

УДК 551.2:552.3

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, ВОЗРАСТ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ ПЫРКАТАГИНСКОГО МАССИВА, АРКТИЧЕСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ ЧУКОТКИ, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ

© 2025 г. М. В. Лучицкая^{1,*}, Е. В. Ватрушкина¹, К. Н. Мазуркевич²,
член-корреспондент РАН С. Д. Соколов¹

Поступило 20.08.2024 г.

После доработки 25.09.2024 г.

Принято к публикации 30.09.2024 г.

В статье приведены первые U–Th–Pb-оценки возраста по цирконам для гранитоидов Пыркатагинского массива, расположенного в центральной части Куульского поднятия Анойско-Чукотской складчатой системы на побережье Восточно-Сибирского моря. Они указывают на внедрение гранитоидов в альбское время (106–104 млн лет), что соответствует интервалу альбского гранитоидного магматизма Чаунской провинции Чукотки (110–100 млн лет) и совпадает с апт-альбским постколлизийным растяжением после завершения коллизии микроконтинента Чукотка–Арктическая Аляска и Сибирского континента с ранее аккретированным Колымо-Омолонским микроконтинентом. Повышенная щёлочность и геохимические характеристики гранитоидов Пыркатагинского массива, такие как обогащённость крупноионными литофильными элементами и лёгкими редкими землями, деплетированность по Ta, Nb, Ba, Sr сближают их с другими постколлизийными гранитоидами Чаунской провинции. Проведено сопоставление гранитоидов массива по ряду геохимических критериев и гранитоидов с Cu–Au-, W–Mo-, W, Sn и Au–(Bi)-минерализацией.

Ключевые слова: гранитоиды, Пыркатагинский массив, циркон, Чукотка, постколлизийное растяжение, альбская Чаунская гранитоидная провинция, минерализация

DOI: 10.31857/S2686739725010051 EDN: GXBKTR

ВВЕДЕНИЕ

На Чукотке широко проявлен этап раннемелового (апт-альбского) гранитоидного магматизма [2, 3]. Он связан с постколлизийным растяжением, которое сопровождается образованием структур гранитно-метаморфических куполов, наложенных впадин в континентальной части и рифтовых впадин на шельфе арктических морей [4, 5]. Собственно коллизия микроконтинента

Чукотка–Арктическая Аляска с Сибирским континентом завершилась в конце раннего мела (готериве–барреме) закрытием позднеюрского остаточного Южно-Анойского турбидитового бассейна и формированием покровно-складчатой структуры [4].

Ряд авторов разделяют Чукотский пояс гранитоидных плутонов на две провинции: альбскую (Чаунскую) и аптскую (Билибинскую или Тытельвеевскую) по преобладанию гранитоидов того или иного возраста, хотя границы данных провинций проводятся по-разному [1, 2, 6].

С Чаунской провинцией гранитоидов непосредственно связан одноимённый верхнемеловой Чаунский металлогенический пояс [7]. Главными типами оруденения в этом поясе являются касситерит-силикатно-сульфидное, Sn–W-грейзеновое, Sn-порфировое и связанное

¹ Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

* E-mail: luchitskaya@ginras.ru

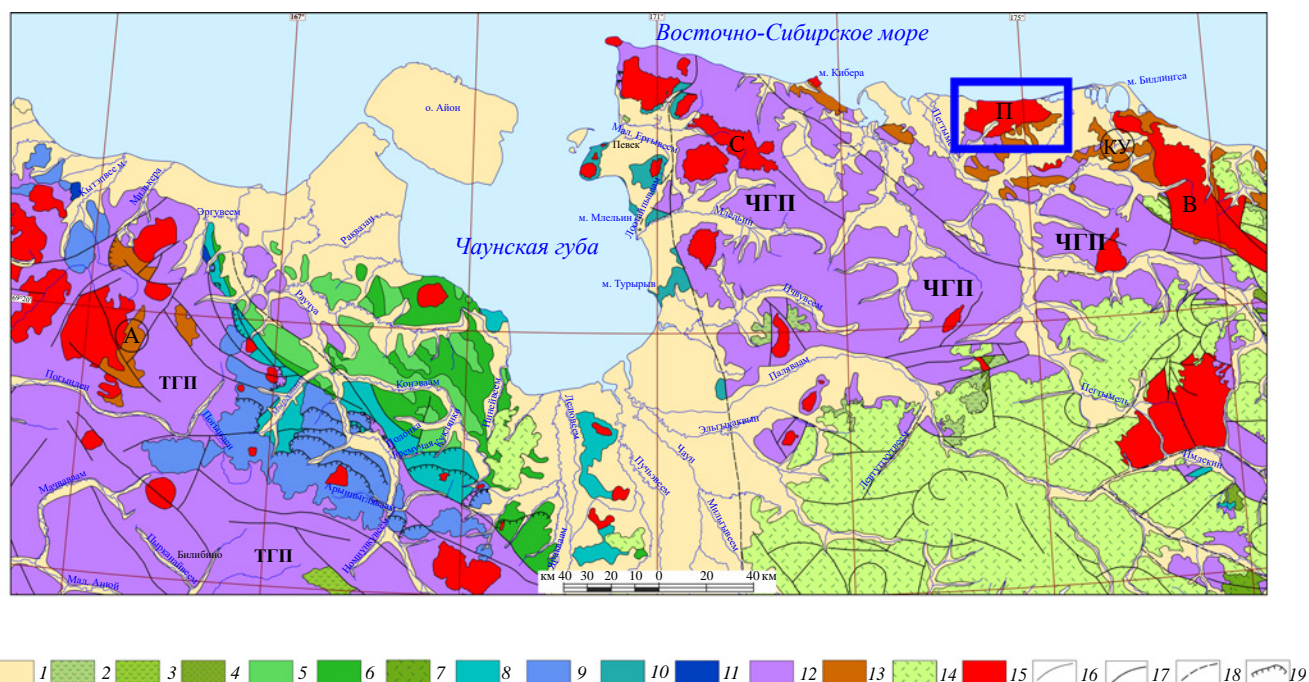


Рис. 1. Геологическая карта Анюйско-Чукотской складчатой системы (по [9] с изменениями). 1 – кайнозойский осадочный чехол; 2 – этчикуньский альбский вулканический комплекс; 3 – Тытельвеевский аптский вулканический комплекс; 4 – апт-альбские континентальные угленосные отложения; 5 – валанжинские терригенные отложения; 6 – берриасские терригенные отложения; 7 – берриасские вулканогенные отложения; 8 – волжские вулканогенно-терригенные отложения; 9 – оксфорд-кимериджские терригенные отложения; 10 – нерасчленённые верхнеюрско-нижнемеловые отложения; 11 – нижнеюрские терригенные отложения; 12 – триасовые терригенные отложения; 13 – палеозойские терригенно-карбонатные отложения; 14 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 15 – меловой интрузивный комплекс; 16 – геологические границы; 17–19 – тектонические нарушения: 17 – установленные, 18 – скрытые, 19 – надвиги. Буквы в кружках – тектонические поднятия: КУ – Куульское, А – Алярмаутское. ЧГП – альбская Чаунская гранитоидная провинция; ТГП – аптская Тытельвеевская гранитоидная провинция [1]. Массивы: П – Пыркатагинский, В – Велиткенайский, С – Северный. Синий прямоугольник – район работ

с гранитоидами золотое [7]. Зарубежные исследователи объединяют пояса с такими типами оруденения в Au–Bi–Sn–W-провинции, связанные с гранитоидами, наиболее известная из которых средне-позднемелового возраста – Тинтина на Аляске (например, [8]).

Крупные гранитоидные массивы Чукотского пояса имеют двухфазное строение: ранняя фаза представлена порфировидными монцонитоидами или гранодиоритами, биотит-амфиболовыми гранитами, а поздняя – субщелочными гранитами или лейкогранитами [9].

Рассматриваемые в статье гранитоиды Пыркатагинского массива, расположенного в центральной части Куульского поднятия на арктическом побережье Восточно-Сибирского моря (рис. 1) и имеющего двухфазное строение, принадлежат к группе раннемеловых интрузивных образований по материалам Анюйско-Чаунской серийной легенды ГК-200; прецизионные

геохронологические данные, как и данные о редкоэлементном составе для гранитоидов массива отсутствуют.

В настоящей статье мы представляем первые U–Pb SIMS-данные о возрасте гранитоидов двух интрузивных фаз Пыркатагинского массива и петро-геохимическую характеристику гранитоидов, что позволило провести их геохимическую типизацию и отнести к апт-альбскому постколлиззионному этапу развития Чукотских мезозойских гранитоидов. Проведено сопоставление гранитоидов Пыркатагинского массива по ряду геохимических критериев и гранитоидов с различными видами минерализации.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Куульское поднятие расположено в северной части Анюйско-Чукотской складчатой системы

и вытянуто в СЗ-направлении вдоль арктического побережья Восточно-Чукотского моря восточнее мыса Кибера примерно на 200 км при ширине от 10 до 50 км (см. рис. 1). В центральной части поднятия обнажены преимущественно терригенные девонские и терригенно-карбонатные нижне-среднекаменноугольные толщи, которые со стратиграфическим несогласием перекрываются терригенными отложениями верхней перми — триаса.

Пыркатагинский массив расположен в центральной части Куульского поднятия, имеет площадь около 400 км² и представляет собой вытянутое в широтном направлении интрузивное тело с пологими контактами, дискордантное простирающимся складчатых структур вмещающих отложений палеозоя и триаса (рис. 2). Северная часть массива скрыта под водами Восточно-Сибирского моря. По данным гравиметрических работ М.Б. Рыбакова (1964) Пыркатагинский массив представляет собой лакколитообразное тело мощностью около 4 км.

Гранитоиды Пыркатагинского массива прорывают терригенно-карбонатные толщи девона, каменноугольные терригенно-карбонатные толщи и терригенные толщи перми и нижне-среднего триаса (см. рис. 2). В южной части массива гранитоиды содержат ксенолиты вмещающих пород [10]. Гранитоиды образуют многочисленные останцы (кекуры) разнообразной формы среди элювиальных развалов на поверхности массива (рис. 3 а–в). Осадочные породы вблизи массива превращены в кордиерит-плагиоклаз-кварц-биотитовые и биотит-кварцевые роговики; ширина выходов роговиков составляет от 600 до 1100 м [10].

Пыркатагинский массив сложен гранитоидами двух фаз внедрения. Ранняя фаза представлена порфировидными амфибол-биотитовыми средне-крупнозернистыми гранитами, слагающими центральную часть массива и порфировидными средне-крупнозернистыми гранодиоритами (рис. 3 д) периферических частей массива, между которыми существуют постепенные переходы, местами в гранитоидах присутствует шлировая текстура (рис. 3 г). Порфировые включения розоватого калиевого полевого шпата в гранитоидах составляют 20–25%, их размер колеблется от 1 до 6 см. Среди пород ранней фазы описаны также кварцевые сиениты, образующие небольшие линейно вытянутые гнезда и жилы с расплывчатыми очертаниями, не показанные в масштабе карты [10]. Они отличаются от порфировидных гранодиоритов более высоким содержанием вкрапленников калиевого полевого шпата.

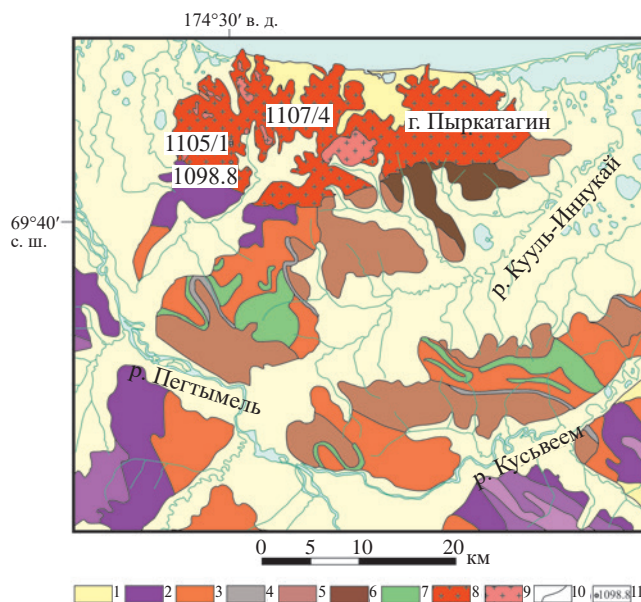


Рис. 2. Геологическая карта Пыркатагинского массива и его обрамления (по [10]). 1 — четвертичные отложения; 2 — нижне-среднетриасовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, линзовидные прослои гравелитов и конгломератов; 3 — пермско-триасовые углисто-глинистые сланцы, алевролиты и известковистые песчаники; 4 — каменноугольные известняки, конгломераты, гравелиты, песчаники; 5 — верхнедевонские песчаники известковистые, глинисто-известковистые и кремнисто-серицитовые сланцы, алевролиты, известняки; 6 — нижне-среднедевонские песчаники кварцевые и известковистые, алевролиты, сланцы глинистые и углисто-глинистые, линзы известняков; 7 — аюйский габбро-долеритовый гипабиссальный комплекс: силлы и изометричные тела габброидов; 8 — порфировидные гранодиориты и граниты ранней фазы; 9 — лейкократовые мелкозернистые граниты поздней фазы; 10 — геологические границы; 11 — места отбора и номера геохронологических проб

Гранитоиды ранней фазы содержат редкие округлые включения более мелкозернистых и меланократовых пород, размером 10–15 см, часто с порфировыми вкрапленниками калиевого полевого шпата (рис. 3 з), по составу отвечающие монцитонам.

К поздней фазе относятся мелкозернистые лейкократовые субщелочные граниты (рис. 3 ж), образующие локальные выходы в центральной и западной частях массива и имеющие секущие контакты с гранитоидами ранней фазы. Гранитоиды обеих фаз секутся дайками гранит-порфиров, рандиорит-порфиров, гранит-аплитов (рис. 3 е), монцодиорит-порфиров.



Рис. 3. Фото Пыркатагинского массива и слагающих его гранитоидов. а–в — вид массива с останцами гранитоидов; г — полосчатая текстура в гранитоидах ранней фазы; д — порфировидный гранодиорит ранней фазы; е — дайка гранит-аплитов в порфировидных гранитах ранней фазы; ж — элювиальные развалы мелкозернистых лейкократовых гранитов поздней фазы; з — включение монцонитов в гранодиоритах ранней фазы

Гранодиориты имеют порфировидную гипидиоморфную структуру. Порфировые вкрапления представлены калиевым полевым шпатом, в меньшей степени плагиоклазом. Основная масса сложена плагиоклазом (35–45%), калиевым полевым шпатом (20–25%), кварцем (20–25%), оливково-зелёным амфиболом + коричневым биотитом (10–12%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, эпидотом, ортитом, рудным минералом (пиритом).

Среди минералов тяжёлой фракции выделены гематит, алмадин, магнетит, монацит, рутил, турмалин, флюорит, анатаз, молибденит, касситерит. Меньше представлены арсенопирит, барит, киноварь, галенит, халькопирит, шеелит, церуссит [10].

Граниты имеют порфировидную гипидиоморфную структуру и сложены теми же минералами, что и гранодиориты, но в них возрастают содержания кварца (30–35%) и калиевого полевого шпата (35–40%) и уменьшается количество темноцветных минералов (5–7%).

Субщелочные лейкократовые граниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру с участками графической и сложены плагиоклазом (30–35%), калиевым полевым шпатом (35–40%), кварцем (25–30%), биотитом (<5%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом.

Минералы тяжёлой фракции в гранитах представлены ильменитом, магнетитом, ортитом, турмалином, флюоритом, анатазом, молибденитом,

галенитом, пиритом, базальтической роговой обманкой, эпидотом [10].

Монцониты из меланократовых включений в гранодиоритах ранней фазы имеют гипидиоморфную структуру с участками монцонитовой и сложены оливково-зелёной роговой обманкой (20–25%), калиевым полевым шпатом (30–40%), плагиоклазом (30–35%), кварцем (<5%). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, эпидотом.

Гранит-порфиры из даек обладают порфировой структурой с вкраплениями калиевого полевого шпата, кварца и единичного биотита. Основная масса мелкозернистая и сложена кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом в равных количествах и редкими мелкими лейстами хлоритизированного биотита. Аксессуары представлены сфеном, цирконом, ортитом.

Монцодиорит-порфиры из даек имеют порфировую структуру с вкраплениями плагиоклаза, амфибола, биотита, единичного кварца. Основная масса микролитно-зернистая и сложена пироксеном, эпидотом, полевыми шпатами и редким кварцем.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение циркона проводилось в ГИН РАН по стандартной методике с использованием тяжёлых жидкостей. Геохронологические исследования локальным U–Th–Pb-методом (SIMS,

SHRIMP-II) выполнены в Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского по методике, описанной в [11].

Цирконы выделены из 3 образцов: порфировидных гранодиоритов и гранитов ранней фазы Пыркатагинского массива и субщелочных лейкократовых гранитов поздней фазы.

Кристаллы циркона из гранитоидов обеих фаз на микрофотографиях, выполненных в режиме катодолюминесценции, обладают коротко- и длиннопризматическим габитусом, размеры кристаллов варьируют от 150 до 370 мкм ($Kudl = 1.5-3.5$) (рис. 4 а). Циркон характеризуется хорошо выраженной осцилляторной магматической зональностью, а ядерные части в ряде случаев имеют сложное неоднородное строение (см. рис. 4 а). Анализировались только участки циркона с осцилляторной зональностью. Величина Th/U -отношения в анализированном цирконе изменяется от 0.31 до 0.73 (табл. 1).

Конкордатные возрасты циркона из порфировидных гранодиоритов и гранитов ранней фазы Пыркатагинского массива составляют 105 ± 1 и 106 ± 1 млн лет; субщелочных лейкократовых гранитов поздней фазы — 104 ± 1 млн лет (см. табл. 1). Полученные оценки возраста совпадают в пределах ошибки для гранитоидов обеих фаз, отражают возраст кристаллизации магматического циркона и соответствуют раннему мелу (альбу).

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Анализ породообразующих элементов осуществлялся в аккредитованной лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва, Россия) рентгенофлуоресцентным методом с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer (фирма "Bruker", Германия) и программного обеспечения "Spectra-Plus".

Анализ элементов-примесей был проведён в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (г. Черноголовка, Московская обл., Россия) методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, "Thermo Jarrell Ash", США) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7, "Thermo Elemental", США).

Все рассматриваемые породы Пыркатагинского массива по соотношению суммы щелочей и кремнезёма относятся к породам умеренной

щёлочности: гранодиориты и граниты ранней фазы (SiO_2 64.7–73.2%, Na_2O+K_2O 7.13–8.84%) — к граносиенитам и умеренно-щелочным гранитам, субщелочные лейкократовые граниты поздней фазы и гранит-порфиры из даек (SiO_2 74.5–76.74%, Na_2O+K_2O 8.05–9.51%) — умеренно-щелочным лейкогранитам, монцониты из включений и монцодиорит-порфириты из даек (SiO_2 58.54–59.3%, Na_2O+K_2O 7.62–9.15%) — монцонитам (рис. 5 а; табл. 2). Точки составов гранитоидов находятся в поле гранитоидов Чаунской провинции [1], в которой преобладают гранитоиды альбского возраста (рис. 1, 5). По соотношению K_2O и SiO_2 гранитоиды обеих фаз Пыркатагинского массива относятся к высоко-калиевой и частично к шошонитовой серии.

На диаграммах Б.Р. Фроста с соавторами [12] гранитоиды обеих фаз относятся преимущественно к магнезиальным ($Fe^* = 0.59-0.80$), известково-щелочным и щёлочно-известковым образованиям ($MALI = 3.71-8.93$), характеризуются низкой и умеренной глинозёмистостью ($ASI = 0.89-1.06$) (см. рис. 5 б–г).

Вариации главных элементов в гранитоидах обеих фаз в зависимости от содержания SiO_2 демонстрируют хорошо выраженные тренды уменьшения содержаний Al_2O_3 , CaO , $FeO_{tot} + TiO_2 + MgO$, P_2O_5 (рис. 6). Поведение Na_2O , K_2O относительно SiO_2 менее закономерно: их содержания в гранитоидах ранней фазы находятся приблизительно на одном уровне, а в гранитоидах поздней фазы они несколько выше. Монцониты из включений и даек образуют обособленные поля (см. рис. 6).

Содержания Zr , La , Sc , Sr также понижаются с ростом SiO_2 . Одновременное снижение содержаний Sr и увеличение содержаний Rb соответствует тренду фракционной кристаллизации [13]. Ковариации $FeO_{tot} + TiO_2 + MgO$ и SiO_2 в гранитоидах указывают на фракционирование амфибола и биотита, а ковариации Ba и Sr — плагиоклаза и калиевого полевого шпата (см. рис. 6).

Граносиениты и умеренно-щелочные граниты ранней фазы отличаются более высокими суммарными концентрациями примесных элементов в целом, имеют более высокие суммарные концентрации $P3Э$ (304–403 г/т) и Th , повышенные концентрации Co , Ni , V , Cr в сравнении с умеренно-щелочными лейкогранитами поздней фазы и гранит-аплитами из даек ($\Sigma P3Э$ 52–307 г/т) (табл. 2).

Граносиениты и умеренно-щелочные граниты ранней фазы имеют фракционированные распределения $P3Э$ с обогащением $LP3Э$ ($La_N/Lu_N = 21.61-29.72$; $La_N/Sm_N = 4.69-6.92$; $Gd_N/Lu_N = 2.18-2.73$) и отрицательной

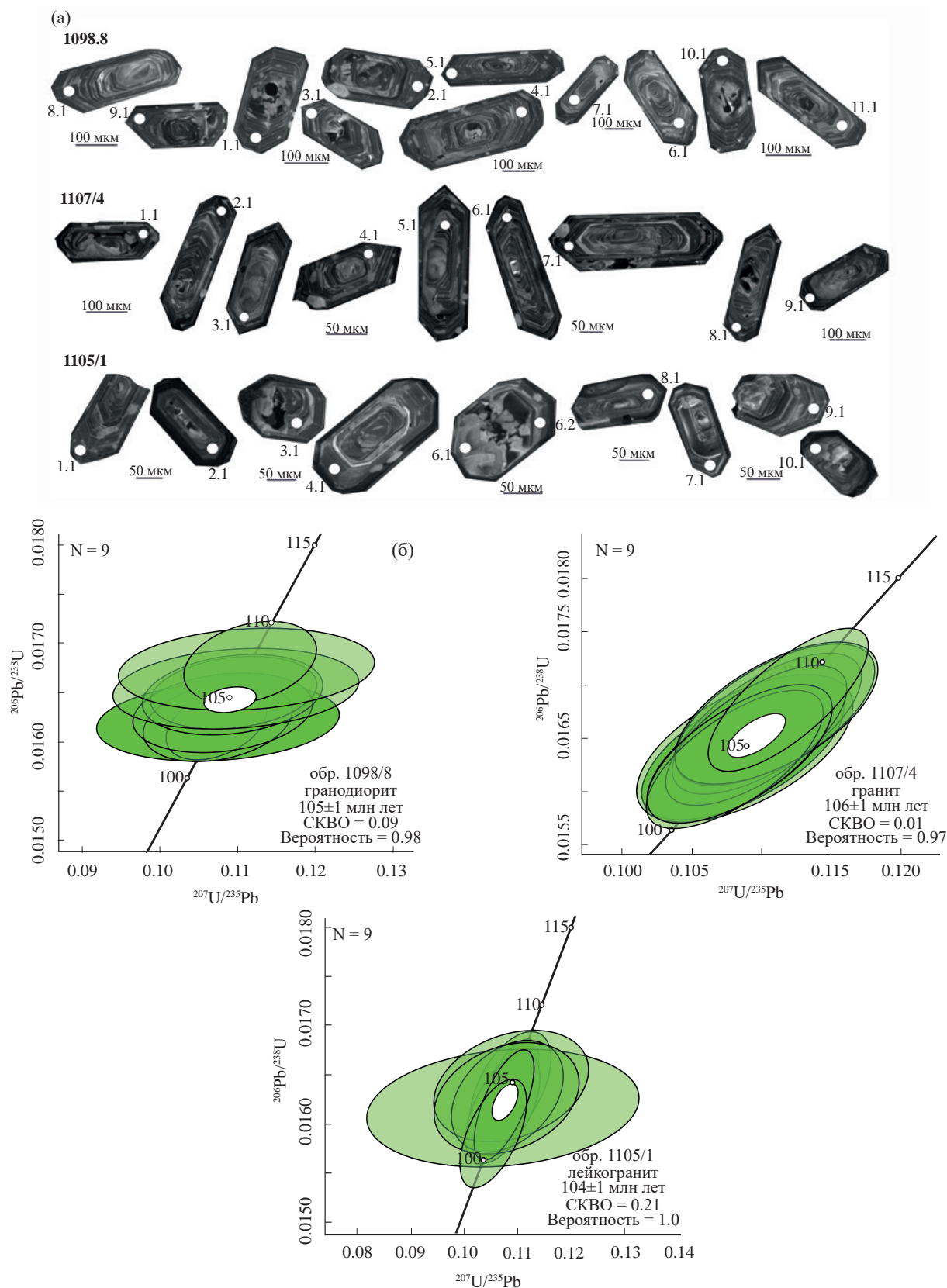


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона в режиме катодолуминесценции (а) и диаграммы с конкордией для циркона из гранодиорита (проба 1098.8), гранита (проба 1107/4) ранней фазы и лейкогранита (проба 1105/1) поздней фазы (б). Номера точек соответствуют номерам в табл. 1

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb SIMS-датирования циркона из гранитоидов Пыркатагинского массива

Точка анализа	Pb _c , %	U, г/т	Th, г/т	Pb*, г/т	²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет		Отношения изотопов						коэфф. корр.
						²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (2)	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (1)	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (1)	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (1)	±%	
1098.8 – гранодиорит ранней фазы; 105±1 млн лет, 69°44'13.9", 174°28'13.6"														
1098-8_7.1	0.20	1122	795	15.3	0.73	102	1	0.048	2.7	0.105	3.0	0.016	1.3	.420
1098-8_5.1	0.55	854	448	11.9	0.54	103	1	0.048	5.8	0.107	5.9	0.016	1.0	.173
1098-8_10.1	0.13	1686	771	23.5	0.47	103	1	0.049	2.2	0.110	2.4	0.016	0.9	.388
1098-8_6.1	0.27	778	376	10.9	0.50	104	1	0.048	3.4	0.107	3.6	0.016	1.0	.278
1098-8_8.1	0.40	1172	481	16.4	0.42	104	1	0.048	4.2	0.108	4.3	0.016	1.0	.226
1098-8_4.1	0.41	1715	595	24.3	0.36	106	1	0.045	4.1	0.102	4.2	0.016	0.9	.224
1098-8_11.1	0.59	742	297	10.6	0.41	106	1	0.046	6.6	0.105	6.7	0.016	1.1	.161
1098-8_3.1	0.38	1165	501	16.6	0.44	106	1	0.049	4.1	0.112	4.2	0.017	1.0	.231
1098-8_9.1	0.57	1632	719	23.3	0.46	106	1	0.051	5.4	0.116	5.5	0.017	1.0	.177
1098-8_2.1	0.55	1338	600	19.3	0.46	107	1	0.047	6.0	0.109	6.1	0.017	1.0	.165
1098-8_1.1	0.16	1534	728	22.1	0.49	107	1	0.047	3.0	0.111	3.1	0.017	1.0	.307
1107/4 – гранит ранней фазы; 106±1 млн лет; 69°47'21.8", 174°35'19.1"														
1107-4-1.1	0.00	1018	491	14.3	0.50	105	2	0.049	2.1	0.110	2.7	0.016	1.6	.615
1107-4-2.1	0.00	1354	818	19	0.62	105	2	0.048	1.9	0.109	2.5	0.016	1.6	.650
1107-4-3.1	0.00	798	356	11.2	0.46	105	2	0.048	2.4	0.109	2.9	0.016	1.7	.580
1107-4-4.1	0.00	1256	811	17.9	0.67	106	2	0.048	1.8	0.110	2.5	0.017	1.6	.664
1107-4-5.1	0.07	1130	776	16.2	0.71	107	2	0.049	1.9	0.113	2.6	0.017	1.6	.622
1107-4-6.1	0.00	1314	743	18.7	0.58	106	2	0.049	1.8	0.111	2.4	0.017	1.6	.671
1107-4-7.1	0.00	1349	793	19.3	0.61	107	2	0.047	2.1	0.109	2.7	0.017	1.6	.612
1107-4-8.1	0.00	1549	669	21.7	0.45	104	2	0.048	1.7	0.107	2.4	0.016	1.6	.688
1107-4-9.1	0.00	1244	843	17.5	0.70	105	2	0.048	1.9	0.108	2.5	0.016	1.6	.659
1107-4-10.1	0.00	2189	771	31.7	0.36	108	2	0.047	1.4	0.110	2.1	0.017	1.6	.751
1105/1 – лейкогранит поздней фазы; 104±1 млн лет; 69°46'8.13", 174°29'23.3"														
1105-1_1.1	0.09	1973	891	28.9	0.47	109	1	0.049	1.5	0.114	2.1	0.017	1.4	.676
1105-1_2.1	0.11	1683	710	23.5	0.44	104	1	0.047	1.7	0.106	2.2	0.016	1.4	.635
1105-1_3.1	0.10	1425	606	20.1	0.44	105	1	0.048	2.4	0.109	2.8	0.016	1.4	.513
1105-1_4.1	0.09	1087	425	15.1	0.40	103	1	0.049	2.1	0.109	2.6	0.016	1.4	.557
1105-1_5.1	3.93	1634	491	23.7	0.31	103	1	0.052	8.8	0.116	8.9	0.016	1.5	.168
1105-1_6.1	1.77	1418	441	20.4	0.32	105	1	0.052	4.7	0.119	5	0.016	1.4	.292
1105-1_6.2	0.41	1085	205	15.2	0.19	104	1	0.047	3.7	0.105	4	0.016	1.4	.361
1105-1_7.1	0.47	1358	812	19.0	0.62	104	1	0.047	5.0	0.105	5.2	0.016	1.4	.277
1105-1_8.1	0.04	1586	744	22.1	0.48	104	1	0.048	1.6	0.108	2.1	0.016	1.4	.662
1105-1_9.1	0.13	1535	642	21.0	0.43	102	1	0.048	2.0	0.104	2.4	0.016	1.4	.580

Примечание. Ошибка на уровне 1-сигма; Pb_c и Pb* – природный и радиогенный свинец соответственно. (1) – скорректировано на ²⁰⁴Pb, (2) – скорректировано на ²⁰⁷Pb, коэф. корр. – коэффициент корреляции ошибок.

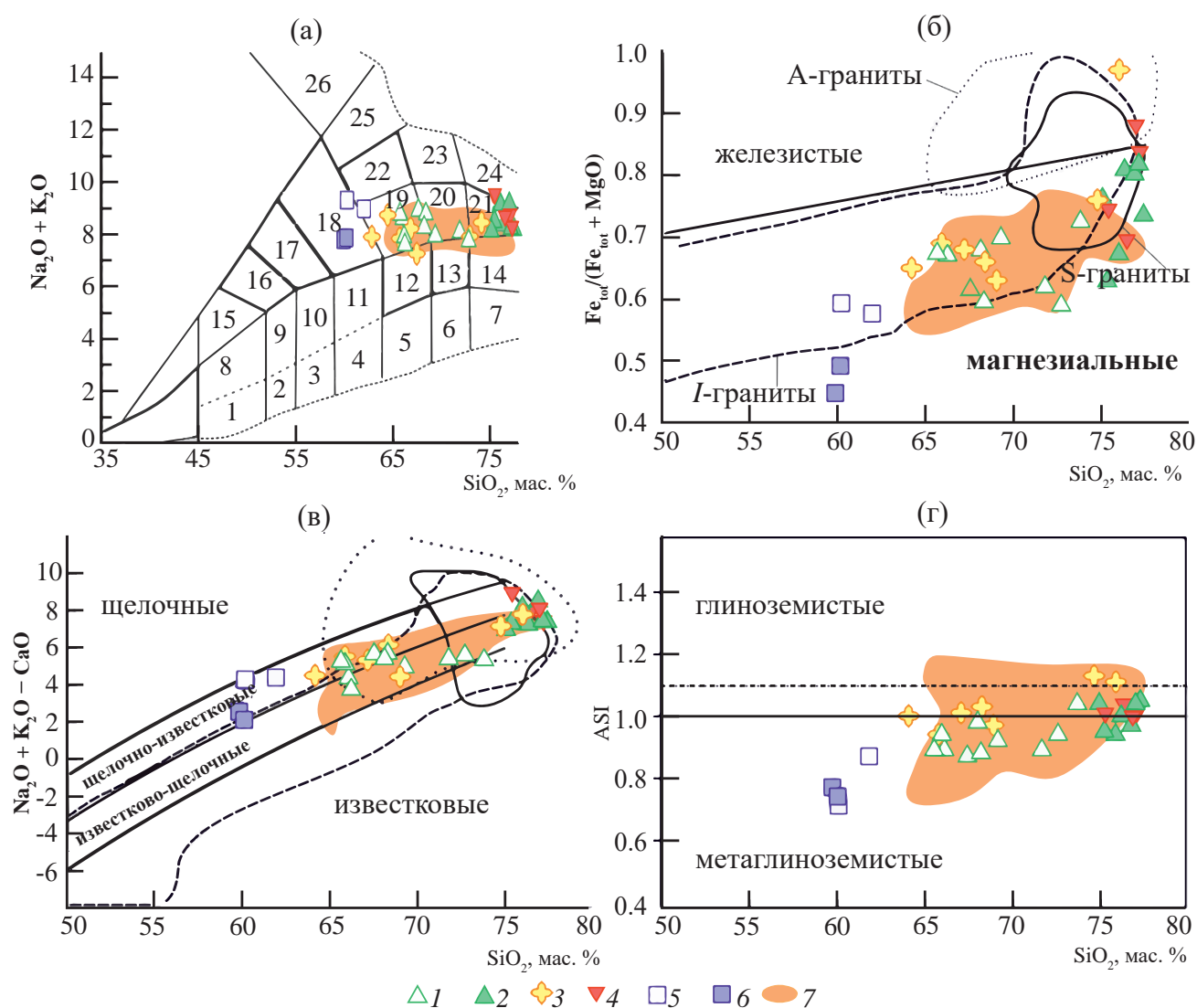


Рис. 5. Диаграммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (а), $\text{Fe}_{\text{tot}}/(\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ (в), $\text{ASI} - \text{SiO}_2$ (г) для гранитоидов Пыркатагинского массива. 1 – низкощелочные габбро, 2 – низкощелочные габбро-диориты, 3 – низкощелочные диориты, 4 – низкощелочные кварцевые диориты, 5 – низкощелочные гранодиориты, 6 – низкощелочные граниты, 7 – низкощелочные лейкограниты, 8 – габбро, 9 – габбро-диориты, 10 – диориты, 11 – кварцевые диориты, 12 – гранодиориты, 13 – граниты; 14 – лейкограниты, 15 – монцогаббро, 16 – монцогаббро-диориты, 17 – монцодиориты, 18 – монциты, 19 – граносиениты, 20 – умеренно-щелочные граниты, 21 – умеренно-щелочные лейкограниты, 22 – сиениты, 23 – щелочные граниты, 24 – щелочные лейкограниты, 25 – щелочные сиениты, 26 – фойдитовые сиениты. 1 – граносиениты, умеренно-щелочные граниты ранней фазы; 2 – умеренно-щелочные лейкограниты поздней фазы; 3 – гранитоиды массива по [6]; 4 – гранит-аплиты из даек; 5 – монциты из включений в гранитоидах ранней фазы; 6 – монцит-порфиры из даек; 7 – поле гранитоидов Чаунской провинции по [1]

Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.38-0.59$) (рис. 7 а). Распределение РЗЭ для пород ранней фазы в целом вписывается в поле гранитоидов и ортогнейсов Чукотского пояса [2] и отличается от гранитоидов Чаунской провинции более фракционированным характером и менее проявленной отрицательной Eu-аномалией (см. рис. 7 а).

Монциты из включений в граносиенитах ранней фазы и из даек имеют распределения

РЗЭ, аналогичные гранитоидам ранней фазы: $\text{La}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 10.68-30.74$; $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 2.90-5.09$; $\text{Gd}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 2.41-3.53$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.44-0.64$ (рис. 7 в).

Умеренно-щелочные лейкограниты поздней фазы и гранит-аплиты из даек также характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ($\text{La}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 8.10-40.10$; $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 2.82-12.23$; $\text{Gd}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 0.38-1.93$)

Таблица 2. Химический состав гранитоидов Пыркатагинского массива

Образец	1107/2	1102/2	1098/9	1104/2	1104/1	1110/2	1110/1	1100/6	1100/4	1098/1	1098/2	1100/2	1099/1
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	64.7	64.9	65.5	65.5	67.00	67.6	67.75	68.6	71.24	72.03	73.2	74.5	75.70
TiO ₂	0.61	0.62	0.63	0.69	0.56	0.52	0.49	0.47	0.40	0.45	0.44	0.30	0.19
Al ₂ O ₃	15.20	15.00	15.40	14.70	14.67	15.00	14.47	14.20	13.45	12.75	12.80	12.70	12.33
Fe ₂ O ₃	1.15	1	0.85	1.18	0.89	0.89	0.68	0.83	0.95	1.10	0.73	0.73	0.47
FeO	2.8	3.09	3.27	3.22	2.00	2.47	2.01	2.56	1.15	1.23	1.95	1.23	0.41
MnO	0.07	0.08	0.10	0.08	0.07	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.02	0.00
MgO	1.86	1.85	1.91	2.08	1.76	1.55	1.79	1.43	1.23	1.55	0.99	0.59	0.41
CaO	3.42	3.37	3.5	3.8	3.21	2.83	3.05	2.94	2.66	2.13	1.83	1.13	1.00
Na ₂ O	2.88	2.77	2.84	2.69	2.81	2.48	2.77	2.76	2.85	2.58	2.3	2.55	2.41
K ₂ O	5.76	5.69	4.99	4.82	6.03	5.72	5.93	5.09	5.17	5.09	4.83	5.5	6.68
P ₂ O ₅	0.25	0.26	0.25	0.28	0.32	0.22	0.27	0.18	0.20	0.22	0.14	0.088	0.07
п.п.п.	0.55	0.5	0.39	0.42	0.46	0.45	0.49	0.4	0.53	0.67	0.6	0.45	0.25
Сумма	99.25	99.13	99.63	99.46	99.78	99.79	99.77	99.53	99.88	99.86	99.86	99.79	99.92
Li	—	—	—	—	67.6	—	76.8	—	70.8	63.8	—	—	61.5
Be	—	—	—	—	6.8	—	7.0	—	9.4	7.3	—	—	7.5
Sc	—	—	—	—	6.4	—	5.4	—	4.5	4.2	—	—	2.1
V	—	—	—	—	57.6	—	51.2	—	33.2	30.6	—	—	10.6
Cr	—	—	—	—	19.6	—	22.7	—	19.4	9.4	—	—	5.3
Co	—	—	—	—	9.1	—	8.3	—	6.2	5.8	—	—	1.8
Ni	—	—	—	—	10.7	—	10.5	—	8.9	5.9	—	—	1.9
Zn	—	—	—	—	42.6	—	48.2	—	39.2	37.8	—	—	12.6
Ga	—	—	—	—	16.9	—	16.9	—	16.2	14.9	—	—	13.3
Rb	—	—	—	—	352	—	348	—	379	371	—	—	417
Sr	—	—	—	—	556	—	538	—	347	279	—	—	141
Y	—	—	—	—	28.0	—	24.2	—	18.4	29.3	—	—	25.3
Zr	—	—	—	—	277	—	168	—	185	240	—	—	115
Nb	—	—	—	—	19.9	—	16.8	—	18.0	23.1	—	—	23.8
Mo	—	—	—	—	1.5	—	1.0	—	2.7	1.9	—	—	1.1
Sn	—	—	—	—	6.6	—	5.6	—	4.5	10.1	—	—	5.9
Sb	—	—	—	—	0.25	—	0.23	—	0.32	0.19	—	—	0.24
Cs	—	—	—	—	29.0	—	20.8	—	31.1	19.2	—	—	28.3
Ba	—	—	—	—	1163	—	1022	—	403	328	—	—	221
La	—	—	98.8	—	94.7	—	71.3	133	74.9	86.6	85.6	45.1	28.4
Ce	—	—	196	—	188	—	135	240	124	146	157	73.2	63.3
Pr	—	—	21.5	—	19.2	—	14.9	25.4	12.3	15.4	16.1	6.28	7.5
Nd	—	—	75.2	—	66.6	—	53.6	88.2	40.7	53	57	20.5	28.9
Sm	—	—	11.4	—	11.4	—	9.8	12.4	7.1	10.1	9.87	2.8	6.5

Таблица 2. Продолжение

Образец	1107/2	1102/2	1098/9	1104/2	1104/1	1110/2	1110/1	1100/6	1100/4	1098/1	1098/2	1100/2	1099/1
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Eu	—	—	1.88	—	1.8	—	1.5	1.45	1.1	1.1	0.97	0.45	0.69
Gd	—	—	10.2	—	7.9	—	6.6	10.7	4.8	7.1	8.66	2.51	4.7
Tb	—	—	1.17	—	1.1	—	0.90	1.28	0.65	1.0	1.04	0.33	0.71
Dy	—	—	6.39	—	5.2	—	4.6	6.7	3.2	5.4	5.87	1.53	4.1
Ho	—	—	1.06	—	0.95	—	0.85	1.15	0.59	0.96	0.91	0.27	0.78
Er	—	—	2.89	—	2.5	—	2.2	2.95	1.7	2.6	2.66	0.83	2.3
Tm	—	—	0.37	—	0.35	—	0.32	0.42	0.24	0.39	0.37	0.11	0.35
Yb	—	—	2.57	—	2.5	—	2.1	2.96	1.8	2.6	2.75	1.04	2.5
Lu	—	—	0.49	—	0.36	—	0.30	0.55	0.27	0.38	0.42	0.23	0.38
Hf	—	—	—	—	7.1	—	4.3	—	4.9	6.9	—	—	3.8
Ta	—	—	—	—	1.9	—	1.5	—	1.8	2.5	—	—	2.9
W	—	—	—	—	9.4	—	9.4	—	10.8	7.0	—	—	2.7
Pb	—	—	—	—	62.2	—	64.9	—	65.4	56.9	—	—	79.0
Bi	—	—	—	—	0.23	—	0.28	—	0.16	0.22	—	—	0.36
Th	—	—	—	—	55.8	—	55.7	—	53.7	59.6	—	—	59.0
U	—	—	—	—	7.3	—	10.9	—	12.2	9.4	—	—	7.5

Таблица 2. Продолжение

Образец	1100/1	1099/2	1101/1	1105/1	1105/2	1110/4	1098/4	1110/5	1098/5	1104/3	1100/8	1108/1	1108/2
№ п.п.	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	74.88	76	76.67	76.74	76.3	75.10	75.83	76.3	76.4	58.67	59.3	58.54	58.9
TiO ₂	0.33	0.16	0.06	0.17	0.15	0.09	0.14	0.08	0.10	0.63	0.78	0.89	0.75
Al ₂ O ₃	12.07	12.60	12.74	12.33	12.20	13.60	12.81	12.40	12.20	15.69	14.10	14.22	14.60
Fe ₂ O ₃	0.70	0.53	0.18	0.35	0.55	0.28	0.40	0.5	0.45	1.30	1.74	1.62	1.36
FeO	0.82	0.62	0.17	0.43	0.58	0.27	0.35	0.44	0.58	2.69	4.21	3.44	3.67
MnO	0.03	0	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.03	0.09	0.14	0.09	0.09
MgO	0.86	0.26	0.08	0.27	0.24	0.18	0.31	0.12	0.19	2.84	3.96	6.04	5.05
CaO	1.17	1.11	0.68	0.75	0.75	0.58	0.70	0.6	0.81	4.13	4.91	5.09	5.62
Na ₂ O	2.57	2.6	3.32	2.73	2.69	3.46	2.78	3.15	2.85	2.42	2.15	2.27	2.33
K ₂ O	5.86	5.71	5.82	5.37	5.45	6.05	5.84	5.54	5.36	6.08	7.02	5.35	5.38
P ₂ O ₅	0.15	0.05	0.02	0.04	0.05	0.02	0.04	0.05	0.05	0.35	0.43	0.48	0.38
п.п.п.	0.47	0.27	0.24	0.76	0.57	0.33	0.73	0.34	0.46	4.81	0.52	1.58	1.29
Сумма	99.91	99.86	99.98	99.93	99.50	99.95	99.96	99.47	99.43	99.70	99.26	99.61	99.42
Li	51.2	—	24.5	30.2	—	25.5	49.0	—	—	68.8	—	104.7	—
Be	6.5	—	19.7	7.8	—	10.4	8.8	—	—	7.4	—	6.7	—

Примечание. 1–11 – граносиениты, умеренно-щелочные граниты ранней фазы; 12–18 – умеренно-щелочные лейкограниты поздней фазы; 19–22 – гранит-порфиры, гранит-аплиты из даек; 23, 24 – монцониты из включений в гранитоидах ранней фазы; 25, 26 – монцонит-порфириты из даек.

Таблица 2. Окончание

Образец	1100/1	1099/2	1101/1	1105/1	1105/2	1110/4	1098/4	1110/5	1098/5	1104/3	1100/8	1108/1	1108/2
№ п.п.	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Sc	2.6	—	0.80	0.74	—	0.68	0.76	—	—	11.0	—	14.8	—
V	26.1	—	2.4	7.6	—	3.5	6.2	—	—	59.1	—	96.4	—
Cr	15.4	—	9.0	11.3	—	9.9	10.5	—	—	123	—	240	—
Co	4.0	—	0.57	1.0	—	1.2	1.4	—	—	14.1	—	22.8	—
Ni	6.9	—	3.2	4.1	—	3.5	3.8	—	—	43.3	—	112	—
Zn	26.2	—	2.2	14.1	—	9.3	13.6	—	—	53.9	—	60.7	—
Ga	13.7	—	17.8	14.0	—	14.4	13.7	—	—	18.0	—	15.8	—
Rb	394	—	547	528	—	621	543	—	—	469	—	333	—
Sr	236	—	29.8	73.0	—	88.0	67.3	—	—	580	—	721	—
Y	15.5	—	5.4	3.9	—	5.3	6.7	—	—	29.1	—	30.8	—
Zr	157	—	65.6	70.9	—	103	68.9	—	—	235	—	283	—
Nb	15.9	—	56.5	12.0	—	18.0	13.8	—	—	18.9	—	19.4	—
Mo	3.5	—	1.7	2.3	—	0.10	0.78	—	—	1.9	—	1.2	—
Sn	4.8	—	1.7	5.0	—	1.8	3.8	—	—	5.7	—	5.4	—
Sb	0.24	—	0.22	0.22	—	0.27	0.26	—	—	0.74	—	0.53	—
Cs	25.4	—	26.1	36.1	—	49.2	39.0	—	—	38.8	—	40.2	—
Ba	224	—	25.5	52.4	—	66.1	67.1	—	—	1526	—	1491	—
La	91.5	38.5	15.8	11.0	—	25.6	26.8	—	31.6	98.2	58.8	101	—
Ce	144	76.2	25.1	36.8	—	47.9	48.3	—	56.3	176	143	199	—
Pr	12.8	7.78	2.1	1.8	—	3.7	4.0	—	4.54	19.8	17.5	23	—
Nd	40.5	26.3	5.6	5.8	—	10.0	12.1	—	14.7	70.6	70.8	85.6	—
Sm	6.1	4.37	0.83	1.0	—	1.3	2.0	—	2.12	12.4	13.1	15.3	—
Eu	0.67	0.61	0.073	0.19	—	0.18	0.22	—	0.25	2.2	1.78	2.5	—
Gd	3.8	3.74	0.56	0.73	—	0.80	1.2	—	1.65	8.5	11.5	10.1	—
Tb	0.52	0.5	0.094	0.11	—	0.13	0.18	—	0.22	1.1	1.31	1.3	—
Dy	2.7	2.83	0.56	0.59	—	0.73	1.0	—	1.23	5.4	7.86	6.2	—
Ho	0.48	0.52	0.13	0.11	—	0.15	0.19	—	0.24	0.96	1.22	1.1	—
Er	1.4	1.7	0.45	0.37	—	0.52	0.61	—	0.61	2.5	3.85	2.8	—
Tm	0.21	0.26	0.093	0.063	—	0.10	0.10	—	0.094	0.35	0.49	0.37	—
Yb	1.5	2.06	0.90	0.52	—	0.96	0.91	—	1.15	2.4	3.94	2.5	—
Lu	0.24	0.37	0.18	0.097	—	0.18	0.15	—	0.22	0.35	0.59	0.35	—
Hf	4.3	—	4.5	2.3	—	4.3	2.7	—	—	6.0	—	7.3	—
Ta	1.7	—	5.0	1.4	—	2.2	1.5	—	—	1.6	—	1.6	—
W	3.5	—	7.3	18.0	—	3.8	9.8	—	—	7.5	—	2.6	—
Pb	69.7	—	101.7	81.4	—	109	96.5	—	—	52.3	—	58.0	—
Bi	0.17	—	8.8	0.66	—	0.40	0.28	—	—	0.38	—	0.62	—
Th	77.9	—	21.3	35.2	—	46.1	45.5	—	—	55.7	—	50.5	—
U	13.4	—	57.8	8.9	—	15.0	11.1	—	—	15.5	—	11.0	—

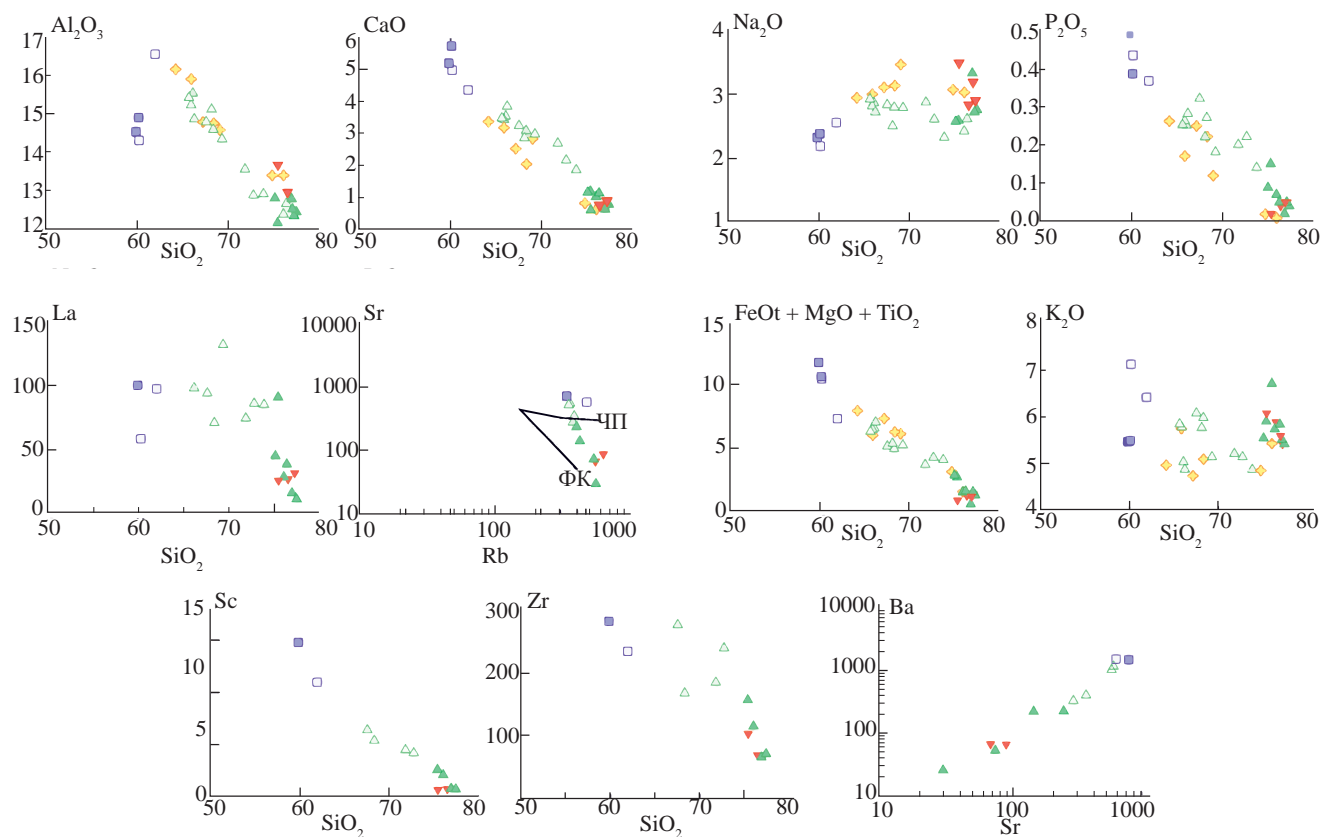


Рис. 6. Вариации главных и примесных элементов в гранитоидах Пыркатагинского массива. Тренды: ЧП – частичное плавление, ФК – фракционная кристаллизация. Остальные условные обозначения см. рис. 5

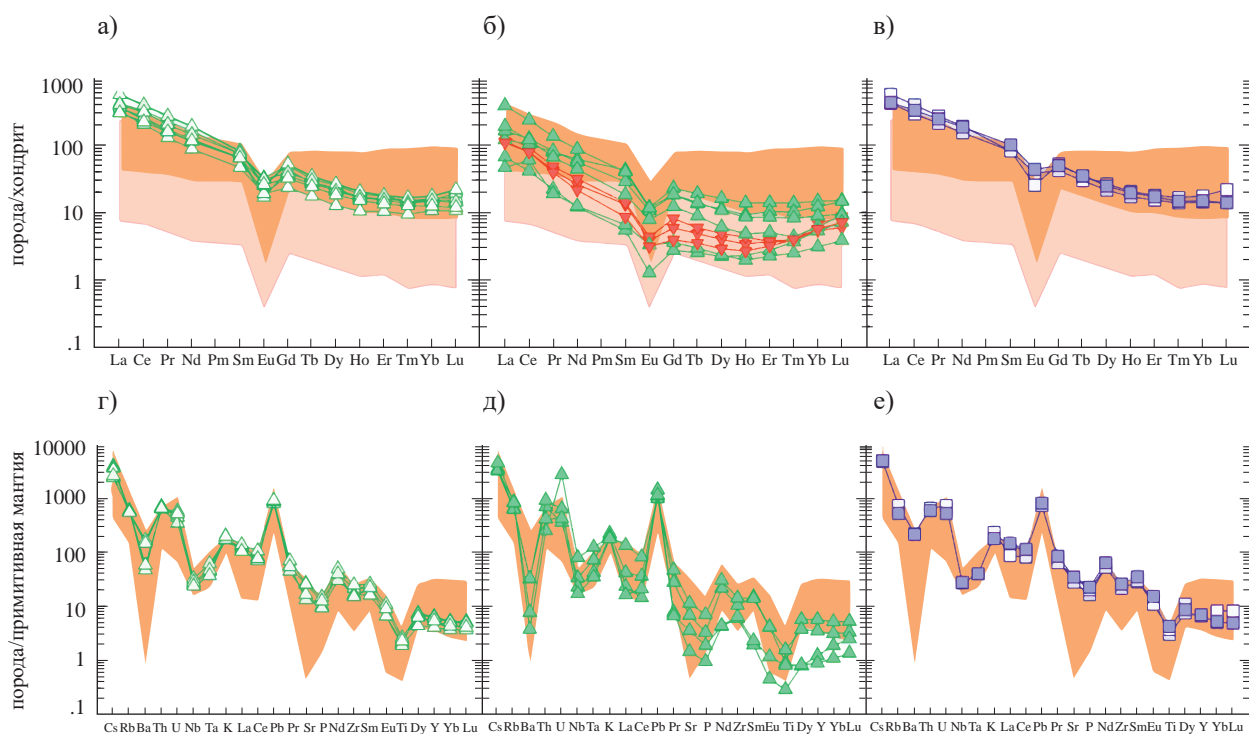


Рис. 7. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а–в) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии, (г–е) гранитоидов Пыркатагинского массива. Розовым цветом показано поле гранитоидов и ортогнейсов Чукотского полуострова по [2, 6]. Остальные условные обозначения см. рис. 5

и отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.33\text{--}0.67$), но отличаются более широким разбросом спектров РЗЭ (рис. 7 б).

Для граносиенитов, умеренно-щелочных гранитов ранней фазы, монцонитов из включений и даек на спайдер-диаграммах характерны минимумы по Ba, Ta, Nb, Sr, P, Ti и максимумы Cs, Th, Pb, ЛРЗЭ (рис. 7 г, д). Спайдер-диаграммы гранитоидов поздней фазы и гранит-аплитов из даек отличаются более глубокими минимумами Ba, Sr, P, Ti (рис. 7 е).

Для типизации гранитоидов, с которыми связаны разные виды минерализации выявлены геохимические критерии, такие как соотношение двух и трёхвалентного железа (принадлежность к магнетитовой или ильменитовой серии) и Rb/Sr отношение [8, 14]. Точки составов гранитоидов Пыркатагинского массива попадают в поля, характерные для гранитоидов, с которыми связана W- и W-Mo-, частично Au-(Bi)-минерализация (рис. 8).

Наличие магнетита и ильменита в составе тяжёлой фракции в гранитоидах ранней и поздней фазы соответственно предполагает, что граносиениты и граниты ранней фазы можно отнести к магнетитовой серии, а умеренно-щелочные лейкограниты поздней — к ильменитовой. По соотношению $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и SiO_2 [8] гранитоиды обеих фаз ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0.26\text{--}1.15$) располагаются вдоль линии разделения гранитоидов магнетитовой и ильменитовой серий (см. рис. 8 а), а по коэффициенту окисленности железа ($f' = 0.28\text{--}0.54$ [15]) гранитоиды относятся преимущественно к магнетитовой серии. Величина $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ отношения возрастает с ростом SiO_2 . Показанные для сравнения гранитоиды Чаунской провинции также относятся как к магнетитовой, так и ильменитовой серии, но последняя преобладает.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Новые U-Pb-оценки возраста по цирконам для гранитоидов обеих фаз Пыркатагинского массива указывают на их внедрение в альбское время (106–104 млн лет), что соответствует интервалу альбского гранитоидного магматизма Чаунской провинции Чукотки (110–100 млн лет [1]). Апт-альбский этап гранитоидного магматизма совпадает с постколлизийным растяжением после завершения коллизии микроконтинента Чукотка–Арктическая Аляска и Сибирского континента с ранее аккрецированным Колымо-Омолонским микроконтинентом [2–4]. Растяжение сопровождалось формированием комплексов гранитно-метаморфических ядер в пределах структур, ранее описываемых как структуры поднятий,

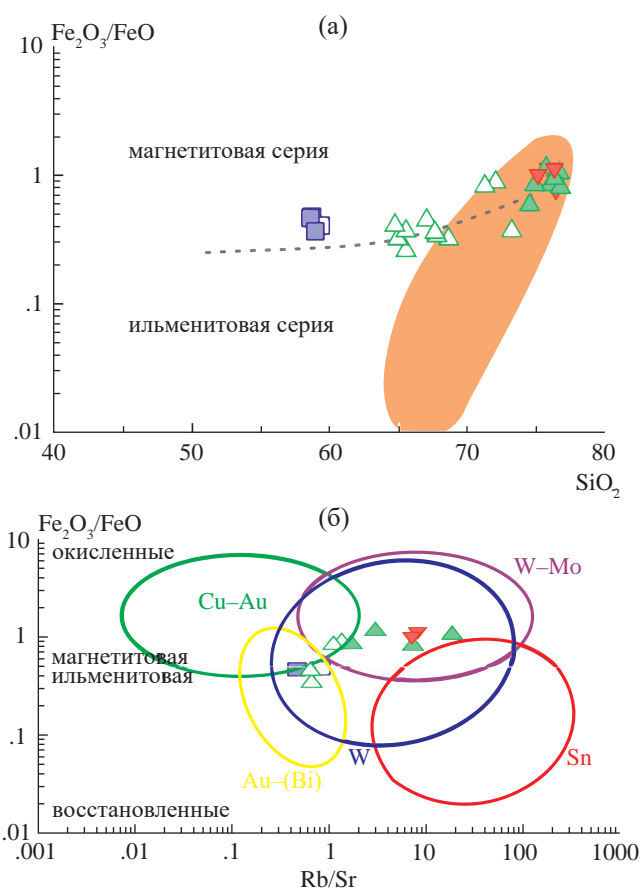


Рис. 8. Диаграммы $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ – SiO_2 (б) [8] и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ – Rb/Sr (а) [14] для гранитоидов Пыркатагинского массива. Условные обозначения см. рис. 5

в которых обнажаются кристаллический фундамент и палеозойский чехол Чукотского микроконтинента, а также формированием наложенных орогенных впадин [4]. Апт-альбский этап растяжения также широко проявлен в пределах прилегающих к арктической окраине Чукотки шельфах морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского [5].

Возраст гранитоидов Пыркатагинского массива также перекрывается с возрастом вулканитов этчикуньской свиты (см. рис. 1) шошонитовой и латитовой серии (110–106 млн лет [16]; 107 ± 2 млн лет [17]), которые соответствуют отдельному магматическому этапу, предшествующему формированию Охотско-Чукотского вулканического пояса, и также характеризуют этап постколлизийного растяжения [17].

На диаграмме Rb – Y + Nb, используемой для разделения магматитов среднего–кислого состава по геодинамическим обстановкам формирования, гранитоиды Пыркатагинского массива занимают пограничную область между

син- и постколлизийными гранитами, за счёт достаточно высоких содержаний Rb, хотя гранитоиды Чаунской провинции в целом находятся в пределах поля постколлизийных гранитоидов (рис. 9 а).

Сопоставление гранитоидов Пыркатагинского массива с петро-геохимическими типами гранитов на диаграммах $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3^* \times 5 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - (\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ (рис. 9 б, в) показывает, что гранитоиды обеих фаз локализованы в полях гранитов I- и S-типов, как и гранитоиды Чаунской провинции в целом, но часть последних по сумме

редких элементов имеет сходство с гранитами А-типа. Для лейкогранитов поздней фазы других массивов Чаунской провинции также характерно сходство с А-гранитами: на основании геохимии циркона для Велиткенайского массива [6] и по составам биотитов для Северного массива [18].

В работе [1] отмечается сходство альбских гранитоидов Чаунской провинции с орогенными высококалийными сериями по [19], деплетированными в отношении Ta, Nb и обогащёнными крупноионными литофильными элементами и ЛРЗЭ. Формирование орогенных высококальциевых магм связывают с плавлением литосферной

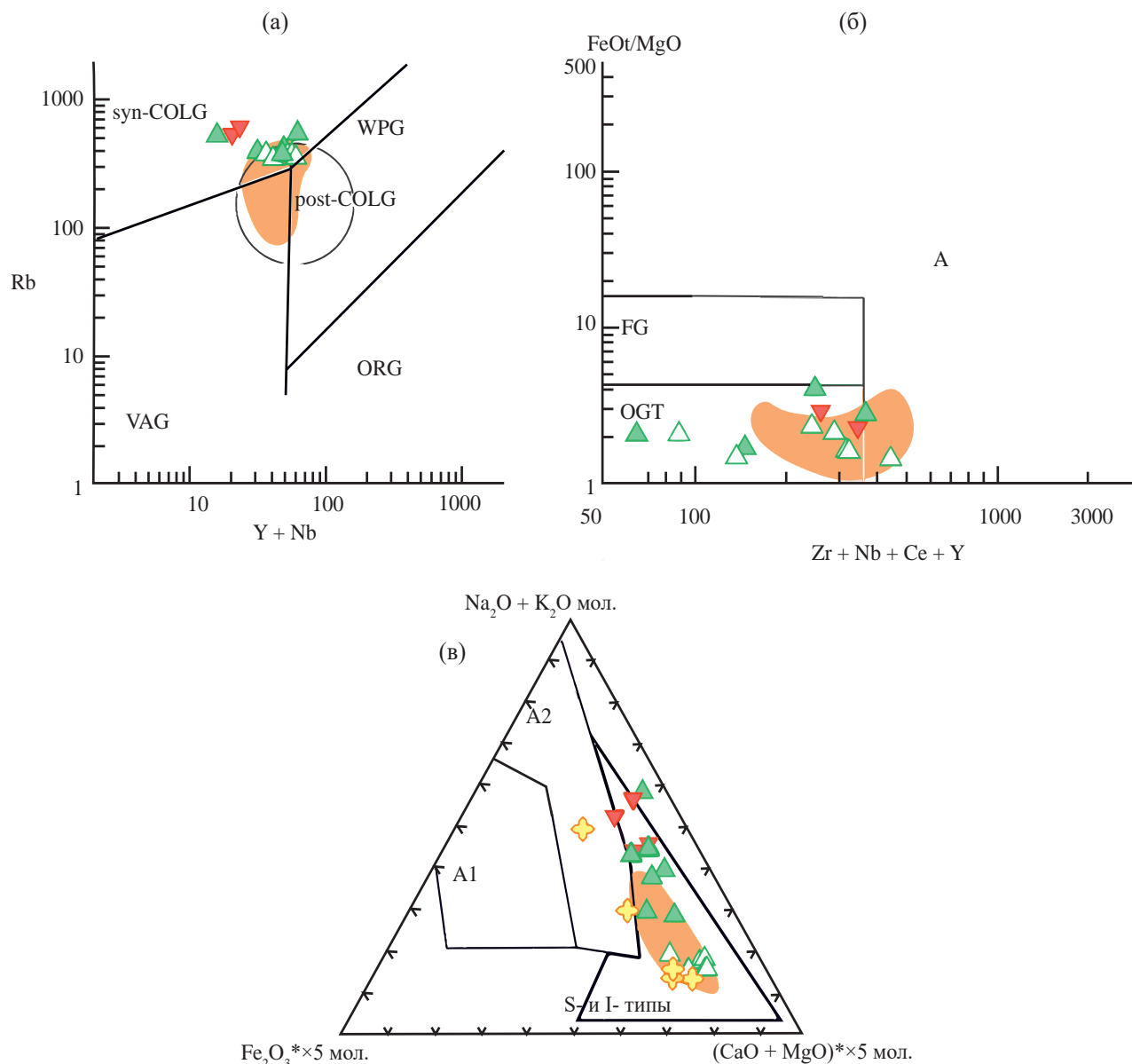


Рис. 9. Диаграммы Rb – Y + Nb (а), $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ (б), $\text{Fe}_2\text{O}_3^* \times 5 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - (\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ (мол. кол.) для гранитоидов Пыркатагинского массива

мантии, ранее обогащённой за счёт более ранних магматических и метасоматических процессов [20]. По мнению [1] в случае Чаунской гранитоидной провинции обогащение источника может происходить при поступлении флюидов от ранее субдуцирующей литосферы Южно-Анжуйского океана. Для гранитоидов этой провинции также предполагается по данным Nd–Sr-изотопии смешение магм из протолитов одновозрастных вулканитов шошонитовой серии и пород континентальной коры [1].

Повышенная щёлочность и геохимические характеристики гранитоидов Пыркатагинского массива, такие как обогащённость крупноионными литофильными элементами и ЛРЗЭ, деплетированность по Ta, Nb, Ba, Sr сближают их с другими гранитоидами Чаунской провинции и позволяют предполагать близкие источники магм. Наличие включений монцонитов с вкрапленниками калиевого полевого шпата в граносиенитах ранней фазы свидетельствует о процессе механического и химического взаимодействия магмы, образующейся при плавлении нижнекорового материала в результате магматического подслаивания (андерплейтинга) и кислой магмы. Согласно диаграммам Харкера и ковариациям Sr и Rb, TiO_2 и Zr, Ba и Sr в дальнейшем имела место фракционная кристаллизация с фракционированием амфибола, биотита, апатита, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Лейкограниты поздней фазы, вероятно, являются продуктами дифференциации кремнекислого расплава. Однако, судя по данным по лейкогранитам поздней фазы других массивов Чаунской провинции, они могут иметь и самостоятельный источник, что доказывается на основании изотопных данных как для пород, так и для цирконов [2, 6, 18].

Отнесение гранитоидов Пыркатагинского массива как к магнетитовой, так и ильменитовой серии по отношению Fe_2O_3/FeO и наличие соответствующих минералов тяжёлой фракции позволяет предполагать наличие как Cu–Au-, так и Sn–W-минерализации. Однако сопоставление гранитоидов обеих фаз массива и гранитоидов с Cu–Au-, W–Mo-, W, Sn и Au–(Bi)-минерализацией, по параметрам Fe_2O_3/FeO и Rb/Sr показывает, что гранитоиды могут быть потенциально рудоносными в отношении W–Mo, W и частично Au–(Bi) (см. рис. 8). Полученные результаты хорошо согласуются с данными геолого-поисковых работ, проведённых ранее [10]. Здесь установлен крупный ореол W площадью около 550 кв км, расположенный в верховьях рек, дренирующих гранитоиды Пыркатагинского

массива. Содержание шеелита в аллювии перенесённых водотоков достигает 75 г/м³. В пределах массива также отмечены 4 проявления молибдена, представленного чешуйками молибденита в маломощных пегматитовых прожилках аплитов и кварц-флюоритовых жилах [10].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за конструктивные замечания и рекомендации, позволившие улучшить статью.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые работы были выполнены за счёт средств ФГБУ Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского; аналитические данные получены за счёт средств госзадания № FMMG-2024-0001, базовое финансирование сотрудников ГИН РАН за счёт субсидии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tikhomirov P. L., Luchitskaya M. V., Prokofev V. Yu., Akinin V. V., Miller E. L., Isaeva E. P., Palechek T. N., Starikova E. V., Boldyreva A. I., Wiegand B. Evolution of Aptian and Albian magmatism of Western and Northern Chukotka (Northeast Russia) based on zircon U–Pb geochronology and rock geochemistry // *International Geology Review*. 2023.
2. Акинин В. В., Ползуненков Г. О., Готтлиб Э. Ш., Миллер Э. Л. Меловой монцонит-гранит-магматитовый велиткенайский комплекс: петрология, геохимия пород и циркона (U–Pb, Hf и O) в приложении к реконструкции эволюции магматизма и континентальной коры в блоке Арктическая Аляска-Чукотка // *Петрология*. 2022. Т. 30. № 3. С. 227–259.
3. Лучицкая М. В., Соколов С. Д. Этапы гранитоидного магматизма и формирование континентальной коры Восточной Арктики // *Геотектоника*. 2021. № 5. С. 1–25.
4. Соколов С. Д., Тучкова М. И., Ганелин А. В., Бондаренко Г. Е., Лейер П. Тектоника Южно-Анжуйской сuture (Северо-Восток Азии) // *Геотектоника*. 2015. № 1. С. 5–30.
5. Nikishin A. M., Petrov E. I., Malyshev N. A., Ershova V. P. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep-water basins: link between geological history and geodynamics // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2017. V. 8. № 1. P. 11–43.
6. Ползуненков Г. О. Петрология и изотопная геохронология Велиткенайского монцонит-гранит-магматитового комплекса (Арктическая Аляска). Новосибирск, 2023. 20 с.

7. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. академика РАН А. И. Ханчука. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 573–981.
8. Hart C. J. R., Goldfarb R. J., Lewis L. L., Mair J. L. The Northern Cordilleran Mid-Cretaceous plutonic province: ilmenite-magnetite-series granitoids an intrusion-related mineralization // *Resource geology*. 2004. V. 54. № 3. P. 253–280.
9. Варламова В. А., Малышева Г. М., Вяткин Б. В. и др. Информационный отчет по незавершенным работам по объекту “Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского АО”. Анадырь: ФГУП “Георегион”, 2004.
10. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-60-XIX, XX / А.Я. Пьянков, Т.П. Хюппенен, Ред. В.Т. Матвеев. Объяснительная записка. М., 1980. С. 1–75.
11. Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite / In: *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. Ed. by D. G. Gee, V. L. Pease. Geol. Soc. London. Mem. 2004. V. 30. P. 69–74.
12. Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrology*. 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.
13. Cocherie A. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1986. V. 50. P. 2517–2522.
14. Baker T., Pollard P. J., Mustard R., Mark G., Graham J. L. A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: implications for exploration // *SEG NEWSLETTER*. 2005. № 61. P. 6–17.
15. Мишин Л. Ф., Коновалова Е. А., Талтыкин Ю. В. Влияние окислительных условий на геохимическую и металлогеническую зональности на примере мезозойских магматических поясов Восточной Якутии // *Петрология*. 2022. Т. 30. № 3. С. 260–280.
16. Ганелин А. В., Ватрушкина Е. В., Лучицкая М. В. Геохимия и геохронология мелового вулканизма Чаунского района Центральной Чукотки // *Геохимия*. 2019. Т. 64. № 1. С. 20–42.
17. Тихомиров П. Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 176 с.
18. Алексеев В. И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет “Горный”, 2014. 244 с.
19. Foley S. F., Venturelli G., Green D. H., Toscani L. Ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth-Science Reviews*. 1987. V. 24. P. 81–134.
20. Wang Q., Wyman D. A., Xu J.-F., Zhao Z.-H., Jian P., Xiong X.-L., Bao Z.-W., Li C.-F., Bai Z.-H. Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): implications for geodynamics and Cu–Au mineralization // *Lithos*. 2006. V. 89. P. 424–446.

THE AGE, COMPOSITION AND METALLOGENY OF THE PYRKATAGINSKY GRANITOID MASSIF, CHUKOTKA ARCTIC COAST, NORTH-EAST RUSSIA

© 2025 M. V. Luchitskaya^{a,*}, E. V. Vatrushkina^a, K. N. Mazurkevich^b,
Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov^a

^aGeological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bA. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia

*E-mail: luchitskaya@ginras.ru

The first U–Th–Pb zircon data for Pyrkataginsky massif granitoids, located in the central part of Kuul Rise of Anyui–Chukotka fold system on the coast of East Siberian Sea are provided. They indicate the intrusion of granitoids in Albian time (106–104 Ma), which corresponds to Albian granitoid magmatism of Chauna province of Chukotka (110–100 Ma [1]) and coincides with Aptian–Albian postcollisional extension after termination of collision between Chukotka–Arctic Alaska microcontinent and Siberian continent with earlier accreted Kolyma–Omolon microcontinent. Increased alkalinity and geochemical features of Pyrkatagin massif granitoids, as enrichment of LIL and LREE, depletion in Ta, Nb, Ba, Sr make them similar to other postcollisional granitoids of Chauna province. The comparison of granitoids of the massif and granitoids with different types of mineralization is carried out.

Keywords: granitoids, Pyrkataginsky massif, zircon, Chukotka, postcollisional extension, Albian Chauna granitoid province, mineralization