

Жаман-Койтасский гранит-лейкогранитный массив (Северный Казахстан): U-Pb возраст, минералого-геохимические особенности, геодинамический анализ

А. Г. Владимиров¹, А. В. Карпов¹, И. Ю. Анникова¹, Е. И. Михеев^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск,
пр-т Академика Коптюга, 3, e-mails: akarpov@igm.nsc.ru; ira99@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2

Поступила в редакцию 16.11.2022 г., принята к печати 06.06.2023 г.

Объект исследования. Жаман-Койтасский гранит-лейкогранитный массив боровского комплекса в Северном Казахстане, интерес к которому обусловлен тем, что в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты, перекрывающем гранит-лейкограниты, локализовано крупное урановое месторождение Семизбай песчаникового типа. **Методы.** Для геохимических, минералогических и геохронологических исследований гранит-лейкогранитов использованы методы рентгенофлуоресцентного анализа, ICP-MS, электронно-зондового микроанализа, сканирующей электронной микроскопии, LA-ICP-MS (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). **Результаты.** Жаман-Койтасский массив сложен субщелочными лейкогранитами А-типа ($\text{SiO}_2 = 72.8\text{--}75.4$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.5\text{--}8.8$ мас. %, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.11\text{--}1.25$, $\sum \text{PЗЭ} = 120\text{--}231$ г/т, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 10\text{--}22$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2\text{--}0.4$), для которых характерна титанит-ильменит-магнетитовая акцессорная специализация. U-Pb изотопное датирование подтверждает силурийский возраст гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива (426–420 млн лет). Полученные геохронологические данные, наряду со сходством химического состава пород, доказывают принадлежность гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива к боровскому комплексу. Значимый временной интервал между ордовикскими гранитоидами крыкудукского комплекса (448 ± 2 млн лет) и рассмотренными в статье силурийскими гранит-лейкогранитами карабулакского и боровского комплексов (431–426 млн лет) дает основание предполагать смену геодинамической обстановки от надсубдукционной к трансформной окраинно-континентальной.

Ключевые слова: гранит-лейкограниты, породообразующие и акцессорные минералы, геохимия цирконов, U-Pb изотопный возраст, Жаман-Койтасский массив, Северный Казахстан

Источник финансирования

Исследования выполнены при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400044-2)

Zhaman-Koitass granite-leucogranite massif (Northern Kazakhstan): U-Pb age, mineralogical and geochemical features, geodynamic analysis

Aleksandr G. Vladimirov¹, Aleksandr V. Karpov¹, Irina Yu. Annikova¹, Evgenii I. Mikheev^{1,2}

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia,
e-mails: akarpov@igm.nsc.ru; ira99@igm.nsc.ru

²Novosibirsk State University, 2 Pirogov st., Novosibirsk 630090, Russia

Received 16.11.2022, accepted 06.06.2023

Research subject. The Zhaman-Koitass granite-leucogranite massif of the Borovsk complex in Northern Kazakhstan. In the platform cover of the West Siberian plate, overlying granite-leucogranites, a large uranium deposit Semizbai of sandstone type is localized. **Materials and methods.** Geochemical, mineralogical, and geochronological studies of granite-leucogranites were conducted by X-ray fluorescence analysis, ICP-MS, electron probe microanalysis, scanning electron microscopy, and LA-ICP-MS (Analytical Center for multi-elemental and isotope research SB RAS). **Results and conclusions.** The Zhaman-Koitass massif is composed by A-type subalkaline leucogranites ($\text{SiO}_2 = 72.8\text{--}75.4$ wt %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.5\text{--}8.8$ wt %, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.11\text{--}1.25$, $\sum \text{REE} = 120\text{--}231$ ppm, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 10\text{--}22$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2\text{--}0.4$), which are characterized

Для цитирования: Владимиров А.Г., Карпов А.В., Анникова И.Ю., Михеев Е.И. (2023) Жаман-Койтасский гранит-лейкогранитный массив (Северный Казахстан): U-Pb возраст, минералого-геохимические особенности, геодинамический анализ. *Литосфера*, 23(6), 1006–1026. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1006-1026>

For citation: Vladimirov A.G., Karpov A.V., Annikova I.Yu., Mikheev E.I. (2023) Zhaman-Koitass granite-leucogranite massif (Northern Kazakhstan): U-Pb age, mineralogical and geochemical features, geodynamic analysis. *Lithosphere (Russia)*, 23(6), 1006–1026. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1006-1026>

© А.Г. Владимиров, А.В. Карпов, И.Ю. Анникова, Е.И. Михеев, 2023

by titanite-ilmenite-magnetite accessory specialization. U-Pb isotope dating confirms the silurian age of the Zhaman-Koitass granite-leucogranites (426–420 Ma). The obtained geochronological data, along with the similarity of the chemical composition of the rocks, confirm that the granite-leucogranites of the Zhaman-Koitass massif belong to the Borovsk complex. The significant age interval between the ordovician granitoids of the krykkuduk complex (448 ± 2 Ma) and the silurian granite-leucogranites of the karabulak and borovsk complexes considered in the article (431–426 Ma) suggests a change in the geodynamic situation from suprasubduction to transform marginal-continental.

Keywords: *granite-leucogranites, rock-forming and accessory minerals, zircon geochemistry, U-Pb isotopic age, Zhaman-Koitass massif, Northern Kazakhstan*

Funding information

The work was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation and was carried out as part of the state assignment of IGM SB RAS (No. 122041400044-2)

Acknowledgements

The authors thank Academician F.A. Letnikov, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences N.N. Kruk, Professor of geology O.M. Turkina for discussing the scientific issues considered in this article and their constructive comments.

ВВЕДЕНИЕ

В Северном Казахстане широко распространены гранитоидные комплексы позднеордовикского и силурийского возраста (Магматические..., 1982; Магматизм..., 1988). Позднеордовикские гранодиориты и граниты представлены зерендинским и крыккудукским комплексами, залегающими, по геолого-геофизическим данным, в виде гранитоидных батолитов, площадью 600–1200 км² и мощностью до 8–12 км (Летников, 1975). Силурийские гранитоидные комплексы имеют в Северном Казахстане более локальное распространение. В их составе преобладают крупные изометричные гранит-лейкогранитные массивы карабулакского и боровского комплексов (площадь – 300–600 км², мощность – 5–8 км) (Летников, 1975; Магматические..., 1982; Магматизм..., 1988). Гранитоиды позднеордовикских и силурийских комплексов прорывают сильнометаморфизованные и дислоцированные докембрийские и раннепалеозойские образования, входящие в состав Степнякского сегмента каледонид Северного Казахстана (Дегтярев, 1999, 2012). Континентальная кора Степнякского сегмента имеет сложное строение (Дегтярев, 2010, 2012). Верхняя ее часть представлена породами средне- и позднеордовикских островодужных комплексов Чингиз-Северотяньшаньского пояса и рифтогенными кислыми вулканитами раннего ордовика. В строении верхних горизонтов значительную роль играют гранитоиды крыккудукского комплекса, в меньшей степени – гранит-лейкограниты карабулакского и боровского комплексов. Средние горизонты сложены сиалическими породами рифея, раннего протерозоя и, вероятно, архея, нижние горизонты – позднедокембрийскими изверженными породами преимущественно основного состава. Метаграувакковые толщи преимущественно

но основного состава, связанные с метабазитовыми комплексами, вероятнее всего, являлись источником всех палеозойских пород среднего-кислого состава, включая позднеордовикскую известково-щелочную кварцдиорит-гранодиорит-гранитную серию (крыккудукский комплекс), а также более поздние гранит-лейкограниты и аляскиты карабулакского и боровского комплексов (Летников и др., 2009а, б).

U-Pb изотопный возраст позднеордовикских комплексов укладывается в интервал (454 ± 14)–(448 ± 2) млн лет (Летников и др., 2009а). Для карабулакского и боровского комплексов недавно получены новые данные U-Pb и Rb-Sr изотопного датирования, указывающие на их формирование в силурийский период времени – от 431 ± 2 до 423 ± 4 млн лет (Летников и др., 2009б). Вместе с тем на восточном фланге Степнякского сегмента каледонид Северного Казахстана расположен один из наиболее крупных – Жаман-Койтасский массив (рис. 1а), где совмещены ордовикские и силурийские гранитоидные комплексы, однако детальные петролого-геохронологические исследования на этом геологическом объекте не проводились. Интерес к этому массиву обусловлен также тем, что в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты, перекрывающем гранит-лейкограниты, находится крупное урановое месторождение Семизбай песчаникового типа (рис. 1б).

Главные задачи наших исследований сводились к следующему: 1) получить минералого-геохимическую характеристику гранит-лейкогранитов восточной части Жаман-Койтасского массива, определить их классификационную принадлежность; 2) установить U-Pb возраст, состав и генезис циркона; 3) провести корреляцию с другими массивами боровского комплекса, завершающего становление каледонид Северного Казахстана.

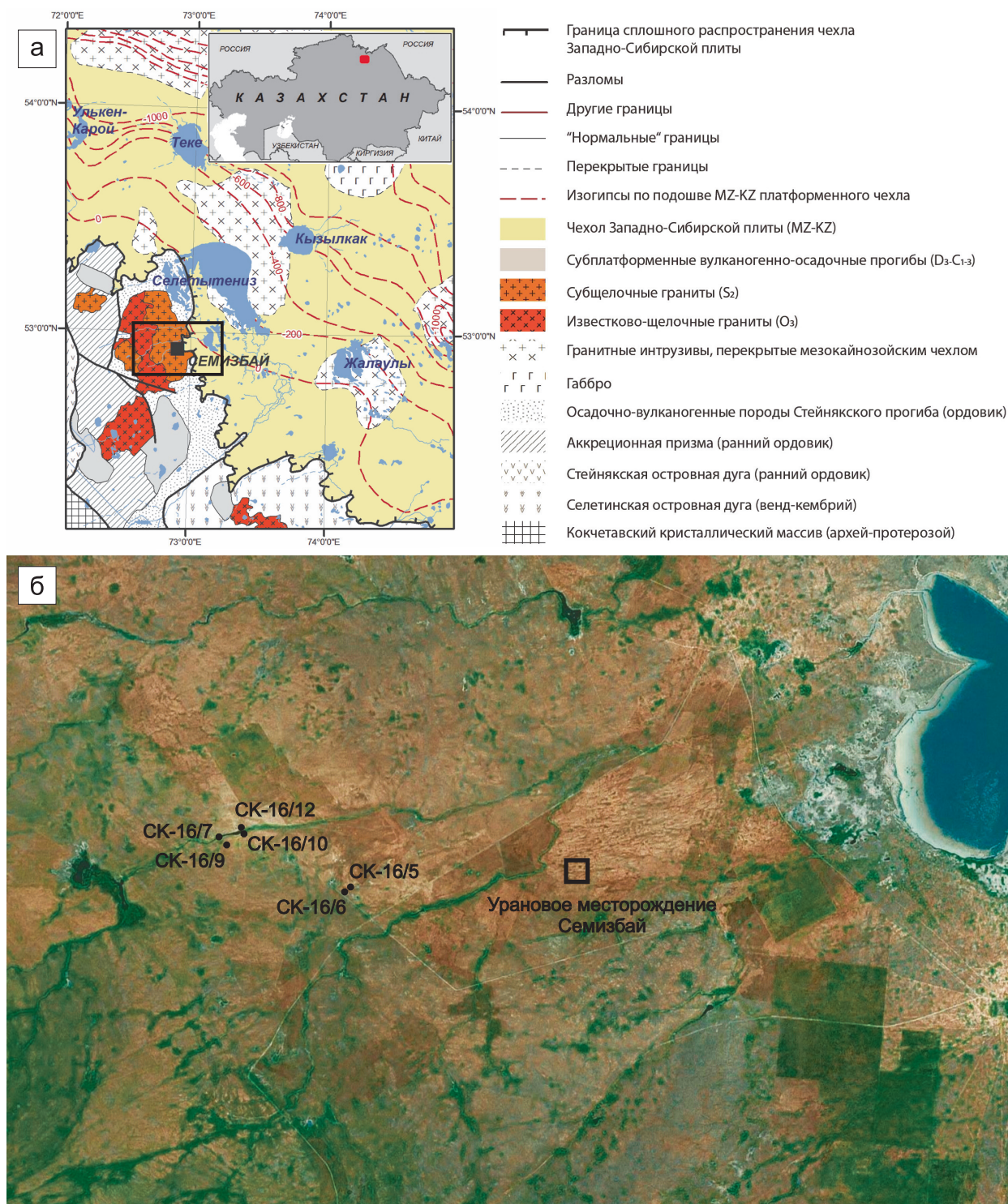


Рис. 1. Геологическая привязка проб гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива (Восточное тело), Северный Казахстан.

а. Тектоническая схема области сочленения Стейнякского сегмента каледонид Северного Казахстана (Казахский мелкосопочник) и платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (Ишимская степь). Составлена А.Г. Владимировым, С.К. Кривоноговым и А.В. Карповым по материалам государственных геологических карт СССР м-ба 1 : 1 000 000, 1 : 200 000, фрагмент листа N-43 (Омск) (Геологическая карта СССР, 1962а, б; Дегтярев, 2012). Прямоугольником обозначен полигон отбора проб гранит-лейкогранитов.

б. Спутниковый снимок водосборной площади р. Семизбай с вынесенными точками отбора проб гранит-лейкогранитов в пределах Восточного тела Жаман-Койтасского массива и местоположением уранового месторождения Семизбай песчаникового типа.

Fig. 1. Geological reference of the Zhaman-Koitass granite-leucogranites samples.

a. Tectonic scheme of the area of articulation of the Northern Kazakhstan caledonides (Stepnyak segment) and the platform cover of the West Siberian plate (Ishim plain). Compiled by A.G. Vladimirovov, S.K. Krivonogov and A.V. Karpov using by State geological maps of the USSR, scale 1 : 1 000 000, 1 : 200 000, fragment of sheet N-43 (Omsk) (Geological map..., 1962a, b; Degtyarev, 2012). Rectangle – sampling polygon.

б. Satellite image of the Semizbai river catchment area with esignated sampling points within Eastern body of Zhaman-Koitass massif, Semizbai sandstone uranium deposit location.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Жаман-Койтасский интрузивный массив непосредственно примыкает к границе между Казахстанским палеоконтинентом (Степнякский сегмент) и перекрывающим платформенным чехлом Западно-Сибирской плиты (см. рис. 1). В его центральной части картируется полоса гранодиорит-гранитов крыккудукского комплекса (O_3), которая разделяет гранит-лейкогранитные интрузивные массивы боровского комплекса (S_1). Западный интрузив имеет концентрически-зональное строение, типичное для боровского комплекса: центральная часть сложена крупнозернистыми биотитовыми лейкогранитами, в краевой части постепенно сменяющимися мелко- и среднезернистыми гранитами. Восточный интрузив имеет более простое строение: главный объем составляют средне- и крупнозернистые биотитовые лейкограниты второй (главной) интрузивной фазы ($\gamma_2^{гф}$), которые содержат останцы мелко- и среднезернистых биотит-амфиболовых гранит-лейкогранит-порфиров первой интрузивной фазы (γ_1). Заключительной фазой являются аплитовые жилы и дайки (A_3), которые, в свою очередь, срезаются дайками диоритовых порфиров и лампрофиров (последние в данной статье не рассматриваются).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу настоящего исследования положена коллекция геологических образцов, отобранных авторами статьи в ходе экспедиционных работ на Жаман-Койтасском гранит-лейкогранитном массиве (Восточный интрузив) в 2016 г.

Микроскопическое описание петрографических шлифов проведено классическим методом.

Определение содержаний петрогенных элементов выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием установки СРМ-25 в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). Определение уровней концентрации редких и редкоземельных элементов в гранитах проводилось методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра высокого разрешения ELEMENT фирмы Finnigan (Германия) в ЦКП МИИ СО РАН

(г. Новосибирск) по стандартной методике (Николаева и др., 2012).

Содержания главных компонентов в породообразующих минералах Жаман-Койтасского массива определялись в полированных пластинках методом рентгено-спектрального микроанализа на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 в ЦКП МИИ СО РАН (г. Новосибирск) в диапазоне содержаний 0.0п – 100% с погрешностью для основных компонентов, не превышающей 1 отн. %.

Аксессуарный минеральный парагенезис в породах Жаман-Койтасского массива изучен в полированных пластинках методом сканирующей электронной микроскопии в режиме высокого и низкого вакуума с получением электронных снимков во вторичных и отраженных электронах с пространственным разрешением до 2–10 нм и идентификацией исследуемых фаз с применением рентгено-спектральных детекторов EDS и WDS на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (TESCAN ORSAY Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450+/Aztec Energy XMax 50+ и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis) в ЦКП МИИ СО РАН (г. Новосибирск).

Определение микроэлементного состава цирконов и U/Pb изотопное датирование единичных кристаллов цирконов магматического генезиса проводили методом LA-ICP-MS в ЦКП МИИ СО РАН (г. Новосибирск) с применением лазерной установки Nd:YAG UP-213 фирмы New Wave Research (США) и масс-спектрометра Element XR фирмы Thermo Fisher Scientific (Германия). Использовали диаметр пучка лазера 30 мкм, частоту импульсов 5 Гц, плотность мощности лазерного излучения 3.0 Дж/см². В случае определения редких и редкоземельных элементов сканирование проводилось по следующим изотопам: ³¹P, ⁴³Ca, ⁴⁹Ti, ⁸⁵Rb, ⁸⁸Sr, ⁸⁹Y, ⁹¹Zr, ⁹³Nb, ¹³⁸Ba, ¹³⁹La, ¹⁴⁰Ce, ¹⁴¹Pr, ¹⁴⁶Nd, ¹⁴⁷Sm, ¹⁵³Eu, ¹⁵⁷Gd, ¹⁵⁹Tb, ¹⁶³Dy, ¹⁶⁵Ho, ¹⁶⁶Er, ¹⁶⁹Tm, ¹⁷²Yb, ¹⁷⁵Lu, ¹⁷⁸Hf, ¹⁸¹Ta, ²³²Th, ²³⁸U. Съемка осуществлялась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ⁸⁹Y, ⁹¹Zr, ¹⁷⁸Hf, ²³²Th и ²³⁸U (режим triple). Полученные спектры обрабатывались при помощи программы “Glitter” (Griffin et al., 2008). В качестве градуировочного стандарта использовали синтетическое стекло NISTSRM 610, в качестве внутреннего стандарта – изотоп ⁹¹Zr. Для проверки правильности получаемых результатов в качестве вспомо-

гательного стандарта использовали природный образец циркона GJ-1, который обладает гомогенным составом в пределах погрешности метода LA-ICP-MS (Jackson et al., 2004; Yuan et al., 2008; Piazzolo et al., 2017; Exertier et al., 2018). В случае U-Pb изотопного датирования сканирование проводилось по следующим изотопам: ^{202}Hg , $^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U . Съемка осуществлялась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Полученные спектры обрабатывались с использованием программы "Glitter". U-Pb изотопные отношения нормализованы по соответствующим значениям изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice (Slama et al., 2008) и Temora-2 (Black et al., 2004). Коррекция

на не радиогенный свинец проводилась по методу (Andersen, 2002).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Мелко- и среднезернистые биотит-амфиболовые гранит-лейкогранит-порфиры первой интрузивной фазы (γ_1) характеризуются массивными текстурами и порфировыми структурами (рис. 2а, б). Вкрапленники, слагающие 40–55 об. % породы, представлены кварцем и калиевым полевым шпатом, в подчиненном количестве – плагиоклазом и амфиболом, встречаются отдельные зерна хлоритизированного биотита, основная масса, сложенная кварцем и полевыми шпатами, имеет микрозернистую, до фельзитовой, структуру (рис. 3а). Акцес-

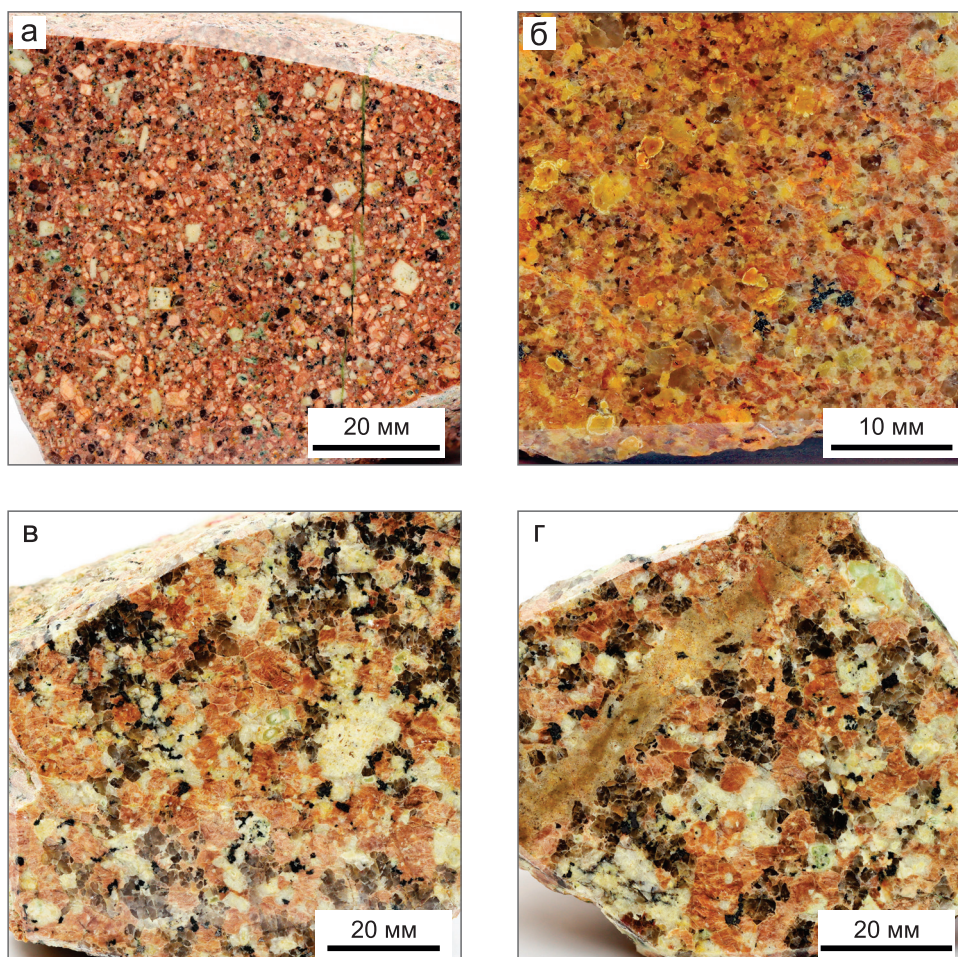


Рис. 2. Фотографии образцов гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива.

а – мелко- и среднезернистые биотит-амфиболовые гранит-лейкогранит-порфиры γ_1 (обр. СК-16/5-1); б – зона выщелачивания по гранитам γ_1 (обр. СК-16/5-2); в, г – средне- и крупнозернистые биотитовые лейкограниты $\gamma_2^{\text{rф}}$ (обр. СК-16/10-2, СК-16/10-1).

Fig. 2. Photos of the Zhaman-Koitass granite-leucogranites samples.

а – fine-medium-grained biotite-amphibole granite-leucogranite-porphyry γ_1 (sample CK-16/5-1); б – leaching zone over granites γ_1 (sample CK-16/5-2); в, г – medium-coarse-grained biotite leucogranites $\gamma_2^{\text{rф}}$ (sample CK-16/10-2, CK-16/10-1).

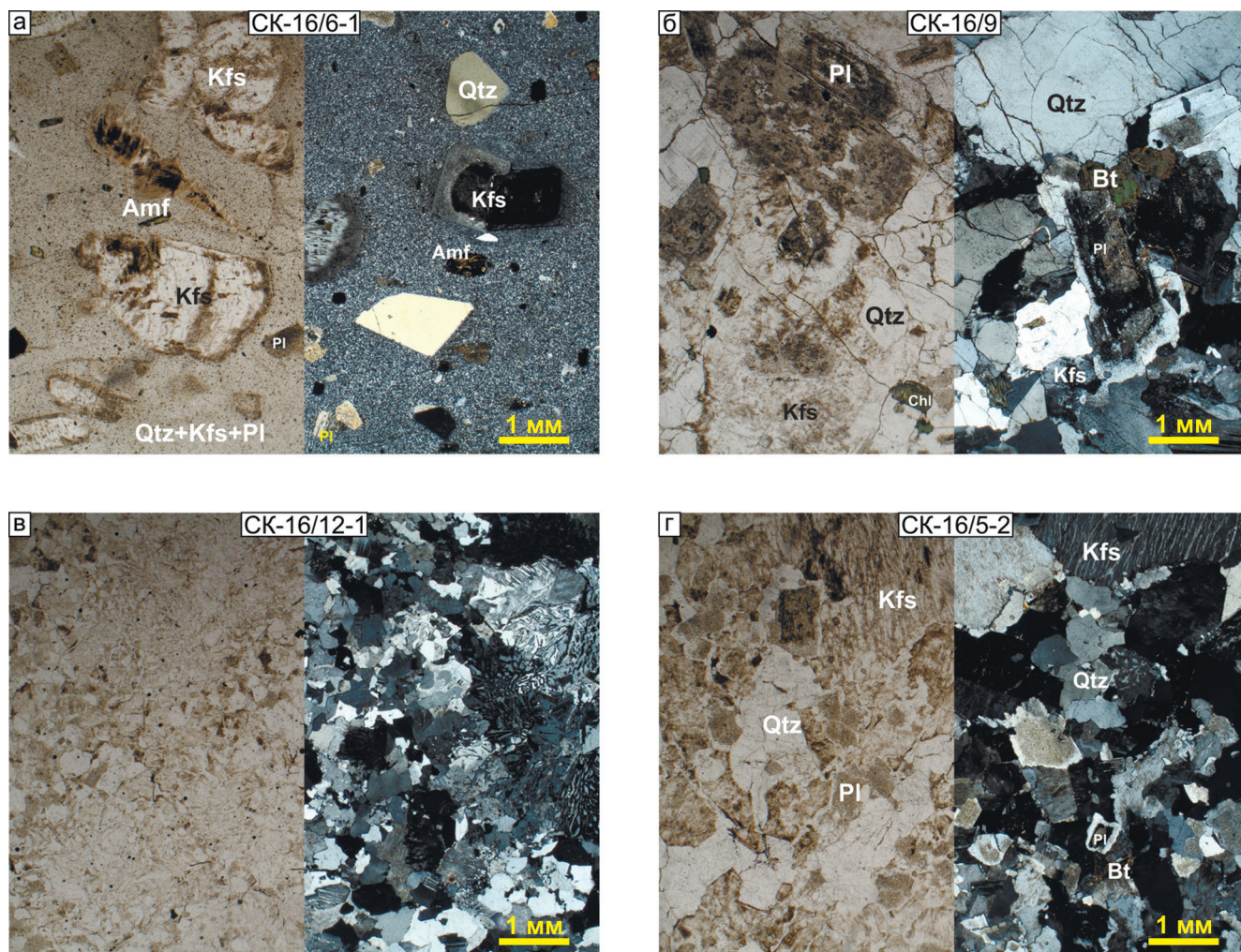


Рис. 3. Микрофотографии взаимоотношений породообразующих минералов в гранит-лейкогранитах Жаман-Койтасского массива в параллельных (слева) и скрещенных (справа) николях.

а – мелко- и среднезернистые биотит-амфиболовые гранит-лейкогранит-порфиры γ_1 (обр. СК-16/6-1), б – средне- и крупнозернистые биотитовые лейкограниты $\gamma_2^{\text{ф}}$ (обр. СК-16/9), в – мелко- и тонкозернистые аплиты A_3 (обр. СК-16/12-1), г – зона выщелачивания по гранитам γ_1 (обр. СК-16/5-2). Qtz – кварц, Kfs – калиевый полевой шпат, Amf – амфибол, Pl – плагиоклаз, Chl – хлорит, Bt – биотит.

Fig. 3. Micrographs of the rock-forming minerals relationships in granite-leucogranites of the Zhaman-Koitass massif in parallel (left) and crossed (right) nichols.

а – fine-medium-grained biotite-amphibole granite-leucogranite-porphyry γ_1 (sample CK-16/6-1), б – medium-coarse-grained biotite leucogranites $\gamma_2^{\text{ф}}$ (sample CK-16/9), в – fine-grained aplites A_3 (sample CK-16/12-1), г – leaching zone over granites γ_1 (sample CK-16/5-2). Qtz – quartz, Kfs – potassium feldspar, Amf – amphibole, Pl – plagioclase, Chl – chlorite, Bt – biotite.

сорные минералы представлены цирконом, апатитом, магнетитом, сфеном (рис. 4а–г).

Средне- и крупнозернистые биотитовые лейкограниты второй интрузивной фазы ($\gamma_2^{\text{ф}}$) характеризуются массивными текстурами, средне- и крупнозернистыми аллотриоморфнозернистыми или гранитовыми структурами, в которых зерна плагиоклаза более идиоморфны относительно зерен калишпата и кварца (см. рис. 2в, г). Эти породы сложены кварцем (30–40 об. %), калиевым полевым шпатом (30–40 об. %), плагиоклазом (20–

30 об. %), биотитом (1–5 об. %) (рис. 3б). Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом; см. рис. 4д, е). Для полевых шпатов характерно широкое развитие вторичных минералов: это пелитизация – для калишпата, серицитизация и сосюритизация с формированием минералов группы эпидота – для плагиоклаза. Для биотита свойственно почти полное замещение хлоритом.

Мелко- и тонкозернистые аплиты (A_3) характеризуются массивными текстурами, мелкозерни-

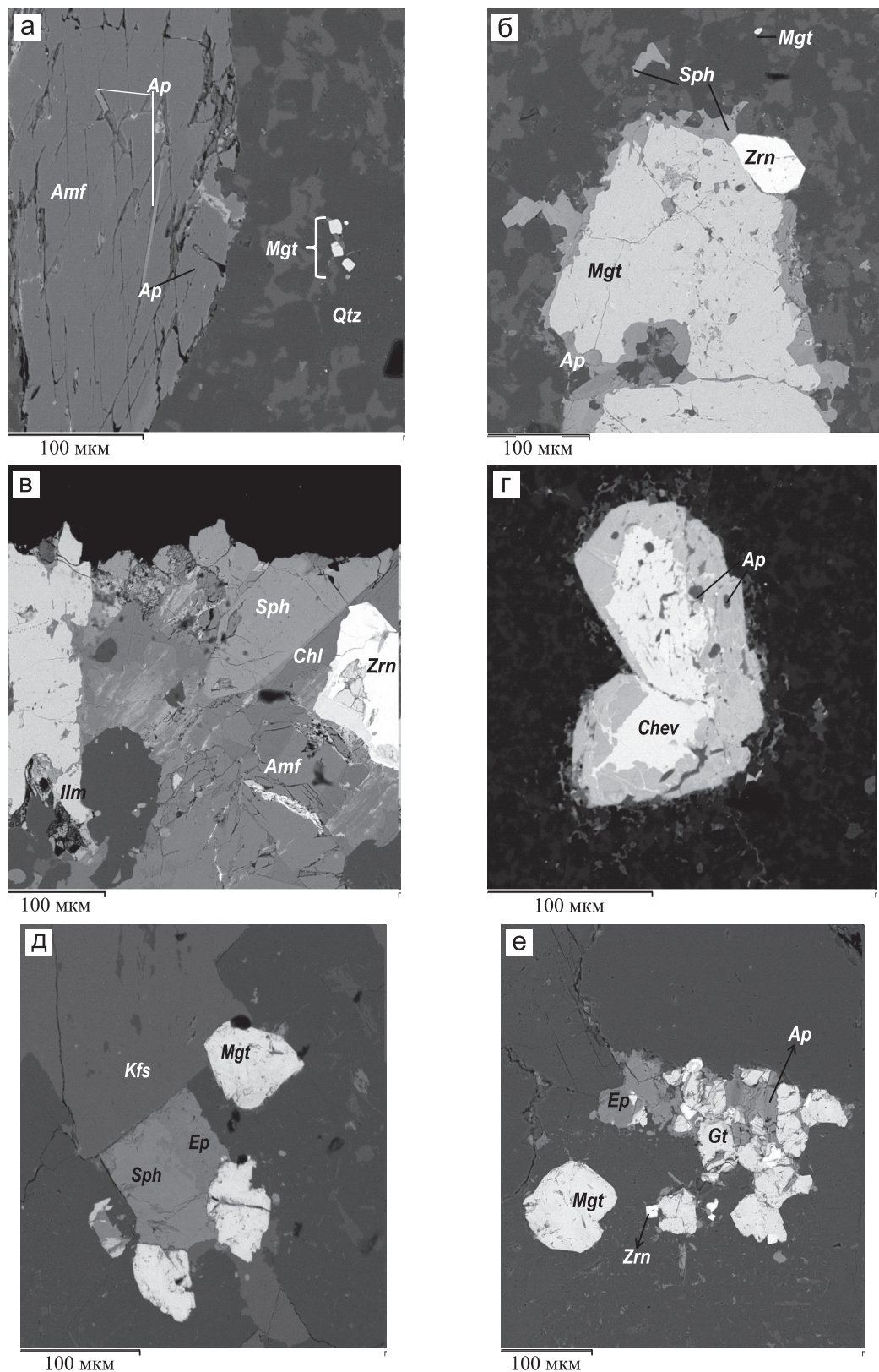


Рис. 4. Микрофотографии акцессорных минералов, диагностированных в гранит-лейкогранитах Жаман-Койтасского массива.

а–г – гранит-лейкогранит-порфиры γ_1 ; д, е – лейкограниты $\gamma_2^{вф}$. Qtz – кварц, Kfsp – калиевый полевой шпат, Amf – амфибол, Mgt – магнетит, Ilm – ильменит, Sph – сфен, Zrn – циркон, Ap – апатит, Chev – чевкинит, Ep – эпидот, Chl – хлорит, Gt – гетит.

Fig. 4. SEM images of accessory minerals detected in the Zhaman-Koitass granite-leucogranites.

a–г – granite-leucogranite-porphyry γ_1 ; д, е – leucogranites $\gamma_2^{\text{гф}}$. *Qtz* – quartz, *Kfsp* – potassium feldspar, *Amf* – amphibole, *Mgt* – magnetite, *Ilm* – ilmenite, *Sph* – sphen, *Zrn* – zircon, *Ap* – apatite, *Chev* – chevkinite, *Ep* – epidote, *Chl* – chlorite, *Gt* – goethite.

стыми аллотриоморфнозернистыми структурами. Они сложены кварцем (30–35 об. %), калиевым полевым шпатом (30–35 об. %), плагиоклазом (30–35 об. %), темноцветные минералы отсутствуют (см. рис. 3в). Акцессорный парагенезис представлен магнетитом, ильменитом, монацитом, цирконом, вторичные минералы – хлоритом, эпидотом и гетитом.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Составы представительных проб гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива приведены в табл. 1, 2.

На классификационной диаграмме SiO_2 –сумма щелочей (Магматические..., 1983) подавляющее большинство фигуративных точек гранит-лейкогранит-порфиров первой интрузивной фазы Жаман-Койтасского массива занимают граничное положение между лейкогранитами и субщелочными лейкогранитами, в то время как фигуративные точки лейкогранитов второй интрузивной фазы и аплитов третьей интрузивной фазы целиком ложатся в поле лейкогранитов (рис. 5).

Мультиэлементные спектры для всех трех интрузивных фаз Жаман-Койтасского массива аналогичны, они характеризуются минимумами по Ba, Nb, Sr, P, Ti и максимумами по Rb, Th, при этом наиболее глубокие минимумы характерны для аплитов (рис. 6а). Для всех гранит-лейкогранитов отмечаются фракционированные спектры распределения РЗЭ с заметным обогащением ЛРЗЭ ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 10.3\text{--}13.9$ для γ_1 , $13.2\text{--}22.4$ для $\gamma_2^{\text{гф}}$ и $5.0\text{--}23.5$ для A_3) и наличием глубоких Eu-минимумов ($0.23\text{--}0.31$ для γ_1 , $0.31\text{--}0.42$ для $\gamma_2^{\text{гф}}$ и $0.12\text{--}0.46$ для A_3) (см. табл. 2, рис. 6б).

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Калиевые полевые шпаты в гранит-лейкогранитах Жаман-Койтасского массива отвечают сапидинам с вариациями альбитового минала от 0.02 до 0.48 мол. %, при этом составы калиевых полевых шпатов из лейкогранитов $\gamma_2^{\text{гф}}$ и аплитов A_3 , характеризуются более узкими вариациями в содержаниях альбитового минала (от 0.03 до 0.1 мол. %), а доля анортитового минала во всех исследованных разновидностях не превышает 0.01 мол. % (рис. 7).

Плагиоклазы, исследованные в лейкогранитах $\gamma_2^{\text{гф}}$, отвечают альбитам с содержанием анортитового минала от 0.04 до 0.10 мол. %, содержание ортоклазового минала не превышает 0.02 мол. % (см. рис. 7).

Биотиты, исследованные в лейкогранитах $\gamma_2^{\text{гф}}$, не обнаруживают существенных вариаций химического состава, их химизм определяется повышенной железистостью ($\Sigma\text{FeO} = 21.26\text{--}22.75$ мас. %, $f = 54.26\text{--}55.98\%$), относительно низкой глиноземистостью (содержания Al_2O_3 варьируются от 13.59 до 14.58 мас. %, $l = 18.32\text{--}19.61\%$), в то же время для них характерны повышенные содержания TiO_2 ($3.57\text{--}3.98$ мас. %).

Амфиболы в гранит-лейкогранит-порфирах γ_1 не обнаруживают широких вариаций в своем составе и в подавляющем большинстве случаев отвечают эденитовой роговой обманке с железистостью от 37.2 до 39.7%.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В гранит-лейкогранитах Жаман-Койтасского массива (Восточное интрузивное тело) диагностированы следующие акцессорные минеральные фазы (в порядке уменьшения их распространенности): магнетит, титанит, ильменит, апатит, циркон, рутил, флюорит, монацит, галенит, оксиды РЗЭ. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, кальцитом, гетитом, платнеритом (PbO_2). Микроструктурные взаимоотношения с участием акцессорных минералов, диагностированных в гранит-лейкогранитах первой и второй интрузивных фаз, приведены на рис. 4. В целом для гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива характерна титанит-ильменит-магнетитовая акцессорная специализация. Во второй интрузивной фазе, имеющей более крупнозернистое строение, титанит-магнетит-ильменитовые мелкозернистые агрегаты “запечатаны” в интерстициях между кристаллами породообразующих минералов: калишпата, амфибола, олигоклаза и кварца (см. рис. 4д, е). В аплитовых жилах появляются редкие зерна монацита и флюорита. Цирконом будет посвящен отдельный раздел (см. ниже).

Магнетит является наиболее распространенным акцессорным минералом, диагностированным во всех исследованных петрографических разновидностях гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива. Он наблюдается преимущественно в виде идиоморфных зерен с характерной штриховкой, включенных в основную кварц-полевошпатовую матрицу, а также в виде сростаний с главными акцессорными минералами (сфеном, ильменитом, апатитом и цирконом). Химические составы исследованных магнетитов отвечают стехиометрической формуле, индикаторных примесных элементов не обнаружено.

Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов (мас. %), нормативный минеральный состав и географические координаты для представительных проб гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива

Table 1. Content of petrogenic oxides (wt %), normative mineral composition and geographical coordinates for representative samples of the Zhaman-Koitass massif

Серия/ № пробы	1-я интрузивная фаза – м/з-с/з биотит-амфиболовые гранит-лейкогранит-порфиры (γ_1)				2-я интрузивная фаза – с/з-к/з порфировидные биотитовые лейкограниты ($\gamma_2^{\text{Ф}}$)				3-я интрузивная фаза – м/з-т/з аплиты (A_3)	
	СК-16/5-1	СК-16/10-3	СК-16/6-1	СК-16/6-2	СК-16/6-3	СК-16/9	СК-16/10-1	СК-16/10-2	СК-16/7	СК-16/12-1
	N = 52.55.871' E = 072.49.134'	N = 52.56.837' E = 072.45.805'	N = 52.55.753' E = 072.48.957'			N = 52.56.615' E = 072.45.417'	N = 52.56.837' E = 072.45.805'		N = 52.56.798' E = 072.45.188'	
SiO ₂	72.80	74.11	74.31	74.71	75.16	75.38	75.10	75.18	76.03	76.45
TiO ₂	0.27	0.19	0.22	0.20	0.19	0.19	0.18	0.18	0.08	0.10
Al ₂ O ₃	13.53	12.87	12.84	12.80	12.70	12.26	12.74	12.68	12.28	12.36
Fe ₂ O ₃	2.34	1.60	2.48	1.66	1.69	2.31	1.83	1.29	1.81	1.28
MnO	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.02
MgO	0.40	0.22	0.26	0.23	0.16	0.33	0.28	0.28	0.07	0.07
CaO	0.52	0.56	0.67	0.65	0.38	0.88	0.82	0.91	0.12	0.50
Na ₂ O	4.18	4.13	4.03	4.14	4.00	3.54	3.64	3.65	4.44	3.76
K ₂ O	4.66	4.71	4.66	4.67	4.65	3.97	4.56	4.49	4.09	4.53
P ₂ O ₅	0.06	0.03	0.04	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.01	0.02
П.п.п.	0.54	0.48	0.39	0.59	0.81	0.68	0.61	0.62	0.57	0.54
Σ	99.36	98.96	99.99	99.79	99.9	99.64	99.87	99.37	99.56	99.64
K ₂ O/Na ₂ O	1.11	1.14	1.16	1.13	1.16	1.12	1.25	1.23	0.92	1.20
Нормативный минеральный состав										
Qz	29.61	34.49	31.48	31.32	33.45	37.98	33.79	34.84	34.50	36.30
Pl	38.52	35.61	37.66	37.96	36.07	34.78	34.85	35.77	38.84	34.68
Or	28.96	27.66	28.69	28.69	27.71	24.68	27.94	37.78	25.26	27.84
Crm	0.55	0.16	0.02	–	0.34	0.45	0.28	0.16	0.24	0.27
Di	–	–	0.54	0.31	–	–	–	–	–	–
Hy	0.85	0.86	–	0.33	0.33	0.68	1.50	0.58	0.15	0.15
Rt	0.13	–	–	–	0.09	0.08	–	0.08	0.03	0.03
Ilm	0.07	0.19	0.23	0.22	0.06	0.07	0.19	0.06	0.04	0.05
Mgt	–	0.96	0.18	0.84	–	–	1.36	–	–	–
Hem	1.2	–	1.13	0.27	0.86	1.19	–	0.66	0.92	0.65
Ap	0.11	0.07	0.07	0.06	0.09	0.09	0.09	0.07	0.02	0.03
Σ	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. К/з – крупнозернистые, с/з – среднезернистые, м/з – мелкозернистые, т/з – тонкозернистые. Серым цветом обозначены образцы, для которых получены U-Pb изотопные датировки. Прочерк – компонент отсутствует. Нормативный минеральный состав пород рассчитан методом CIPW с использованием программы Norm Calculation Program.

Note. K/z – coarse-grained, c/z – medium-grained, m/z – fine-grained. The samples for which U-Pb isotope dating has been obtained are indicated in gray. A dash means the absence of component. The normative mineral composition of rocks is calculated by the CIPW method using the Norm Calculation Program.

Таблица 2. Содержание редких и редкоземельных элементов в представительных пробах гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива, г/т
Table 2. Content of trace elements in representative samples of the Zhaman-Koitass massif, ppm

Элемент	1-я интрузивная фаза – м/з-с/з биотит-амфиболовые гранит-лейкогранит-порфиры (γ_1)					2-я интрузивная фаза – с/з-к/з порфировидные биотитовые лейкограниты ($\gamma_2^{ФБ}$)				3-я интрузивная фаза – м/з-т/з аплиты (A_3)	
	СК-16/5-1	СК-16/10-3	СК-16/6-1	СК-16/6-2	СК-16/6-3	СК-16/9	СК-16/10-1	СК-16/10-2	СК-16/7	СК-16/12-1	
Rb	112	138	102	115	117	149	87	77	176	108	
Ba	379	265	305	301	263	497	482	483	30	114	
Sr	102	71	84	83	58	122	121	128	9.9	46	
La	54	45	47	47	35	31	34	33	19	29	
Ce	102	87	88	88	79	54	59	57	40	37	
Pr	11.2	9.3	9.6	9.6	7.5	5.4	5.5	5.3	4.3	3.2	
Nd	37	30	31	32	25	19	16.1	15.9	13.3	8.1	
Sm	6.6	5.5	5.6	5.7	4.8	2.9	2.5	2.3	2.6	0.97	
Eu	0.63	0.45	0.51	0.41	0.45	0.33	0.29	0.29	0.093	0.15	
Gd	5.8	4.7	4.9	5.2	4.0	2.8	1.99	1.93	2.2	1.02	
Tb	0.85	0.74	0.66	0.74	0.6	0.41	0.3	0.27	0.44	0.14	
Dy	4.9	4.8	4.1	4.0	3.5	2.5	1.72	1.63	3.1	0.79	
Ho	0.99	0.93	0.81	0.78	0.75	0.51	0.39	0.36	0.7	0.18	
Er	2.9	2.8	2.5	2.4	2.2	1.54	1.12	1.03	2.2	0.65	
Tm	0.45	0.41	0.39	0.36	0.34	0.24	0.19	0.16	0.37	0.11	
Yb	2.7	2.8	2.3	2.5	2.3	1.6	1.27	1.0	2.6	0.84	
Lu	0.43	0.41	0.37	0.39	0.35	0.24	0.19	0.15	0.4	0.15	
Y	32	30	27	27	23	17.6	13.1	10.7	20	7.8	
Th	18.3	20	19.9	19.5	20	18.6	16.2	11.8	24	29	
U	2.7	3.8	5.4	5.1	3.5	4.8	4.5	3.3	6.4	2.4	
Zr	332	245	254	247	265	129	120	105	214	93	
Hf	7.4	6.0	5.5	5.6	6.4	3.5	3.1	2.7	7.1	2.9	
Nb	26	30	27	26	30	23	25	17.8	45	19.5	
Ta	1.58	1.92	1.78	1.69	1.84	2.5	1.98	1.49	3.1	1.84	
$\Sigma P3Э$	231	195	198	199	166	123	125	120	91.3	82.3	
(La/Yb) _n	13.6	10.9	13.9	12.8	10.3	13.2	18.2	22.4	4.96	23.5	
Eu/Eu*	0.31	0.27	0.30	0.23	0.31	0.35	0.40	0.42	0.12	0.46	

Примечание. Пояснения – см. табл. 1.

Note. Explanations – see Table. 1.

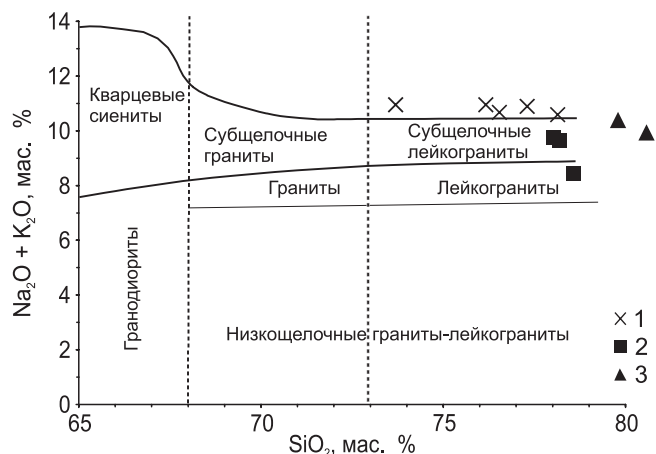


Рис. 6. Спайдер-диаграммы (а) и спектры распределения редкоземельных элементов (б) для гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива.

Содержание элементов нормировано по составу хондрита и примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995). 1 – гранит-лейкогранит-порфиры γ_1 , 2 – лейкограниты $\gamma_2^{r\Phi}$, 3 – аплиты A_3 .

Fig. 6. Multi-element (a) and REE charts (б) for the Zhaman-Koitass granite-leucogranites.

Contents of elements are normalized by the composition of chondrite and primitive mantle (McDonough, Sun, 1995). 1 – granite-leucogranite-porphyry γ_1 , 2 – leucogranites $\gamma_2^{r\Phi}$, 3 – aplites A_3 .

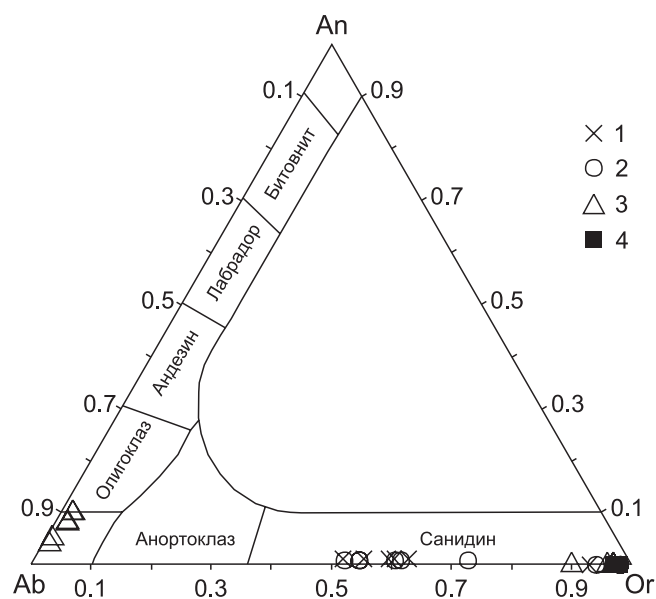


Рис. 5. Состав гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива на классификационной диаграмме SiO_2 –сумма щелочей (Магматические..., 1983).

1 – гранит-лейкогранит-порфиры γ_1 , 2 – лейкограниты $\gamma_2^{r\Phi}$, 3 – аплиты A_3 .

Fig. 5. TAS-diagram for the Zhaman-Koitass granite-leucogranites (Magmatic..., 1983).

1 – granite-leucogranite-porphyry γ_1 , 2 – leucogranites $\gamma_2^{r\Phi}$, 3 – aplites A_3 .

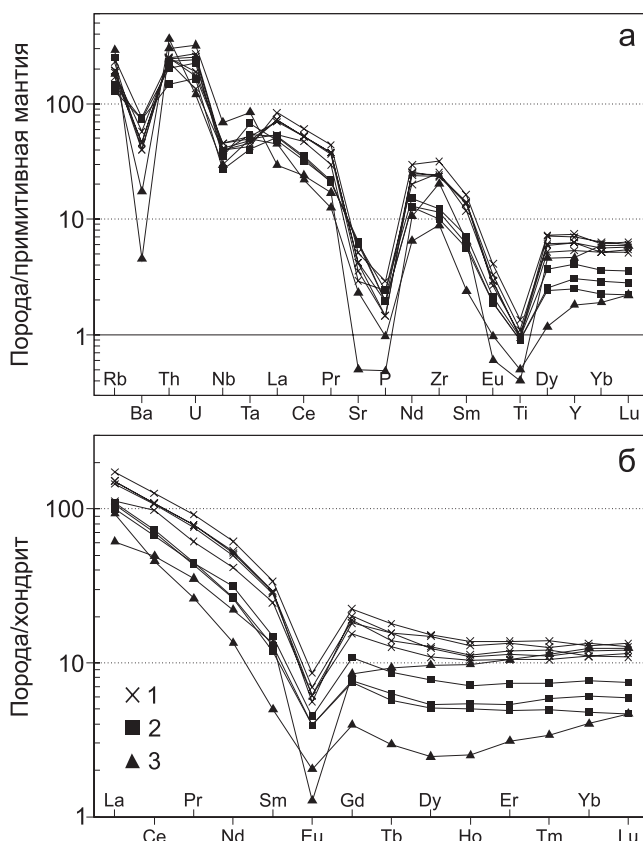


Рис. 7. Составы полевых шпатов из гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива в миналах “ортоклаз-анортит-альбит”.

1, 2 – гранит-лейкогранит-порфиры γ_1 : 1 – обр. СК-16/10-3, 2 – обр. СК-16/6-2; 3 – лейкограниты $\gamma_2^{r\Phi}$ (обр. СК-16/9); 4 – аплиты A_3 (обр. СК-16/7).

Fig. 7. Compositions of feldspars from the Zhaman-Koitass granite-leucogranites on the triangular diagram “orthoclase-anorthite-albite”.

1, 2 – granite-leucogranite-porphyry γ_1 : 1 – sample CK-16/10-3, 2 – sample CK-16/6-2, 3 – leucogranites $\gamma_2^{r\Phi}$ (sample CK-16/9), 4 – aplites A_3 (sample CK-16/7).

Ильменит представлен ксеноморфными зернами по отношению к магнетиту и титаниту в интерстициальных агрегатах зерен. Химический состав сильно варьируется по содержанию марганца – от 6.8 до 13.2 мас. % MnO в гранит-лейкогранит-порфирах γ_1 до 20 мас. % в порфировидных лейкогранитах $\gamma_2^{\text{гф}}$. В ильменитах из аплитов отмечаются элементы-примеси: Nb₂O₅ (до 0.86 мас. %) и ZnO (до 0.9 мас. %).

Титанит во всех разновидностях гранит-лейкогранитов отмечается как виде идиоморфных, так и ксеноморфных зерен в сростании с породообразующими (амфиболом и калишпатом) и акцессорными (цирконом и магнетитом) минералами (см. рис. 4б, в, д). В составе титанита из гранит-лейкогранит-порфиров γ_1 обнаружены примеси Ce₂O₃ (до 0.9%) и Nb₂O₅ (до 2.59%).

Апатит диагностирован в виде тонкоигольчатых кристаллов, включенных в зерна амфибола, в сростании с другими акцессорными минералами (магнетитом и цирконом), а также в виде микровключений в зернах оксидов РЗЭ (см. рис. 4а, б, г, е). Составы апатитов отличаются постоянным присутствием таких примесей, как FeO (0.41–1.48 мас. %) и Ce₂O₃ (0.61–1.42 мас. %), содержание F варьируется от 3.13 до 4.24 мас. %, что позволяет отнести исследованные апатиты к фтор-апатитам (Бушляков, Холоднов, 1986).

Оксиды РЗЭ диагностированы в гранит-лейкогранит-порфирах γ_1 в виде зональных мелких вкраплений в основной массе породы (см. рис. 4г). Анализ составов этих акцессорных минеральных фаз (табл. 3) позволил отнести их к чевкиниту (Sokolova et al., 2004). В обзорной статье (Sokolova et al., 2004) отмечается, что чевкинит и родственные ему оксиды РЗЭ характерны для пегматитов, ассоциирующих со щелочными гранитами и сиенитами.

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНОВ

Устойчивость кристаллической решетки и U-Th-Pb системы цирконов позволяет реконструировать хронологию магматических событий, включая

не только стадию кристаллизации, но и постмагматические преобразования, а уровни концентраций редких и редкоземельных элементов в цирконах – оценить их генезис (Belousova et al., 2002; Недосекова и др., 2016).

Цирконы в тяжелой фракции протолок из гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива представлены идиоморфными полупрозрачными призматическими кристаллами ($K_L = 2-5$, где K_L – отношение длины к ширине кристаллов) размерностью от 0.05 до 0.5 мм. Цирконы преимущественно бесцветные, в меньшей степени характеризуются окраской от светло-желтой до коричневой. В подавляющем большинстве случаев грани кристаллов ровные блестящие, ребра четкие, в отдельных случаях встречаются кристаллы с шероховатой поверхностью и редко – кристаллы овальной формы, что, вероятнее всего, указывает на признаки частичного растворения. При наблюдении в сканирующем электронном микроскопе отмечается, что циркон имеет вид хорошо ограненных, более идиоморфных, по сравнению с магнетитом, зерен (см. рис. 4б). Между тем на контактах с хлоритом в цирконе появляются корродированные ограничения (см. рис. 4в). По данным исследований методом сканирующей электронной микроскопии, для химического состава цирконов характерно присутствие примесей HfO₂ (до 1.05%), Nb₂O₅ (до 2.03%) и FeO (до 1.99%).

Содержание микроэлементов в цирконах из гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива приведено в табл. 4. Цирконы гранит-лейкогранит-порфиров γ_1 характеризуются суммой ЛРЗЭ 930–5510 г/т (среднее 2450 г/т); содержание Y равно 1130 – 8670 г/т (среднее 3670 г/т). Сумма ЛРЗЭ в цирконах лейкогранитов $\gamma_2^{\text{гф}}$, в целом ниже и составляет 510–3200 г/т (среднее 1200 г/т); содержание Y – 610–3460 г/т (среднее 1420 г/т). Нормированное по Cl хондриту (McDonough, Sun 1995) распределение РЗЭ в цирконах γ_1 характеризуется значительным цериевым максимумом (Ce/Ce* = 1.8–3.40, среднее 1.14) и выраженным европиевым минимумом (Eu/Eu* = 0.090–0.23, среднее 0.14). В области тяжелых РЗЭ наблюдается кривизна распре-

Таблица 3. Состав чевкинитов в гранитах γ_1 Жаман-Койтасского массива (проба СК-16/6-2), мас. %

Table 3. Chevkinite compositions in granites γ_1 of the Zhaman-Koitass massif (sample SK-16/6-2), wt %

№ ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Sc ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	ThO ₂	Сумма
1	20.37	18.68	2.49	8.10	0.71	4.53	–	21.17	11.56	1.81	5.28	–	1.05	95.77
2	20.37	18.7	2.48	8.05	0.90	4.27	0.31	21.46	11.61	1.79	5.32	–	–	95.24
3	20.41	18.87	2.42	8.09	0.71	4.77	0.35	21.16	11.22	1.47	5.35	–	–	94.83
4	20.84	18.78	2.66	7.96	0.78	4.94	0.34	20.58	11.45	1.62	5.35	0.81	1.01	97.12
5	20.22	19.33	2.74	7.81	0.71	5.07	0.32	19.77	10.46	1.39	5.44	–	1.56	94.82

Примечание. Прочерк – компонент отсутствует.

Note. A dash means the absence of component.

Таблица 4. Содержание элементов-примесей и геохимические параметры для цирконов из гранит-лейкогранитов первой (γ_1) и второй ($_{\gamma_2}^{\text{rф}}$) интрузивных фаз Жаман-Койтасского массива, г/т**Table 4.** Content of trace elements and calculated indicator parameters for zircons from granite-leucogranites γ_1 and $_{\gamma_2}^{\text{rф}}$ of the Zhaman-Koitass massif, ppm

Компонент	СК-16/5-1 (γ_1) (n = 20)				СК-16/10-2 ($_{\gamma_2}^{\text{rф}}$) (n = 20)			
	Миним. сод-е	Максим. сод-е	Ср. сод-е	σ	Миним. сод-е	Максим. сод-е	Ср. сод-е	σ
P	310	1100	641	230	200	520	300	91
Ca	<500	1600	—	—	<500	2200	—	—
Ti	<2.5	24	5.6	5.2	<2.5	170	29	43
Rb	<0.3	2.3	1.0	0.6	<0.3	1.3	0.6	0.3
Sr	0.3	18	2.0	3.9	<0.2	50	5.0	11
Y	1130	8670	3670	2050	610	3460	1430	690
Nb	3.6	66	23	18	2.7	390	54	91
Ba	<0.1	12	1.2	2.8	<0.1	19	2.0	4.3
La	<0.04	29	3.0	6.8	<0.04	100	9.4	22
Ce	29	260	103	71	28	390	79	77
Pr	0.06	10	1.9	3.0	0.05	55	5.3	12
Nd	1.1	50	12	15	0.45	200	22	44
Sm	3.8	38	15	11	1.1	83	11	18
Eu	0.41	4.1	1.4	1.0	0.42	6.2	1.3	1.2
Gd	26	180	72	42	8.8	110	28	21
Tb	9.5	67	27	16	3.1	30	9.2	5.6
Dy	110	850	340	200	45	320	110	58
Ho	40	290	120	67	18	100	43	18
Er	180	1290	550	300	100	490	230	97
Tm	38	250	110	57	23	110	51	23
Yb	360	2000	940	460	240	1010	510	230
Lu	65	330	160	72	49	190	100	48
Hf	7260	9300	8450	530	8500	11500	9460	830
Ta	0.92	10	4.4	2.5	1.1	13	3.9	3.3
Th	140	1550	610	450	130	4600	700	590
U	120	2550	1000	690	190	2560	620	590
Ce/Ce*	1.8	>340	115	100	1.2	>300	48	78
Eu/Eu*	0.09	0.23	0.14	0.03	0.19	0.49	0.27	0.09
Th/U	0.38	1.2	0.63	0.2	0.58	1.8	0.92	0.27
Nb/Ta	3.3	6.4	4.7	1.0	2.5	31	9.5	7.5
ΣREE	930	5510	2450	1270	510	3200	1200	630

Примечание. n – число анализов, σ – среднее квадратичное отклонение, прочерк – компонент отсутствует. Для Ca нет корректной оценки среднего содержания и σ , так как почти все определения ниже предела обнаружения.

Note. n – the number of analyses, σ – the mean square deviation, a dash means the absence of a component. There is no correct estimate of the average content and σ for Ca, since almost all definitions are below the detection limit.

ления с постепенным уменьшением наклона от Gd к Lu ($\text{Lu}_n/\text{Gd}_n = 13\text{--}31$, среднее 19) (рис. 8). Распределение РЗЭ в цирконах $_{\gamma_2}^{\text{rф}}$ характеризуются значительным цериевым максимумом ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.2 > 300$, среднее 48) и умеренным европиевым минимумом ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.19\text{--}0.49$, среднее 0.27), а также умеренно крутым прямолинейным подъемом в области тяжелых РЗЭ ($\text{Lu}_n/\text{Gd}_n = 13\text{--}59$, среднее 34). Спектры распределения РЗЭ для обеих интрузивных фаз являются типичными для цирконов из гранитоидов (Belousova et al., 2002). В сравнении с породами спектры распределения РЗЭ для цирконов

характеризуются более выраженными отрицательными европиевыми аномалиями: 0.14 против 0.31 в гранит-лейкогранит-порфирах γ_1 и 0.27 против 0.42 в лейкогранитах $_{\gamma_2}^{\text{rф}}$.

Для неизмененных магматических цирконов, как правило, не характерны высокие содержания La и Pr (Belousova et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003). Повышенные содержания La и Pr в цирконах из гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива (La_n и $\text{Pr}_n > 10$) сочетаются с повышенными содержаниями таких неформульных элементов, как Ba (до 19 г/т), Sr (до 50 г/т), Ca (до 1800 г/т). При

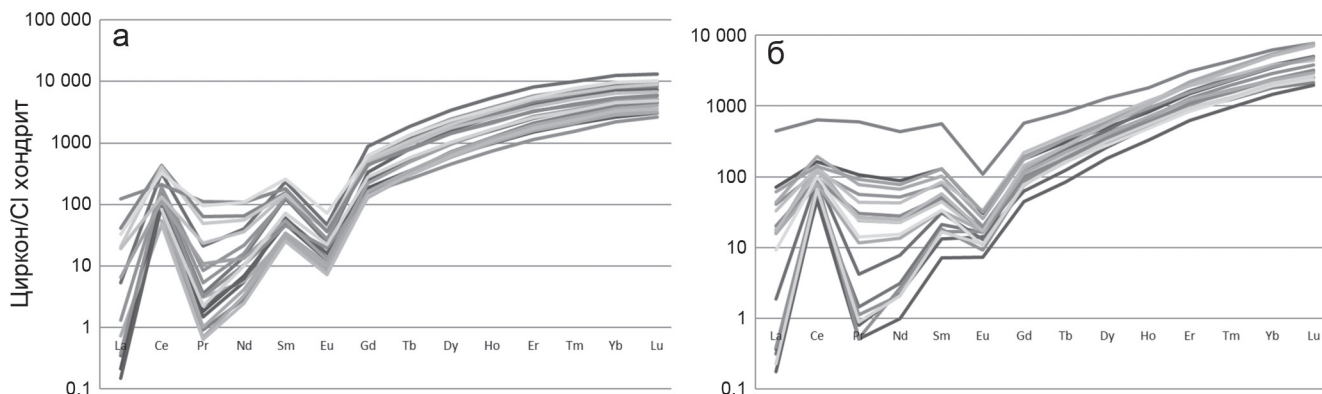


Рис. 8. Нормированные по составу хондрита (McDonough, Sun, 1995) спектры распределения редкоземельных элементов в цирконах из гранит-лейкогранитов первой (а; проба СК-16/5-1) и второй (б; проба СК-16/10-2) интрузивных фаз Жаман-Койтасского массива.

Fig. 8. Chondrite-normalized (McDonough, Sun, 1995) REE contents in zircons from granite-leucogranites of the first (a; sample CK-16/5-1) and second (б; sample CK-16/10-2) intrusive phases of the Zhaman-Koitass massif.

этом на масс-спектрах присутствуют резкие (как короткие, так и продолжительные) “всплески” сигналов по этим элементам, а также по La, Ce, Pr и, в меньшей степени, по Nd и Sm. Вероятнее всего, это связано с анализом метамиктных зон, подверженных флюидному изменению, что проявляется в морфологии некоторых зерен цирконов, а также микровключений. Для разделения измененных и неизмененных цирконов предложено использовать индекс легких РЗЭ ($LREE-I = Dy/Nd + Dy/Sm$) (Bell et al., 2016). Анализы со значениями $LREE-I > 30$ рассматриваются как неизмененные цирконы, со значениями $LREE-I < 10$ – как измененные, с промежуточным значением $30 > LREE-I > 10$ – как неопределенные. На рис. 9 приведены корреляции между $LREE-I$ и различными геохимическими параметрами цирконов. Согласно данной классификации, гранит-лейкогранитам первой интрузивной фазы (γ_1) соответствуют 2 анализа “неопределенных” цирконов и 18 анализов “неизмененных” цирконов, а гранит-лейкогранитам второй интрузивной фазы ($\gamma_2^{гф}$) – 2 анализа “измененных” цирконов, 9 анализов “неопределенных” цирконов и 9 анализов “неизмененных” цирконов. Корреляция между $LREE-I$ и Ce/Ce^* , Th/U , а также неформульными элементами наблюдается во всем диапазоне значений $LREE-I$. Следует также отметить, что в отличие от цирконов $\gamma_2^{гф}$ для цирконов γ_1 , где большинство точек отвечает “неизмененным” цирконам, отсутствует корреляция между $LREE-I$, содержанием Nb и соотношением Nb/Ta. Основываясь на полученных данных и морфологии цирконов, можно сделать вывод, что в гранит-лейкогранит-порфирах γ_1 главным образом присутствует неизменный магматический циркон, а в лейкогранитах $\gamma_2^{гф}$ циркон в большей степени испытал аутометасоматические преобразования.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

U-Pb изотопное датирование цирконов проведено для единичных кристаллов циркона магматического генезиса из гранит-лейкогранит-порфиров γ_1 (проба СК-16/5-1) и лейкогранитов $\gamma_2^{гф}$ (проба СК-16/10-2) Жаман-Койтасского массива (см. табл. 1). U-Pb изотопные исследования обеих проб проведены по точкам, отвечающим краевым и центральным частям кристаллов (рис. 10). Изотопные отношения 30 точек пробы СК-16/5-1 указывают на конкордантное значение возраста, равное 426 ± 3 млн лет (СКВО = 3.6). Изотопные отношения точек пробы СК-16/10-2 свидетельствуют о конкордантном значении возраста, равном 420 ± 4 млн лет (СКВО = 0.04). Следует отметить, что часть выбранных для датирования зон цирконов гранит-лейкогранитов обеих интрузивных фаз, а в особенности второй фазы ($\gamma_2^{гф}$), характеризуются наличием нерадиогенного свинца. Корректировка на нерадиогенный свинец по методу (Anderson, 2002) введена для 14 из 30 точек γ_1 и для 14 из 18 точек $\gamma_2^{гф}$ в предположении конкордантности возраста, что объясняет значительное различие в СКВО возрастов между исследованными пробами. Таким образом, в пределах погрешности U-Pb возраст цирконов из обеих магматических фаз Жаман-Койтасского массива совпадает и отвечает верхнему силуру. Представленные в настоящей статье геохронологические данные не противоречат ранее полученным оценкам возраста и позволяют надежно разграничить время формирования гранит-лейкогранитов карабулакского и боровского комплексов (Летников и др., 2009б; Дегтярев, 2012).

Для лейкогранитов карабулакского комплекса ранее U-Pb изотопным методом по циркону возраст определен полукольцевой залежи запад-

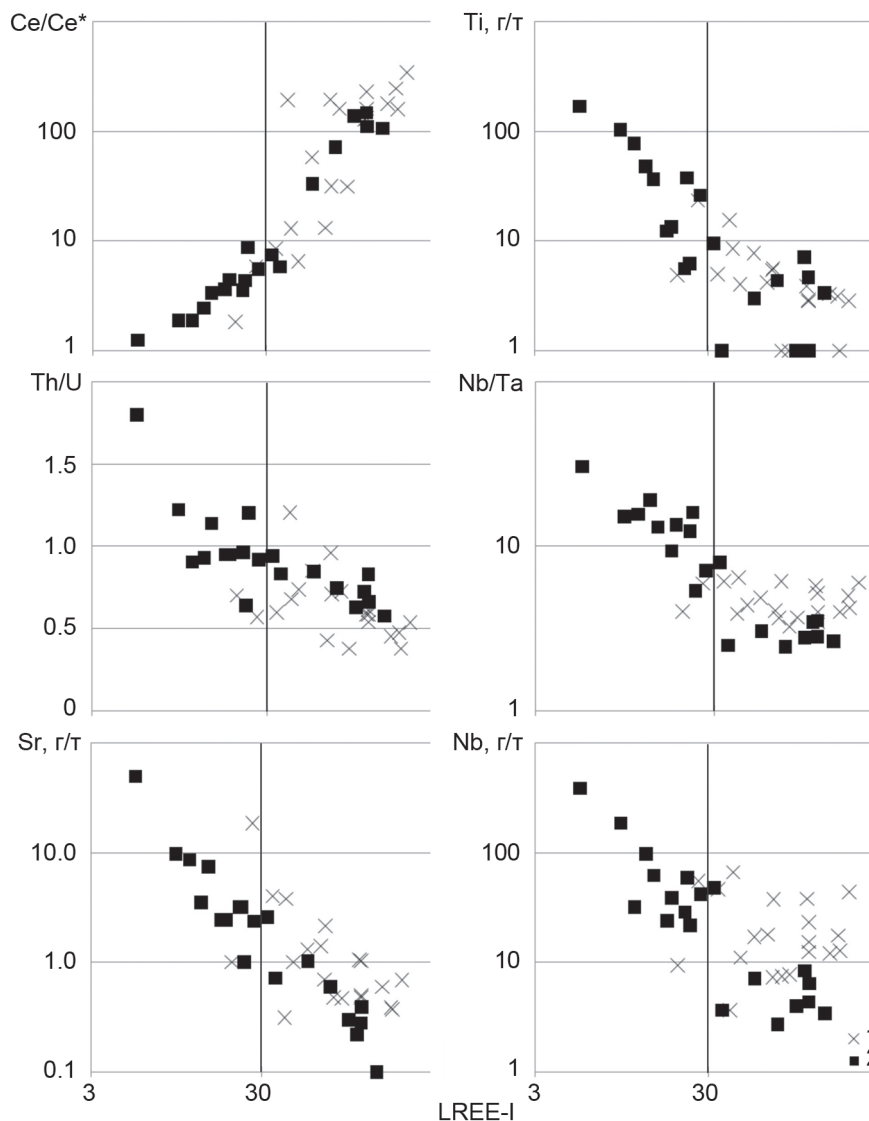


Рис. 9. Корреляции между индексом гидротермальной альтерации (LREE-I) и геохимическими параметрами цирконов из гранит-лейкогранитов первой (1) и второй (2) интрузивных фаз Жаман-Койтасского массива. Вертикальной чертой отмечено граничное значение LREE-I = 30 (Bell et al., 2016).

Fig. 9. Correlations between the hydrothermal alteration index (LREE-I) and geochemical parameters of zircons from granite-leucogranites of the first (1) and second (2) intrusive phases of the Zhaman-Koitass massif.

A vertical line marks the limit value of LREE-I = 30 (Bell et al., 2016).

ной части Макинского массива (431 ± 2 млн лет). В Аккольском массиве датированы среднезернистые аляскитовые граниты в северной части массива, для которых получен возраст 428 ± 3 млн лет (SHRIMP-II) (неопубликованные данные Р. Зельмана, Д.В. Алексеева и А.А. Третьякова, (Дегтярев, 2012)). Эти данные позволяют относить карабулакский комплекс лейкократовых и аляскитовых гранитов к нижнему силуру.

Для гранит-лейкогранитов *боровского комплекса* Ф.А. Летниковым с соавторами (2009б) проведено датирование центральных частей Боровско-

го и Жукейского массивов Rb-Sr методом по валовым пробам и U-Pb методом по акцессорным цирконам. Для крупнозернистых гранитов Боровского массива получена оценка возраста их кристаллизации U-Pb методом 428 ± 4 млн лет, а для гранитов Жукейского массива – 427 ± 2 млн лет. Rb-Sr датировки гранитов центральной части Боровского массива составили 422 ± 2 млн лет (Шатагин и др., 2001). Возраст кристаллизации краевых мелкозернистых гранитов Боровского массива – 423 ± 4 млн лет (Летников и др., 2009б). Эти U-Pb изотопные датировки реперных массивов *боровского комплек-*

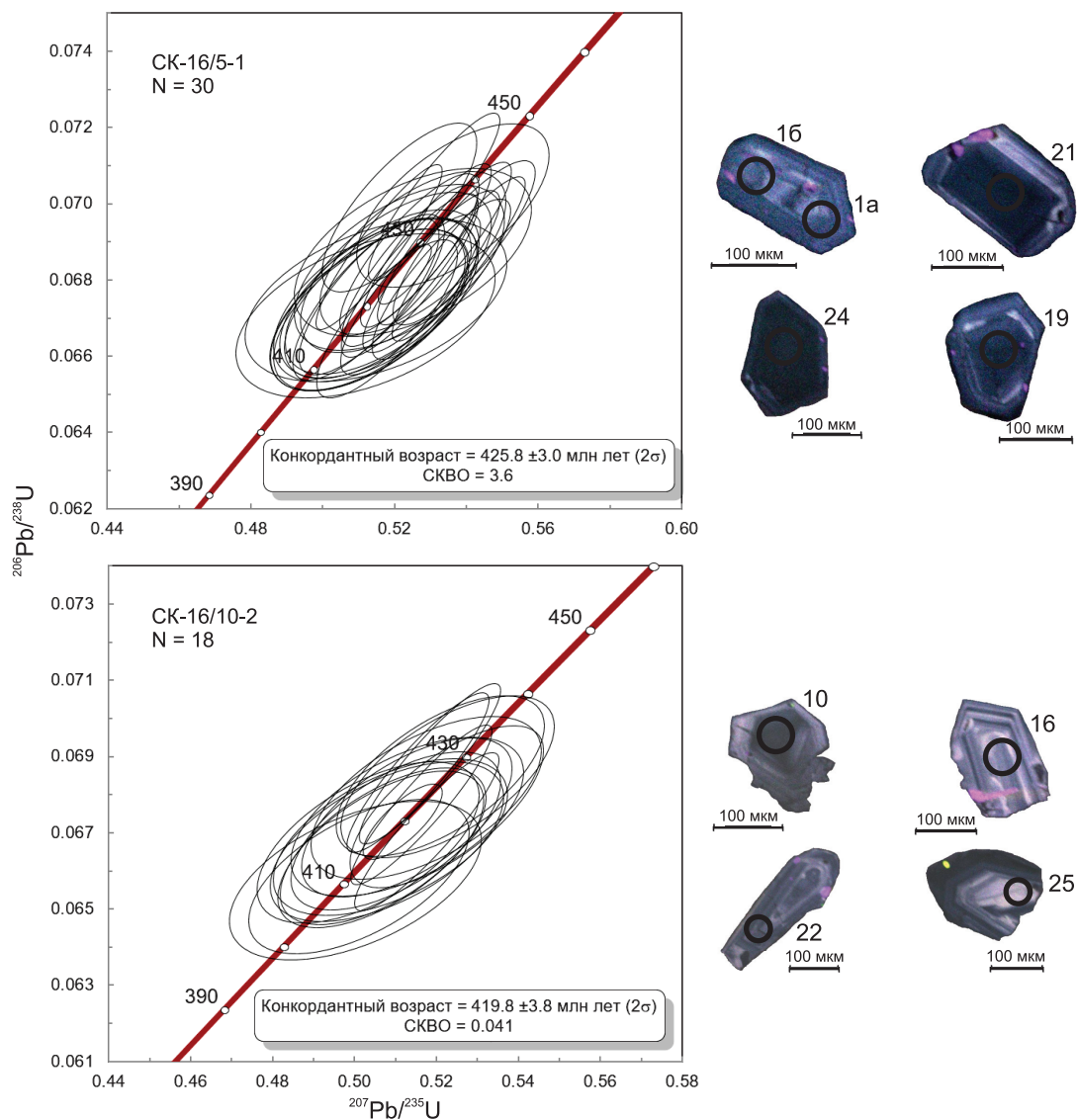


Рис. 10. Диаграммы U-Pb-систем с конкордиями для цирконов из гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива.

СК-16/5-1 – гранит-лейкогранит-порфиры γ_1 , СК-16/10-2 – лейкограниты $\gamma_2^{\text{лф}}$. N – число экспериментальных точек. Справа приведены катодолуминесцентные изображения зерен цирконов с номерами экспериментальных точек.

Fig. 10. Diagrams of U-Pb systems with concordia for zircons from granite-leucogranites of the Zhaman-Koitass massif.

СК-16/5-1 – granite-leucogranite-porphyry γ_1 , СК-16/10-2 – leucogranites $\gamma_2^{\text{лф}}$. N – quantity of experimental points. On the right are cathodoluminescent images of zircon grains with numbers of experimental points.

са позволяют отнести время его формирования к непосредственной границе раннего и позднего силура (гомерский/горстийский века – 427.4 ± 0.5 млн лет). В связи с этим обращает на себя внимание, что Rb-Sr изохронные возрасты, полученные по валовым пробам, имеют более молодые значения 422 ± 4 млн лет (Шатагин и др., 2001). С этой оценкой согласуется U-Pb изотопный возраст мелкозернистых гранитов Боровского массива (423 ± 4 млн лет) (Летников и др., 2009б). Таким образом, можно считать доказанным, что гранит-лейкограниты

Боровского комплекса относятся к началу позднего силура (лурдфордский ярус) и, следовательно, эта породная группа является финальным звеном в эволюции гранитоидного магматизма Степнякского сегмента каледонид Северного Казахстана.

Геохимическая характеристика. Сравнительный анализ показал, что по своим петрогеохимическим характеристикам гранит-лейкограниты Жаман-Койтасского массива очень близки к гранитоидам боровского (на примере Боровского массива) и карабулакского комплексов: породы обо-

их комплексов характеризуются переходной глиноземистостью ($Al/(Na + K + Ca) = 0.9–1.1$) и отвечают высококалиевой известково-щелочной серии ($K_2O/Na_2O = 1.1–1.45$, $K_2O + Na_2O = 7.0–9.0$ мас. %) (Шатагин и др., 2001; Дегтярев, 2012). Гранитоиды Жаман-Койтасского и Боровского массивов характеризуются практически идентичными спектрами распределения РЗЭ ($La_n/Yb_n = 10–20$, $Eu/Eu^* = 0.2–0.4$) (Шатагин и др., 2001). Различия в редкоэлементном составе выражаются в том, что в сравнении с Боровским массивом ($Rb = 199.2$ г/т, $Sr = 126$ г/т, $Rb/Sr = 1.6$) (Шатагин и др., 2001) гранитоиды Жаман-Койтасского массива характеризуются несколько более низкими содержаниями Rb и Sr (77–149 и 58–128 г/т соответственно, $Rb/Sr = 0.60–2.0$). В свою очередь, в отличие от гранитоидов Боровского и Жаман-Койтасского массивов, гранитоиды карабулакского комплекса имеют более высокие содержания Rb (100–300 г/т), высокие значения Rb/Sr отношения (до 25) и обогащения тяжёлыми РЗЭ ($La_n/Yb_n = 3.0–4.5$) (Дегтярев, 2012).

Вместе с тем отмечаются существенные различия петрогеохимического состава упомянутых выше гранитоидов с гранитоидами крыккудукского типа. Все гранитоиды крыккудукского комплекса являются низкоглиноземистыми ($Al/(Na + K + Ca) < 1.1$) и принадлежат к низкокалиевой известково-щелочной серии ($K_2O/Na_2O = 0.2–0.9$, $K_2O + Na_2O = 4.67–4.36$ мас. %) Мультиэлементные диаграммы редких элементов характеризуются явно выраженным дефицитом Nb, Ta и Ti и обогащением Sr и Ba, а графики распределения РЗЭ – умеренным фракционированием редких земель ($La_n/Yb_n = 2.5–14.5$) и отрицательной европиевой аномалией $Eu/Eu^* = 0.4–0.9$). По этим характеристикам устанавливается принадлежность гранитоидов крыккудукского комплекса к гранитам I-типа (Дегтярев, 2012).

Геодинамический анализ показал, что тектоническое расслоение коры в Степнякском сегменте каледонид Северного Казахстана определялось коллизией кембрийско-раннеордовикских островных дуг с докембрийским континентальным блоком и, как следствие, была сформирована сложнопостроенная континентальная окраина. На этой окраине в среднем-позднем ордовике произошло заложение Чингиз-Северотяньшаньской островодужной системы (Дегтярев, 2012). В силуре фронт островодужного вулканизма сместился во внутреннюю часть Казахстанского ороклаина и Степнякский сегмент оказался в тыловой части вулканического пояса. В рамках геодинамической модели К.Е. Дегтярева (2012) ордовикские и силурийские гранитоиды рассматриваются как продукты плавления метамагматических пород нижней коры с последующим перемещением образовавшихся расплавов на ее верхние горизонты, при этом более ранние граниты крыккудукского типа сохраняют “надсубдукционные” геохимические метки. Однако значимый

временной разрыв между ордовикскими гранитоидами крыккудукского комплекса (448 ± 2 млн лет) и рассмотренными выше силурийскими гранит-лейкогранитами карабулакского и боровского комплексов (431–426 млн лет) дает основание предполагать существенную смену геодинамических обстановок. Учитывая, что гранитоиды крыккудукского комплекса слагают гигантские межформационные батолиты, а гранит-лейкограниты карабулакского и боровского комплексов – конкордантные плоскоцилиндрические интрузивные массивы на порядок меньшего масштаба, можно сделать предварительный вывод о смене геодинамической обстановки от надсубдукционной к трансформной окраинно-континентальной, где субдукция и тангенциальные движения сменяются косым сдвигом литосферных плит (Ханчук и др., 1997).

Позиция составов гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива на диаграмме ($Na_2O + K_2O$)– $5Fe_2O_3$ – $5(CaO + MgO)$ (рис. 11a) (Гребенников, 2014) позволяет уточнить обстановку внедрения. Подавляющее большинство фигуративных точек попадает в поле A_2 , характеризующее магматические ассоциации локальных режимов растяжения в геодинамических условиях внутриконтинентальных и окраинно-континентального типов. На диаграммах Вейлина (Whalen et al., 1987) фигуративные точки гранит-лейкогранит-порфиров γ_1 ложатся в поле А-гранитов на границе с полем FG (фракционированных гранитов), в то время как лейкограниты $\gamma_2^{гф}$ целиком ложатся в поле FG (фракционированных гранитов), вероятнее всего, являясь дифференциатами первых (рис. 11б).

В настоящее время имеется ограниченное количество данных об изотопном составе неодима в силурийских гранитах Северного Казахстана. Для гранит-лейкогранитов Макинского и Аккольского массивов карабулакского комплекса ϵNd составляет -0.2 – $(+2.3)$, модельный возраст – 1100 млн лет (Шатагин и др., 2001; Летников и др., 2009а, б; Дегтярев, 2012). Наши данные по изотопному составу неодима и стронция (табл. 5, 6) хорошо согласуются с результатами предшествующих исследований. Обращает на себя внимание совпадение модельных возрастов силурийских гранит-лейкогранитов и гранитоидов позднеордовикских массивов крыккудукского типа, что дает основание предполагать сходство компонента протолита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Породы Жаман-Койтасского интрузивного массива (Северный Казахстан) представлены двухфазно внедряющимися субщелочными лейкогранитами, которые по совокупности петрогеохимических признаков ($SiO_2 = 72.8–75.4$ мас. %, $Na_2O + K_2O = 7.5–8.8$ мас. %, $K_2O/Na_2O = 1.11–1.25$, $\Sigma PЗЭ = 120–231$ г/т, $(La/Yb)_n = 10–22$,

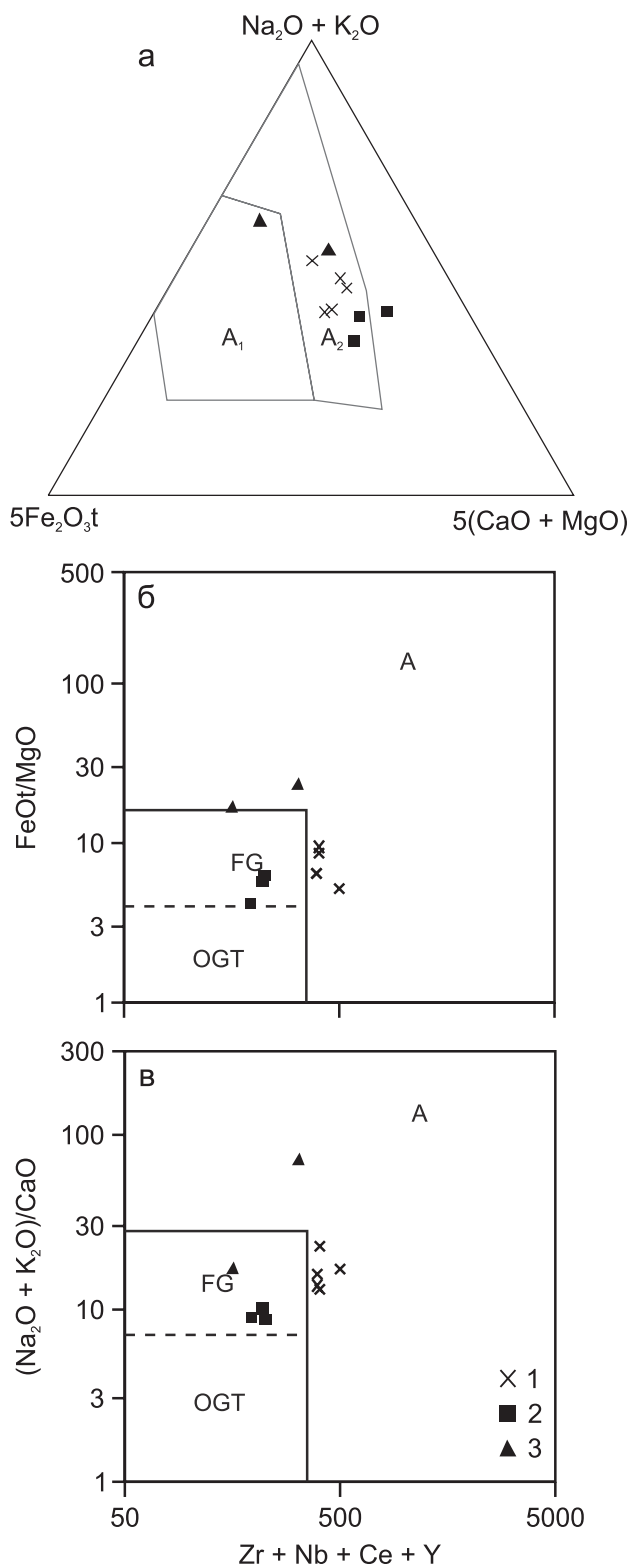


Рис. 11. Положение составов гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива на классификационных геодинамических диаграммах для гранитов А-типа.

а. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-5\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}-5(\text{CaO} + \text{MgO})$ (мол. кол-во) (Гребенников, 2014). Поля на диаграмме: A_1 – кремнекислые породы внутриплитных геодинамических

обстановок, A_2 – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов.

б. FeOt/MgO (мас. %)– $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ (г/г) (Whalen et al., 1987).

в. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ (мас. %)– $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ (г/г) (Whalen et al., 1987). Поля на диаграммах: А – граниты А-типа, FG – фракционированные граниты, OGT – нефракционированные граниты М-, I- и S-типов.

1 – гранит-лейкогранит-порфиры γ_1 , 2 – лейкограниты γ_2^{rf} , 3 – аплиты A_3 .

Fig. 11. Position of Zhaman-Koitass granite-leucogranites on the classification geodynamic diagrams for A-type granites.

а. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-5\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}-5(\text{CaO} + \text{MgO})$ (mol.) (Grebennikov, 2014). Fields in the diagram: A_1 – acidic magmatic rocks of intraplate geodynamic settings, A_2 – acidic magmatic associations manifested in geodynamic conditions of intra- and marginal-continental types.

б. FeOt/MgO (wt %)– $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ (ppm) (Whalen et al., 1987).

в. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ (wt %)– $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ (ppm) (Whalen et al., 1987). Fields in the diagrams: A – type granites, FG – fractionated granites, OGT – unfractionated granites of M-, I- and S-types.

1 – granite-leucogranite-porphyry γ_1 ; 2 – leucogranites γ_2^{rf} ; 3 – aplites A_3 .

$\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2-0.4$) отвечают гранитам А-типа. Фигуративные точки их составов лежат в поле A_2 , характеризующем магматические ассоциации локальных режимов растяжения в геодинамических условиях внутриконтинентальных и окраинно-континентального типов (Гребенников, 2014). Этому не противоречит и позиция точек на диаграмме Пирса (граница между полями VAG и WPG).

2. Установленные конкордантные U-Pb (по цирконам) датировки гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского для первой (425 ± 3 млн лет) и второй (419.8 ± 3.8 млн) интрузивных фаз с учетом погрешности практически идентичны и отвечают силуру. Полученные геохронологические данные, наряду со сходством химического состава пород, доказывают принадлежность гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива к боровскому комплексу.

3. Согласно представлениям об истории геодинамического развития Степнякского сегмента каледонид Северного Казахстана и его обрамления, ордовикские гранитоиды крыккудукского комплекса (448 ± 2 млн лет) формировались в условиях островодужной системы и предшествовали внедрению силурийских гранитоидов карабулакского и боровского комплексов (431–426 млн лет). Различия в составе серий, химическом составе пород и возрастной разрыв, существующий между ордовикскими и силурийскими интрузивами, позволяют предполагать смену геодинамической обстановки за этот период времени от надсубдукционной к трансформной окраинно-континентальной.

Таблица 5. Результаты Sm-Nd изотопного исследования гранит-лейкогранитов боровского комплекса, Северный Казахстан**Table 5.** Sm-Nd isotope study of the Borovsk granite-leucogranites complex, Northern Kazakhstan

№ п.п.	№ пробы	Возраст	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon(\text{T})$	T(DM), млн лет	T(DM-2), млн лет
1	К-26	423 (Rb-Sr)	7.94	41.261	0.11633	0.512467	0.98	1070	1099
2	СК-16/5-1	426 (U-Pb)	7.48	40.297	0.112203	0.512543	-1.86	915	991
3	СК-16/10-2	420 (U-Pb)	2.447	16.363	0.090399	0.512576	-1.22	712	937

Примечание. 1 – Боровской массив (Шатагин и др., 2001); 2, 3 – Жаман-Койтасский массив (Восточное интрузивное тело): 2 – гранит-лейкогранит-порфиры γ_1 , 3 – лейкограниты $\gamma_2^{\text{вб}}$, авторские данные; анализы выполнены в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты).

Note. 1 – Borovsk massif (Shatagin et al., 2001); 2, 3 – Zhaman-Koitass massif (Eastern intrusive body): 2 – granite-leucogranite-porphyry γ_1 , 3 – leucogranites $\gamma_2^{\text{вб}}$, author's data; analyses were carried out by the Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia.

Таблица 6. Результаты Rb-Sr изотопного исследования гранит-лейкогранитов (валовые пробы) боровского комплекса, Северный Казахстан**Table 6.** Rb-Sr isotope study of the Borovsk granite-leucogranites complex (common samples), Northern Kazakhstan

№ п.п.	№ пробы	Возраст, млн лет	Rb, г/т	Sr, г/т	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$
1	К-26	423 (Rb-Sr)	199.2	126	4.563	0.73318	0.7041
2	СК-16/5-1	426 (U-Pb)*	119	103	3.331695	0.722694	0.7026
3	СК-16/10-2	420 (U-Pb)*	85.8	129	1.923115	0.715442	0.7040

Примечание. 1 – Боровской массив (Шатагин и др., 2001); 2, 3 – Жаман-Койтасский массив (Восточное интрузивное тело): 2 – гранит-лейкогранит-порфиры γ_1 , 3 – лейкограниты $\gamma_2^{\text{вб}}$, авторские данные; $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ значения пересчитаны, исходя из U-Pb изотопного возраста по цирконам; аналитик – В.Ю. Киселева (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Note. 1 – Borovsk massif (Shatagin et al., 2001); 2, 3 – Zhaman-Koitass massif (Eastern intrusive body): 2 – granite-leucogranite-porphyry γ_1 , 3 – leucogranites $\gamma_2^{\text{вб}}$, author's data; $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ values were calculated, based on the U-Pb isotopic age of zircons; analyses were carried out by the V.Yu. Kiseleva (IGM SB RAS, Novosibirsk).

Благодарности

Авторы благодарны академику Ф.А. Летникову, члену-корреспонденту РАН Н.Н. Круку, д.г.-м.н. О.М. Туркиной за обсуждение научных вопросов, рассматриваемых в настоящей статье, и конструктивные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бушляков И.Н., Холоднов В.В. (1986) Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 191 с.
- Геологическая карта СССР. (1962а) М-6 1 : 1 000 000. Л. N-43 (Омск). Объяснит. записка. (Ред. В.П. Казаринов, И.И. Краснов, П.А. Кукин, Т.И. Осылко, Н.Н. Ростовцев). М.: Госгеолтехиздат, 265 с.
- Геологическая карта СССР. (1962б) М-6 1 : 200 000. Сер. Карагандинская. Л. N-43-XXV. Объяснит. записка. (Ред. Р.А. Борукаев). М.: Госгеолтехиздат, 95 с.
- Гребенников А.В. (2014) Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики. *Геология и геофизика*, **55**(9), 1356-1373. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.08.003>
- Дегтярев К.Е. (1999) Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 123 с.
- Дегтярев К.Е. (2010) Каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня: строение, тектоническая эволюция и процессы формирования континентальной коры. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 50 с.
- Дегтярев К.Е. (2012) Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 289 с.
- Летников Ф.А. (1975) Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 216 с.
- Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Левченков О.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д. (2009а) Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: U-Pb возраст и тектоническое положение. *Докл. АН*, **424**(2), 222-226.
- Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Левченков О.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д. (2009б) Силурийские граниты Северного Казахстана: U-Pb возраст и тектоническая позиция. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **17**(3), 46-54.
- Магматизм Северного Казахстана. (1988) (Под ред. А.А. Абдулина). Алма-Ата: Наука, 168 с.
- Магматические горные породы. (1983) (Под ред. О.А. Богатикова). Т. 1. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. 1. М.: Наука, 368 с.
- Магматические комплексы Казахстана: Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система. (1982) (Под ред. М.А. Абдулкабиров). Алма-Ата: Наука, 236 с.

- Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В., Белоусова Е.А. (2016) Редкие элементы и изотопный состав гафния как индикаторы генезиса циркона при эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы (ильмено-вишневогорский комплекс, Урал, Россия). *Геология и геофизика*, **57**(6), 1135-1154.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноножкин С.М. (2012) Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после сплавления с LiBO₂. *Аналитика и контроль*, **16**(2), 134-142.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. (1997) Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России. *Тектоника Азии*. М.: ГЕОС, 240-243.
- Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б. (2001) Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов. *Геотектоника*, (5), 26-44.
- Andersen T. (2002) Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb. *Chem. Geol.*, **192**, 59-79.
- Bell E.A., Boehnke P., Harrison M.T. (2016) Recovering the primary geochemistry of Jack Hills zircons through quantitative estimates of chemical alteration. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **191**, 187-202.
- Belousova E.A., Griffin W.I., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.V., Mindil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. (2004) Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem. Geol.*, **205**, 115-140.
- Exterier F., La Fontaine A., Corcoran C., Piazzolo S., Belousova E., Peng Z., Gault B., Saxey D.W., Fougereuse D., Reddy S.M., Pedrazzini S., Bagot P.A.J., Moody M.P., Langelier B., Moser D.E., Botton G.A., Vogel F., Thompson G.B., Blanchard P.T., Chiaramonti A.N., Reinhard D.A., Rice K.P., Schreiber D.K., Kruska K., Wang J., Cairney J.M. (2018) Atom probe tomography analysis of the reference zircon GJ-1: An interlaboratory study. *Chem. Geol.*, **495**, 27-35.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. (Ed. P. Sylvester). *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, **40**, 307-311.
- Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D., Chappell B.W. (2000) Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: and integrated approach. *J. Petrol.*, **41**, 1365-1396.
- Hoskin P.O.W., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-62.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry to in-situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, **211**, 47-69.
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Piazzolo S., Belousova E., La Fontaine A., Corcoran C., Cairney J.M. (2017) Trace element homogeneity from micron- to atom scale: Implication for the suitability of the zircon GJ-1 as a trace element reference material. *Chem. Geol.*, **456**, 10-18.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. (2008) Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, **249**, 1-35.
- Sokolova E.V., Hawthorne F.C., Della Ventura G., Kartashov P.M. (2004) Chevkinita-(Ce): Crystal structure and the effect of moderate radiation-induced, damage on site-occupancy refinement, Locality: Mongolia, Crystal (1). *Canad. Miner.*, **42**, 1013-1025.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 407-419.
- Yuan H.L., Gao S., Dia M.N., Zong C.L., Günter D., Fontaine G.H., Liu X.M., Diwu C.R. (2008) Simultaneous determination of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. *Chem. Geol.*, **247**, 100-118.

REFERENCES

- Degtyarev K.E. (2012) Tectonic evolution of the Early Paleozoic island-arc systems and the formation of the continental crust of the Caledonides of Kazakhstan. Moscow, GEOS Publ., 289 p. (In Russ.)
- Exertier F., La Fontaine A., Corcoran C., Piazzolo S., Belousova E., Peng Z., Gault B., Saxey D.W., Fougereuse D., Reddy S.M., Pedrazzini S., Bagot P.A.J., Moody M.P., Langelier B., Moser D.E., Botton G.A., Vogel F., Thompson G.B., Blanchard P.T., Chiaramonti A.N., Reinhard D.A., Rice K.P., Schreiber D.K., Kruska K., Wang J., Cairney J.M. (2018) Atom probe tomography analysis of the reference zircon GJ-1: An interlaboratory study. *Chem. Geol.*, **495**, 27-35.
- Geological map of the USSR. (1962a) Scale 1 : 1 000 000. Sheet N-43 (Omsk). Explanatory note. (Ed. V.P. Kazarinov, I.I. Krasnov, P.A. Kukin, T.I. Osynko, N.N. Rostovtsev). Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 265 p. (In Russ.)
- Geological map of the USSR. (1962b) Scale 1 : 200 000. Karaganda series. Sheet N-43-XXV. Explanatory note. (Ed. R.A. Borukaev). Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 95 p. (In Russ.)
- Grebennikov A.V. (2014) A-Type granites and related rocks: petrogenesis and classification. *Geol. Geofiz.*, **55**(9), 1074-1086. (In Russ.)
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. (Ed. P. Sylvester). *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, **40**, 307-311.
- Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D., Chappell B.W. (2000) Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: and integrated approach. *J. Petrol.*, **41**, 1365-1396.
- Hoskin P.O.W., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-62.
- Igneous rocks. (1983) (Ed. O.A. Bogatikov). V. 1. Classification, nomenclature, petrography. Pt 1. Moscow, Nauka Publ., 368 p. (In Russ.)
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry to in-situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, **211**, 47-69.
- Khanchuk A.I., Golozubov V.V., Martynov Yu.A., Simonenko V.P. (1997) Early Cretaceous and Paleogene transform continental margins (California type) The Russian Far East. *Tectonics of Asia*. Moscow, GEOS Publ., 240-243. (In Russ.)
- Letnikov F.A. (1975) Granitoids of blocky regions. Novosibirsk, Nauka Publ., 216 p. (In Russ.)
- Letnikov F.A., Kotov A.B., Degtyarev K.E., Sal'nikova E.B., Levchenkov O.A., Shershakova M.M., Shershakov A.V., Rizvanova N.G., Makeev A.F., Tolkachev M.D. (2009a) Late Ordovician granitoids of Northern Kazakhstan: U-Pb age and tectonic position. *Dokl. Akad. Nauk*, **424**(2), 222-226. (In Russ.)
- Letnikov F.A., Kotov A.B., Degtyarev K.E., Sal'nikova E.B., Levchenkov O.A., Shershakova M.M., Shershakov A.V., Rizvanova N.G., Makeev A.F., Tolkachev M.D. (2009b) Silurian granites of Northern Kazakhstan: U-Pb age and tectonic position. *Stratigr. Geol. Correl.*, **17**(3), 275-282 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **17**(3), 46-54).
- Magmatic complexes of Kazakhstan: Kokchetav-North Tien Shan folded system. (Ed. M.A. Abdulkabirov). (1982) Alma-Ata, Nauka Publ., 236 p. (In Russ.)
- Magmatism of Northern Kazakhstan. (1988) (Ed. A.A. Abdullin). Alma-Ata, Nauka Publ., 168 p. (In Russ.)
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Nedosekova I.L., Belyatskii B.V., Belousova E.A. (2016) Rare elements and isotopic composition of hafnium as indicators of zircon genesis during the evolution of the alkaline-carbonatite magmatic system (Ilmeno-Vishnevogorsky complex, Ural, Russia). *Geol. Geofiz.*, **57**(6), 1135-1154. (In Russ.)
- Nikolaeva I.V., Paleskii S.V., Chirko O.S., Chernonozhkin S.M. (2012) Determination of basic and impurity elements in silicate rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after fusion with LiBO₂. *Analitika i Kontrol'*, **16**(2), 134-142. (In Russ.)
- Piazzolo S., Belousova E., La Fontaine A., Corcoran C., Cairney J.M. (2017) Trace element homogeneity from micron- to atom scale: Implication for the suitability of the zircon GJ-1 as a trace element reference material. *Chem. Geol.*, **456**, 10-18.
- Shatagin K.N., Degtyarev K.E., Golubev V.N., Astrakhansev O.V., Kuznetsov N.B. (2001) Vertical and lateral heterogeneity of the crust of Northern Kazakhstan: data of geochronological and isotope-geochemical study of Paleozoic granitoids. *Geotektonika*, **5**, 26-44. (In Russ.)
- Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. (2008) Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, **249**, 1-35.
- Sokolova E.V., Hawthorne F.C., Della Ventura G., Kartashov P.M. (2004) Chevkinit-(Ce): Crystal structure and the effect of moderate radiation-induced, damage on site-occupancy refinement, Locality: Mongolia, Crystal (1). *Canad. Miner.*, **42**, 1013-1025.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 407-419.
- Yuan H.L., Gao S., Dia M.N., Zong C.L., Günter D., Fontaine G.H., Liu X.M., Diwu C.R. (2008) Simultaneous determination of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. *Chem. Geol.*, **247**, 100-118.