейсовидной, реже очковой текстурой. Среди сиенитов встречаются блоки ороговикованных и амфиболитизированных пород основного и среднего составов размером от первых до нескольких сотен метров. Курдыкский интрузив ~ 1 км² площадью. Его структурное положение и состав пород аналогичны таковым Кумыстинского.

Для геохронологических U–Pb-исследований использована проба Б-15192 ($44^{\circ}10'08,9''$ с.ш.; $67^{\circ}54'28,2''$ в.д.), отобранная в юго-восточной части Кумыстинского интрузива (рис. 1). Породы по минералогическому и химическому составу, % (SiO₂ 61,19; TiO₂ 0,66; Al₂O₃ 16,65; Fe₂O₃ 2,49; FeO 2,94; MnO 0,16; MgO 2,04; CaO 2,99; Na₂O 5,49; K₂O 3,15; P₂O₅ 0,27) соответствуют порфировидным амфиболовым кварцевым сиенитам.

Выделение циркона проводили по стандартной методике с использованием тяжёлых жидкостей. Выбранные для геохронологических U–Pb-исследований кристаллы циркона (или их фрагменты) подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. При этом после каждой ступени эти кристаллы промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполняли по модифицированной методике Т.Е. Кроу [6]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме и при помощи счётчика ионов. Для изотопных исследований использовали трассер ²³⁵U–²⁰²Pb.

Точность определения U/Pb отношений и содержания U, Pb составила 0,5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводили при помощи программ “PbDAT” [7, 8], “ISOPLOT” [9]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада U [10]. Поправки на обычный Pb введены в соответствии с модельными величинами [9]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Акцессорный циркон образует прозрачные светло-коричневые идиоморфные кристаллы призматического облика. Кристаллы огранены комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111} (рис. 2, I–III), их размер 50–350 мкм. Отношение длины к ширине 2:1 – 3:1. Для внутреннего строения циркона характерна четко проявленная тонкая магматическая зональность (рис. 2, IV–VI), в некоторых кристаллах наблюдаются реликты метамиктизированных ядер неправильной формы (рис. 2, V).

Для изотопных U–Pb-исследований были использованы три микронавески (20–30 кристаллов) наиболее “чистого” циркона из размерных фракций 50–85 и >100 мкм (табл. 1). Изученный циркон в целом характеризуется незначительной возрастной дискордантностью, а точки его изотопного состава образуют дискордию (рис. 3), нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 717 ± 4 млн лет (верхнее пересечение равно 2053 ± 160 млн лет, СКВО = 1,5). Морфологические особенности изученного циркона позволяют предполагать его магматическое происхождение, следовательно, значение возраста 717 ± 4 млн лет можно

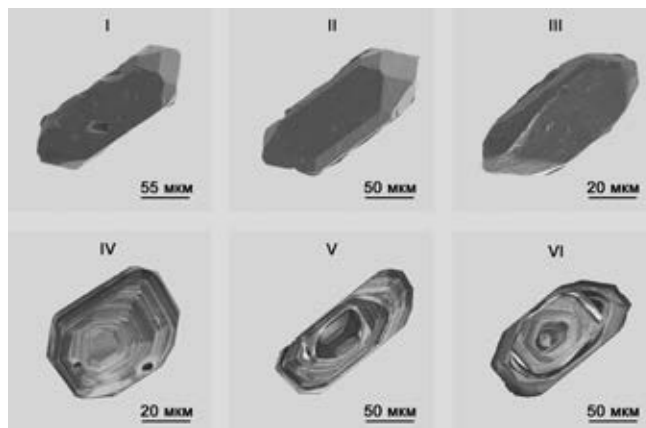


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из пробы Б-15192, выполненные на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN: I–III — в режиме вторичных электронов; IV–VI — в режиме катодолуминесценции.

Таблица 1. Результаты изотопных U—Pb-исследований циркона из кварцевых сиенитов Кумыстинского интрузива (проба Б-15192).

№ 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	>100, 30 крист.	0,51	20,30	143	3747	0,0679±1	0,0246±1	1,1608±17	0,1239±1	0,97	782±1	753±1	867±1
2	>100, 20 крист.	0,12	7,50	56	2241	0,0641±1	0,0224±1	1,0518±18	0,1190±1	0,92	730±1	725±1	745±2
3	50–85, 30 крист.	0,23	17,50	133	3045	0,0641±1	0,0217±1	1,0452±24	0,1184±1	0,91	727±2	721±1	743±2

Примечания. ^a – Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

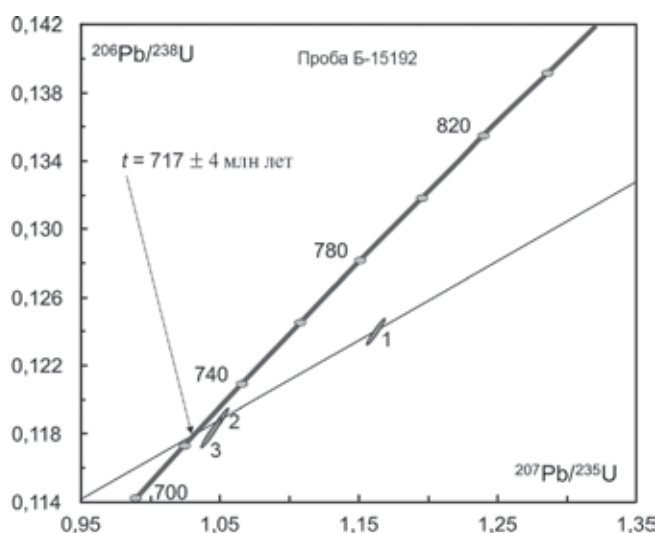


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из пробы Б-15192. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

использовать в качестве оценки возраста его кристаллизации.

Полученная оценка возраста — 717 ± 4 млн лет, соответствующая второй половине криогения [4], показывает, что вулканы и гранитоиды Каратау-Джебаглинского массива не имеют возрастных аналогов в пределах сопредельных Улутауском, Срединно-Тяньшаньском массивах. Совокупность данных о возрастах наиболее молодых комплексов фундамента докембрийских массивов западной части Центрально-Азиатского пояса свидетельствует, что завершение магматической активности в пределах различных массивов происходило асинхронно на протяжении неопротерозоя.

Источник финансирования. Исследования выполнены за счёт средств Российского научного фонда, проект № 14–27–00058.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и металлогения Каратау. Т. 1. Геология / Под ред. И.Ф. Никитина. Алма-Ата: Наука, 1986. 240 с.
2. Киселев В.В., Королев В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе: Илим, 1972. 79 с.
3. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. 270 с.
4. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.X. The ICS International Chronostratig. Chart // Episodes. 2013. V. 36. № 3. P. 199–204.
5. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian Geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: an Overview // Gondwana Res. 2017. V. 47. P. 44–75.
6. Krogh T.E. A Low-Contamination Method for Hydrothermal Decomposition of Zircon and Extraction of U and Pb for Isotopic Age Determination // Geochim. et Cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
7. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS. Vers. 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept 88–542. 1991. 35 p.
8. Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2003. V. 4. 74 p.
9. 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.
10. Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronology: Convension of the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
11. Windley B.F., Alexeiev D., Kroner A., Badarch G. Tectonic Models for Accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc. Amer. 2007. V. 164. P. 31–47.

KUMYSTIN GRANOSYENITES COMPLEX OF THE LATE CRYOGENIAN IN BOLSHOI KARATAU (SOUTH KAZAKHSTAN), AGE SUBSTANTIATION

**Corresponding Member of the RAS K. E. Degtyarev¹,
A. A. Tretyakov¹, E. B. Salnikova², A. B. Kotov²**

¹Geological Institute RAS Research Organization of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

²Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation

Received May 14, 2018

The results of U–Pb geochronological studies of quartz syenites of the Kumystin complex of the Bolshoi Karatau ridge in southern Kazakhstan are presented and their late Neoproterozoic (717 ± 4 Ma) age is substantiated. Kumystin syenites complex together with rhyolites and basalts of the Kainar Formation are the youngest formations taking part in the basement of Karatau-Dzhebagly precambrian massif and formed in the second half of Cryogenian. The data set about the ages of the youngest complexes taking part in the basement of precambrian massifs of the Western part of the Central Asian belt indicates that the ending of magmatic activity within various massifs occurred asynchronously during the Neoproterozoic.

Keywords: Bolshoi Karatau, Late Cryogenian, syenites.