

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ И ДЕВОНСКИЕ ГРАНИТЫ В КООЛЕНЬСКОМ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВОМ КУПОЛЕ, АРКТИЧЕСКАЯ ЧУКОТКА

В.В. Акинин¹, Е.П. Исаева², Г.О. Ползуненков¹

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия;
e-mail:akinin@neisri.ru

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

Поступила в редакцию 12 марта 2025 г.

Новые данные по U-Pb датированию циркона из пород ядра Кооленьского гранито-гнейсового купола на Чукотке указывают на неопротерозойский возраст (650–530 млн лет) ортогнейсов и девонский возраст (390–360 млн лет) гранитоидов. Девонские граниты и кварцевые монцитониты относятся к пералюминиевым магнезиальным известково-щелочным разновидностям гранитоидов вулканических дуг, сформировавшимся в процессе элсмирской орогении Арктики. Все породы комплекса испытали последний пик метаморфизма и деформаций растяжения в раннем мелу, что следует из возраста синдеформационных пегматитов.

Ключевые слова: земная кора, ортогнейсы, гранитоиды, неопротерозой, девон, циркон, U-Pb датирование, Чукотка, Арктика.

ВВЕДЕНИЕ

Кооленьский гранито-гнейсовый купол является примечательным геологическим образованием в арктической части Чукотки. Он, вместе с другими выходами высокоградных метаморфических комплексов, обнажающихся на Чукотке и Аляске (Сенявинское поднятие, о. Врангеля, острова архипелага Де-Лонга, купол Киглуайк на п-ове Сьюард), включая прилегающие шельфы, объединяется в кристаллический блок или террейн под названием Арктическая Аляска-Чукотка (ААЧ) [21, 26] или древний палеоконтинент Арктида [4]. Этот континентальный кристаллический фрагмент на границе Арктики и Пацифики находится между Северо-Азиатским (Сибирским) и Северо-Американским кратонами. Является ли он отколовшимся фрагментом от одного из них, либо является самостоятельным кратоном, остается неясным. Исследование состава и возраста древнейших магматических пород этого террейна имеет важное значение для сопоставления с драгированными в хребтах Менделеева и Ломоносова горными породами [10], которые слагают продолжение чукотского континентального шельфа в Арктике.

Древнейшие метаморфические породы ААЧ обнажены на о. Врангеля, в Кооленьском гранито-

гнейсовом куполе и примыкающем к нему Нешканском выступе, Сенявинском и Куульском поднятиях, Алярмаутском куполе. До 90-х годов прошлого столетия на государственных геологических картах гнейсовые породы фундамента коррелировали с архейскими комплексами Сибири лишь на основании высокого метаморфизма [3, 13]. Кооленьские гнейсы перекрываются ордовикскими и рифейскими? отложениями, однако прямых и надежных оценок именно докембрийского возраста не приводилось. Отдельные попытки выполнить Rb-Sr изохронное датирование для гнейсов Кооленьского купола по-существу выявили только эрохроны со сложно интерпретируемыми данными [9]. Напротив, более надежные U-Pb датировки цирконов из метаморфических пород фундамента на о. Врангеля, на арктическом побережье Чукотского п-ва и на п-ве Сьюард [2, 7, 16, 17, 20, 23, 24, 31, 33, 34] указали на неопротерозойский возраст древнейших магматических пород. Несмотря на небольшое количество известных обнажений метаморфических пород фундамента, распространение перекрывающих их однотипных палеозойских отложений на обширных площадях по всей территории ААЧ позволяет предположить повсеместное наличие под ними аналогичных образований фундамента. Девонские плутоны с U-Pb возрастами от 390 до

360 млн лет прорывают фундамент и некоторые перекрывающие свиты ААЧ [5, 8, 11, 15–17, 19, 24, 25, 33, 34, 38]. U-Pb возраста циркона из домезозойских пород ААЧ относят к четырем эпизодам: 1) 970–750 млн лет; 2) 700–640 млн лет; 3) 566–539 млн лет; 4) 400–360 млн лет. Обнажения более древних пород, являющихся фундаментом для неопротерозойских, до сих пор не обнаружены. Свидетельствами их существования некоторые исследователи считают наличие докембрийских Nd модельных возрастов, а также палеопротерозойских популяций детритового циркона в метатерригенных породах и ксенокристов (и унаследованных ядер) циркона в магматических породах [7, 12]. Такое заключение представляется пока недостаточно обоснованным, древняя кластика и рециклированный детритовый циркон, удреившие расчетный модельный возраст, могли быть принесены из Сибирского кратона или Балтики. Наибольшее количество девонских кондиционных U-Pb датировок, выполненных как методом TIMS, так и SIMS, получено в хр. Брукса на Аляске [17]. В Коленском гранито-гнейсовом куполе на восточной Чукотке возможное проявление среднепалеозойских гранитоидов давно предполагалось на основании результатов Rb-Sr изохронного датирования [9]. Позже единичные девонские U-Pb датировки по циркону были получены для ортогнейсов кислого и ультраосновного состава [15, 17]. Целью настоящей статьи является представительная характеристика состава, возраста и геодинамических условий формирования вновь выявленных в процессе геологического картирования девонских гранитоидов, а также детальная U-Pb изотопная геохронология циркона из древнейших пород фундамента Коленского купола.

ГЕОЛОГИЯ

Коленский гранито-гнейсовый купол площадью около 3000 км² находится в районе одноименного озера на восточной Чукотке и сложен метаморфическими породами главным образом амфиболитовой фации [3, 13, 14, 19]. В породах купола хорошо проявлена гнейсоватость и сланцеватость с сильной линейностью растяжения метаморфических минералов. В детально закартированной юго-западной части купола (рис. 1) хорошо выраженная линейность минералов простирается на север-северо-запад, что указывает на одностороннее течение на пике метаморфизма [19]. Деформированные и недеформированные интрузии гранитоидов с возрастом от неопротерозоя до девона и мела (рис. 1) также являются важным компонентом структуры. В ядре купола обнажаются орто- и парагнейсы этельхвылеутской серии. К периферии купола в кристаллических сланцах и амфиболитах

лаврентьевской серии степень метаморфизм падает, появляется парагенезис $Ms + Sil + Qtz \pm St$.

Возраст древнейших метаморфических пород Коленского купола и прилегающих структур (каапвэемская свита) по результатам Rb-Sr изохронного датирования определялся как архейский и палеопротерозойский, постулировался полиэтапный метаморфизм разного возраста [3, 6]. Подход указанных выше авторов к способу построения изохрон вызывает сомнения, т.к. «отбор» точек для той или иной изохроны производился ими произвольно, без привязки к единому геологическому телу или обнажению, строился лишь на минимизации статистических параметров (СКВО) для построения изохроны. Последующие более надежные U-Pb датировки циркона выявили неопротерозойский возраст протолита древнейших пород, архейские даты не подтвердились [15, 17, 34]. Возраст протолита ортогнейсов из ядра купола оценен по U-Pb TIMS-датированию циркона и составил около 650 млн лет [34], также были установлены позднедевонские ортогнейсы (U-Pb датирование циркона методом SHRIMP-RG с возрастными от $370-375 \pm 2$ млн лет до 363 ± 2 млн лет [15, 17]). При этом U-Pb TIMS-возраст циркона из синкинематических пегматитов – продуктов парциального плавления гнейсов лаврентьевской свиты на пике метаморфизма – составил около 108 млн лет, а монацита – около 104 млн лет, что доказывало раннемеловой возраст последнего пика высокоградного регионального метаморфизма [14, 19].

В работе [14] представлены первые количественные оценки РТ-условий метаморфизма и термохронологическая реконструкция эксгумации и остывания метаморфических пород Коленского купола на основе результатов $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования. Методами минеральной термобарометрии установлены количественные параметры метаморфизма в Коленском гранито-гнейсовом куполе: в ядре купола температура достигала 690–780 °С, а давление – 6–8 кбар, на периферии температура не превышала 540 °С, давление < 3 кбар [14]. $^{40}Ar/^{39}Ar$ термохронологическими исследованиями выделено три стадии в истории меловой эксгумации Коленского купола [14]. Первая (117–108 млн лет, по циркону в меловых синдеформационных пегматитах) следует сразу за пиком метаморфизма и отвечает ретроградным минеральным ассоциациям при декомпрессии (на 1.5–2 кбар) и остывании (на ~100 °С). Вторая (~94–90 млн лет) характеризуется быстрым остыванием глубоких уровней коры и связана с началом куполообразования по механизму всплывания. Финальная стадия (88–84 млн лет) проходила в режиме растяжения и сопровождалась дви-

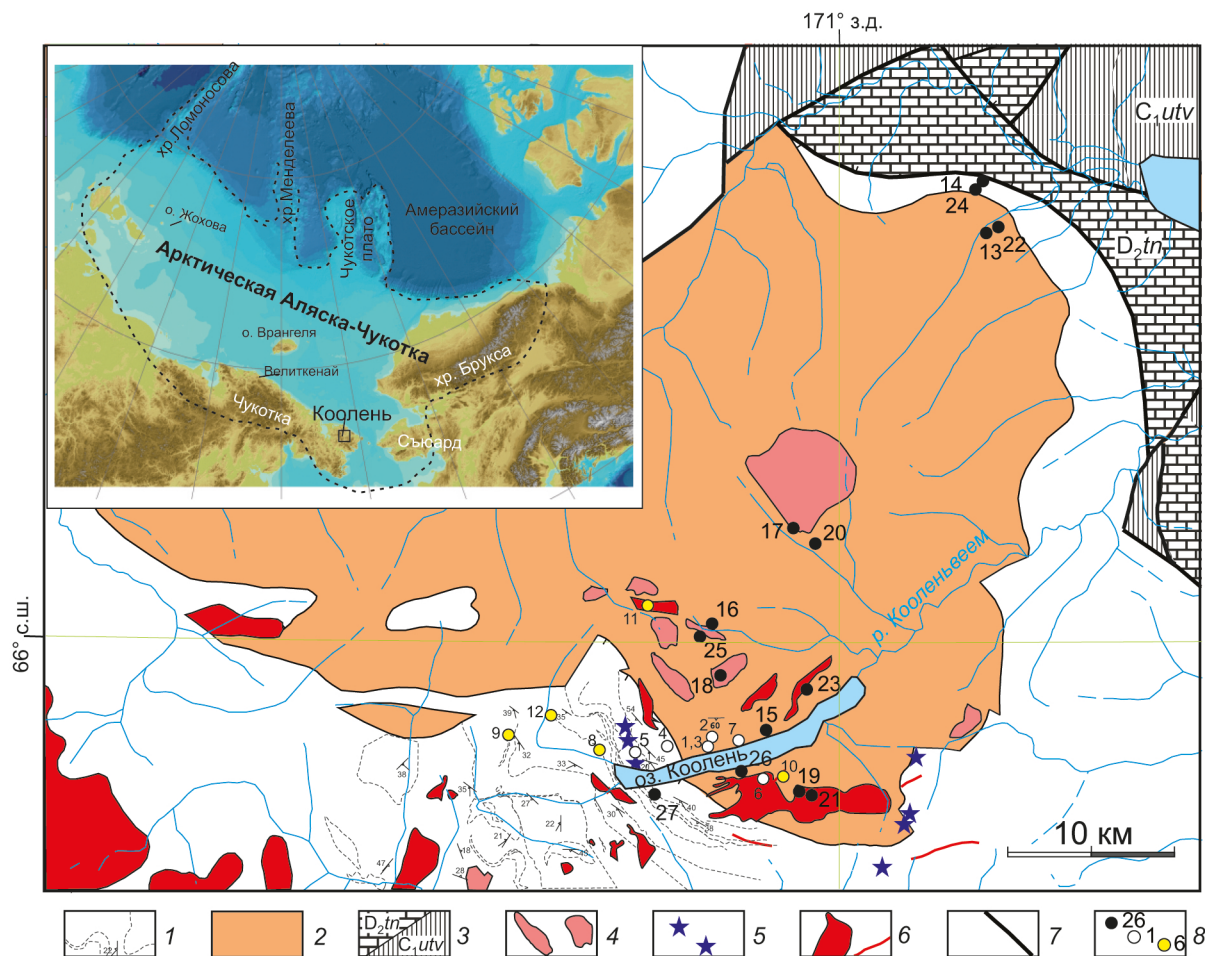


Рис. 1. Схема геологического строения Кооленского гранито-метаморфического купола, Чукотка.

1 – неопротерозойские биотит-роговообманковые, пироксен роговообманковые и биотит-силлиманитовые кристаллические сланцы, амфиболиты и мраморы (лаврентьевский метаморфический комплекс), пунктиром показано распространение пород с элементами сланцеватости и линейности метаморфических минералов [14, 19]; 2 – ядерная часть купола, ортогнейсы и ортоамфиболиты с неопротерозойским протолитом, испытавшие девонский и раннемеловой пики метаморфизма (этельхвылеутский ультраметаморфический комплекс); 3 – девонские и каменноугольные карбонатные и глинисто-сланцевые отложения обрамления купола (D_2tn – танатапская свита, C_1utv – утавеевская свита); 4 – девонские гранитоиды; 5 – будины ультрамафитов, вне масштаба; 6 – меловые интрузии и дайки гранитоидов и диоритов; 7 – разрывные нарушения; 8 – точки отбора датированных образцов, залитые – наши новые данные (табл. 1), белые и желтые кружки – [17, 34].

На врезке границы террейна Арктическая Аляска-Чукотка и расположение Кооленского купола.

жениями вдоль пологих разломов, что привело к наведению гранитоидов из ядра купола на метаморфические породы амфиболитовой фации на его крыльях.

Девонские гранитоиды до последнего времени оставались недостаточно изученными. Наши новые геологические наблюдения показали, что эти интрузии находятся в сложных секущих взаимоотношениях с вмещающими неопротерозойскими парагнейсами и кристаллическими сланцами, нередко наблюдаются «постепенные переходы», обусловленные меловым метаморфизмом и деформациями. Гранитоиды – преимущественно среднезернистые лейкократовые породы с более или менее выраженной

гнейсовидной текстурой. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой и гранобластовая. Породы состоят из переменного количества кислого плагиоклаза (30–40 %), кварца (до 30 %), небольшого количества калиевого полевого шпата (ортоклаз, микроклин до 25 %), биотита, роговой обманки. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон и магнетит. Крупные кристаллы плагиоклаза в краевых частях нередко бластированы и окружены мелкими зернами кварца и чешуек биотита. На контакте с калиевым полевым шпатом плагиоклаз содержит мирмекитовые вроски кварца. Калиевый полевой шпат развивается между плагиоклазом и

кварцем в виде неправильных зерен. Кварц представлен зернами различного размера – от мелких до достаточно крупных, с характерным волнистым погасанием. Биотит встречается в двух морфологических разновидностях: короткопризматические таблички и ксеноморфные, местами деформированные зерна с признаками дробления.

МЕТОДЫ

Геологические наблюдения и отбор образцов выполнены в 1994 г. в рамках совместного международного проекта СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) и Стэнфордского университета США, а также в процессе полевых работ 2022–2023 гг. Института им. Карпинского (г. Санкт-Петербург) по программе Госгеолкарта-1000/3, лист Q-2.

Рентгенофлуоресцентный анализ горных пород на главные и примесные элементы выполнен в ЦИИ Института Карпинского (г. Санкт-Петербург) и ЦКП СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) на спектрометрах S4 PIONEER, SRM-25 и VRA-30, используя стандартные процедуры анализа. Погрешности определения в эталонных образцах по главным элементам не превышали 0.4 % для SiO_2 и 0.2 % для остальных оксидов, для примесных элементов (Rb, Sr, Zr) погрешность не превышала 5–6 %. ICP-MS анализ пород на примесные элементы выполнен в центрах коллективного пользования ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск) и в ЦИИ Института Карпинского (г. Санкт-Петербург). Повторяющиеся измерения стандартов BHVO-1, AGV-1, BIR-1, СГД-1А показали погрешности не более 5–10 %. Для сопоставлений использовались данные химического состава пород из работы [37].

U-Pb датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (вторично-ионная масс-спектрометрия с высоким пространственным разрешением) в ЦИИ Института Карпинского с использованием стандартных процедур [40]. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст скорректирован на ^{207}Pb , допуская, что небольшая дискордантность цирконов является следствием простого смешения обыкновенного и радиогенного Pb. Измеренные U-Pb изотопные отношения нормализовали на значение 0.0668, определенное для эталона циркона TEMORA, что соответствует его возрасту, а стандарт 91500 использовали для определения концентрации U и Th. Погрешности при измерении возраста стандартов не превышали 0.4 %. Построение графиков с конкордией проводили с использованием программы ISOPLOT/EX [27]. Большей частью для фанерозойских дат мы оперируем значениями средневзвешенного $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста, либо значениями «конкордантных» возрастов, понимая большую погрешность оценки $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ дат для относительно «молодых» магматических пород из-за малого коли-

чества накопленного ^{207}Pb . Исходные данные по всем датированным образцам предоставляются по запросу к авторам.

Всего в процессе работ нами было получено 17 новых изотопных датировок возраста магматических и метаморфических пород, выполненных U-Pb методом по циркону на SHRIMP-II. Кроме этого, для обсуждения использованы 13 опубликованных датировок U-Pb методом из работ [15, 17, 34]. Геохимические особенности исследованных магматических пород обсуждаются на основании 11 наших новых и 39 опубликованных анализов [1, 37].

РЕЗУЛЬТАТЫ U-PB ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

Было выполнено U-Pb датирование циркона из десяти образцов девонских гранитоидов методом SHRIMP-II. Вариации возраста в более чем ста кристаллах из десяти образцов для разных интрузий оказались средне- и позднедевонскими, со средневзвешенными $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датами от 396 ± 4 до 375 ± 4 млн лет (табл. 1, рис. 2). Только в одном образце U-Pb возраст циркона оказался раннедевонским (обр. 4014-2, табл. 1). Примечательной особенностью датированных пород является выдержанный состав полученных средневзвешенных U-Pb дат и практически полное отсутствие унаследованных древних доменов в цирконе (рис. 2). Для девонских доменов циркона обычным является осцилляторная зональность и высокое отношение Th/U (>0.1), что характерно для магматических пород. В то же время в меловых каймах этих девонских кристаллов устанавливаются признаки нарастания фаз циркона или перекристаллизации в условиях метаморфизма, о чем свидетельствует светлая окраска без зональности в катодолюминисцентном излучении, низкое содержание урана и низкое отношение Th/U (<0.1) (напр. обр. 4078-6, обр. 4514-2, рис. 2). Для циркона из неопротерозойских ортогнейсов (метагранитоидов), напротив, характерно постоянное присутствие унаследованных древних ядер с U-Pb возрастами около 1.8 млрд лет (табл. 1, обр. g31 на рис. 2). Такие палеопротерозойские цирконы систематически устанавливаются в неопротерозойских парагнейсах (обр. g4, G30m, N20, табл. 1, рис. 2), для которых в целом возраст популяций детритового циркона варьирует от 500 до 2000 млн лет.

В образце метатифа (обр. 4078-6, табл. 1) из 72 датировок, включая ядра и ненарушенные края кристаллов, популяции магматических цирконов с осцилляторной зональностью имеют субконкордантные U-Pb возрасты от 700 до 610 млн лет (табл. 1). Самые молодые неизмененные кристаллы с датами около 610 млн лет, по-видимому, наиболее близки

Таблица 1. U-Pb возраст циркона и монацита из горных пород Кооленского гранито-гнейсового купола.

№ на карте	№ обр.	Порода	Широта	Долгота	U-Pb возраст млн лет	Метод оценки	Возраст популяций	Источник
1	G30g	мигматит	65.955	-171.14639	666 ± 5	U	100 ± 3 (meta)	[17]
	95JT-4a	ортогнейс	66.2878	-171.8436	656 ± 6	WM		[17]
2	G31	ортогнейс	65.951	-171.150	574 ± 9	L	1800 (inher)	[17]
3	G30m	парагнейс	65.9551	-171.1461	574 ± 9 (S)	WM	1200–1700 (detrit)	[17]
4	N20/94K	парагнейс	65.949	-171.207	565 ± 3 (S)	WM	1100–1700 (detrit)	[17]
5	S15-2	метаультрамафит	65.9506	-171.2469	385 ± 20 (M)	U		[17]
6	F45/94K*	ортогнейс	65.9283	-171.1219	370 ± 2	U		[17, 34]
7	M18/94K*	ортогнейс	65.953	-171.119	375 ± 1	U		[17, 34]
8	W1/94K*	гранит деф.	65.942	-171.278	110 ± 5	U		(3)
9	F19/ mnz*	гран. пегматит	65.957	-171.387	106 ± 0.3	L		(3)
10	F33/ mnz*	гран. пегматит	65.926	-171.115	97 ± 1	WM		(3)
11	N8/ mnz*	гран. пегматит	65.962	-171.222	96 ± 1	WM		(3)
12	A9/ mnz*	гран. пегматит	65.960	-171.346	96 ± 1	WM		(3)
13	4087-1	крист. сланец	66.2114	-170.8061	687 ± 7	K	120 ± 2 (meta)	
14	4078-6	метатиф среднего-кислого состава	66.2375	-170.8122	600–720		1000–1700 (inher)	
15	4014-2	гранит	65.9547	-171.0778	414 ± 4	K		
16	4506-1	гранит	66.0111	-171.1528	393 ± 4	K		
17	4033-1	гранит	66.0611	-171.0494	389 ± 4	K		
18	4043-1	гранит	65.9844	-171.1467	389 ± 4	K		
19	4532-1	гранит	65.9264	-171.0347	388 ± 3	K		
20	4514-1	гранит	66.0533	-171.0297	388 ± 2	K	106 ± 2 (meta)	
21	4536-1	гранит	65.9250	-171.0281	375 ± 4	K	ед.– 590 (inher)	
22	4086-1	гранит	66.2142	-170.7917	396 ± 4	K		
23	4504-2	гранит	65.9772	-171.0261	396 ± 3	K	106 ± 6 ((meta)	
24	4079-1	гранит	66.2328	-170.8156	395 ± 3	K	ед. – 547 (Inher)	
25	3114-1	гранит	66.0061	-171.1664	388 ± 2	K		
26	g-4	парагнейс	65.927	-171.127	582 ± 10 (S)	WM	600–2022 (detrit)	
5	S-15-5	крист.сланец	65.954	-171.259	384 ± 5	K	500–1060 (inher)	
27	g-19-2	гранит	65.928	-171.091	105 ± 1	K		
27	g-19-1	известк. песчаник	65.929	-171.090	98 ± 2 (M)	K	260, >1000 (detrit)	

Примечание. Циркон и монацит (mnz) из образцов со звездочкой (*) датирован методом ТИМС, остальные – SHRIMP. Аббревиатура в скобках рядом с датой возраста – интерпретируемый генезис: (M) – возраст метаморфизма, (S) – максимальный возраст осадконакопления, остальные – возраст магматизма. Метод оценки возраста: K – конкордия, WM – средне-взвешенная $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ дата, U, L – по верхнему и нижнему пересечению дискордии, Возраст популяций неглавных цирконов: «inher» – унаследованные ядра, «detrit» – детритовые популяции, «meta» – метаморфические каймы кристаллов. Источник данных: [17] – Amato et al., 2014; [34] – Natal'in et al., 1999; (3) – J.Wright, pers. com.; остальные – наши данные.

минимальному возрасту вулканизма, а более древние кристаллы являются антекристами. В некоторых кристаллах циркона установлены древние унаследованные ядра с конкордантными U-Pb возрастaми от 1.6 и 1.4 млрд лет.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

По химическому составу девонские и меловые гранитоиды Кооленского купола соответствуют известково-щелочным (и щелочно-известковым) пералюминиевым магнезиальным гранитам, лейкогранитам и кварцевым монцонитам (рис. 3, табл. 2). На

дискриминационной диаграмме Пирса большинство образцов попадают в единое поле для надсубдукционных и синколлизонных гранитоидов, а на диаграмме Уолена часть образцов попадает в поле гранитоидов А-типа (рис. 3, в, г). Для девонских гранитоидов, относительно меловых, характерны более низкие концентрации примесных некогерентных элементов и хорошо выраженные негативные Nb-Ta трогги, как отрицательные так и положительные Eu аномалии (рис. 4, табл. 2). Изотопный состав Sr и Nd в изученных породах показывает довольно существенные вариации как в меловых гранитоидах, так и в метаморфических

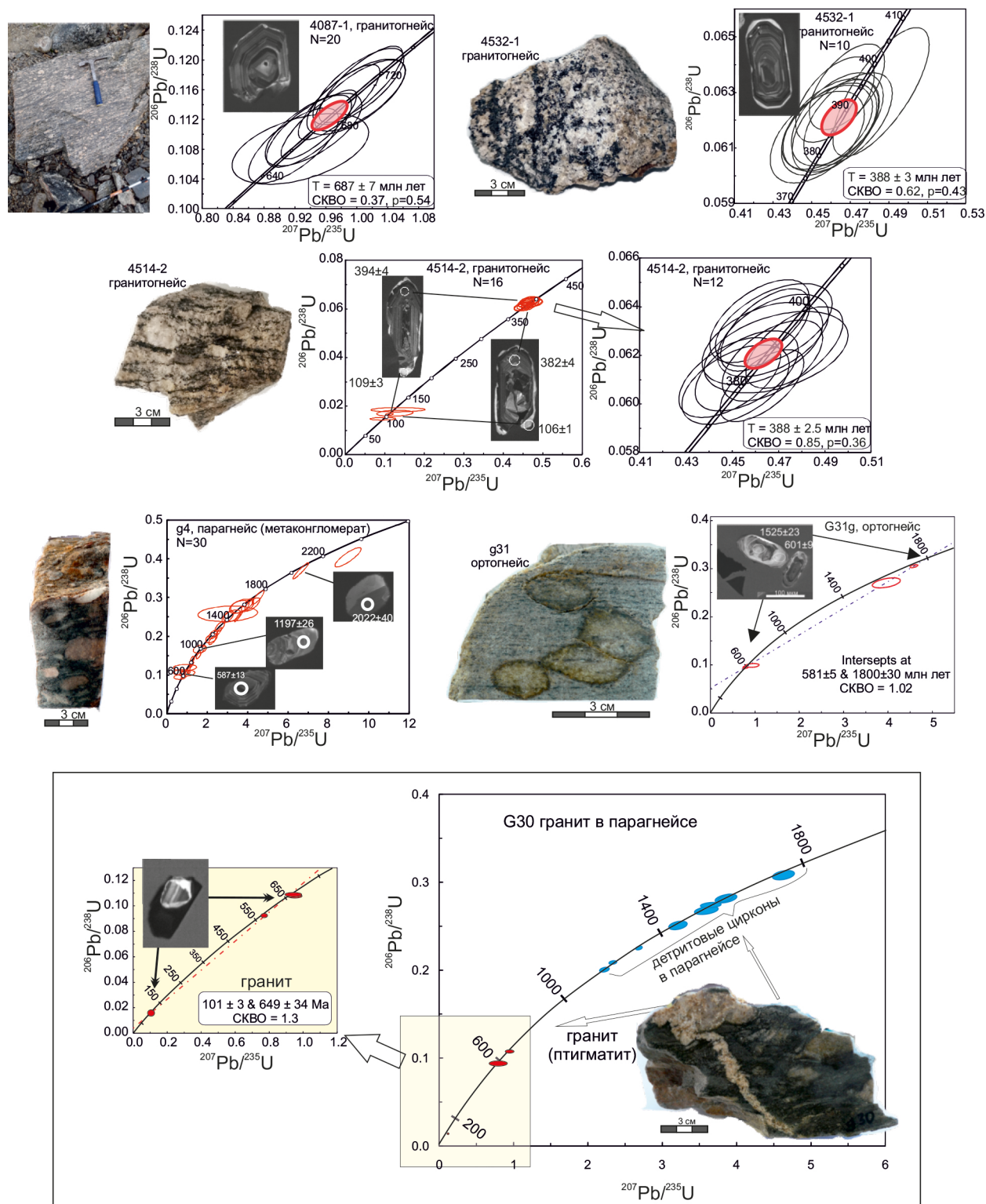


Рис. 2. Результаты U-Pb датирования циркона из горных пород Кооленского гранито-гнейсового купола. Около диаграмм с конкордиями показаны текстурные штуфы датированных образцов.

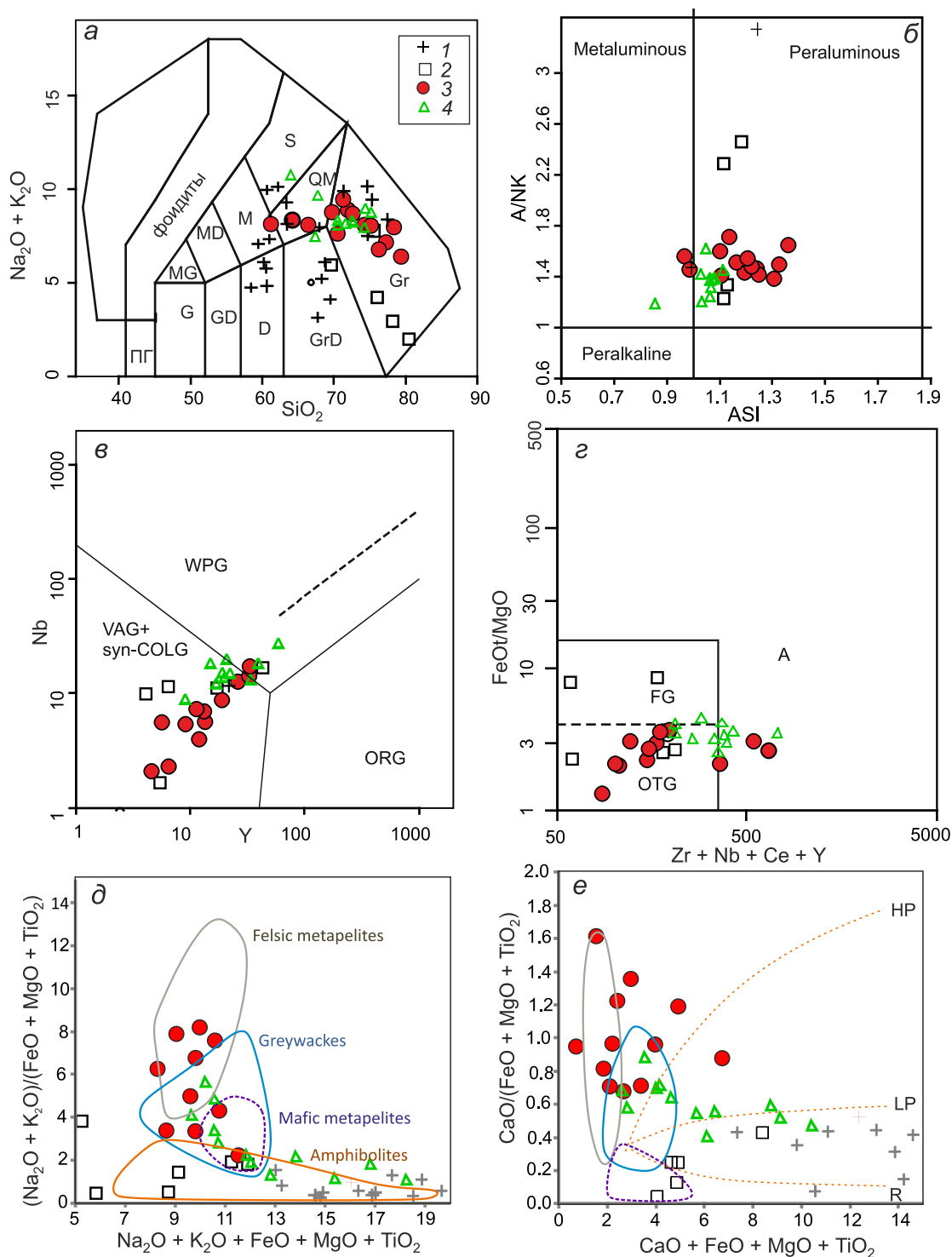


Рис. 3. Диаграммы химического состава девонских гранитоидов в сравнении с протерозойскими метаморфическими породами (метапелиты и ортогнейсы) и меловыми гранитоидами Коленского купола.

1 – метапелиты, 2 – ортогнейсы, 3 – девонские гранитоиды, 4 – меловые гранитоиды; а – поля по [29], ПГ – перидотиты; G – габбро; GD – габбродиориты; D – диориты; GrD – гранодиориты; Gr – граниты; QM – кварцевые монзониты; S – сиениты; M – монзониты; MD – монцодиориты; MG – монцогаббро; б – поля по [22]; в – поля по [36], граниты: syn-COLG – синколлизонные, WPG – внутриплитные, VAG – вулканических дуг, ORG – орогенные; г – поля по [39], А – внутриплитные А-типа, FG – фракционированные, OTG – нефракционированные; д-е – поля по [35], пунктиром на (е) показаны модельные кривые гибридизации толеита с метапелитами при высоком (HP), и низком (LP) давлении, а также смешение метапелитов с рстититами (R). Источники данных – помимо наших данных (табл. 2) использованы материалы из [1, 37].

породах рамы (рис. 5). Для девонских гранитоидов, напротив, характерны узкие вариации начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70629–0.70636) и околонулевые значения параметра $\varepsilon\text{Nd}(t)$, такие изотопные характеристики могли получиться из-за разных долей мантийного (E), нижнекорового (LC) и верхнекорового (стрелка) компонентов в источнике магм (рис. 5). Повышенные значения Rb/Zr (4.3–0.9) в девонских породах также показывают относительно невысокую долю корового материала в источнике магм [35]. В целом, такие изотопно-геохимические характеристики девонских гранитоидов позволяют предполагать их

происхождение в областях магматических дуг, либо задуговых.

На дискриминационных диаграммах точки составов девонских гранитоидов располагаются в областях расплавов, полученных при дегидратационном плавлении источников, близких по составу кислым метapelитам и грауваккам (рис. 3, д, е).

ОБСУЖДЕНИЕ

Кислый состав неопротерозойских ортогнейсов и метавулканических пород из ядра Кооленского гранито-гнейсового купола позволяет предполагать, что

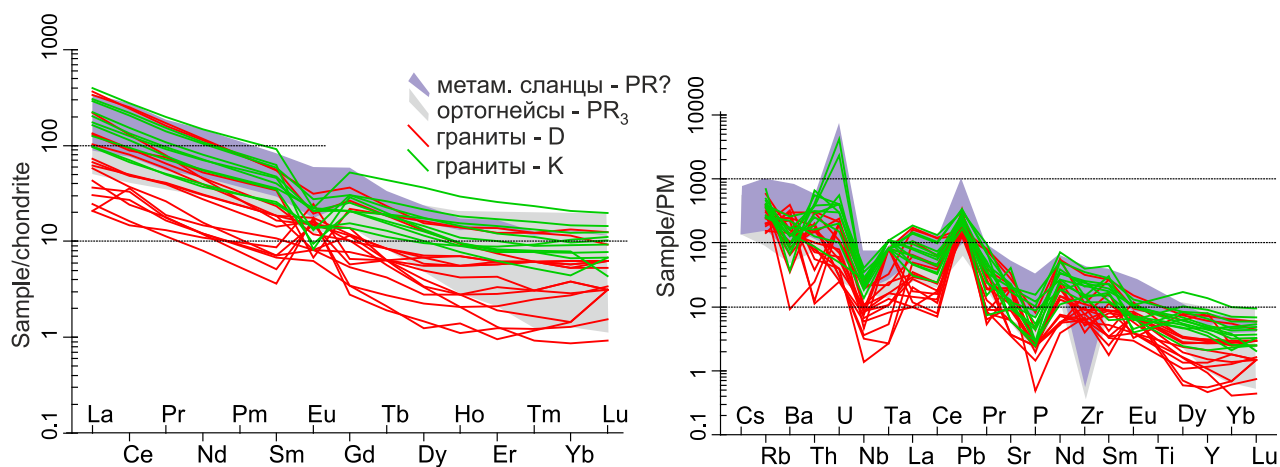


Рис. 4. Нормированные к хондриту [18] и примитивной мантии [28] распределения примесных некогерентных элементов в гранитоидах и метаморфических породах Кооленского купола. Примечательны более высокие концентрации элементов в меловых гранитоидах относительно девонских.

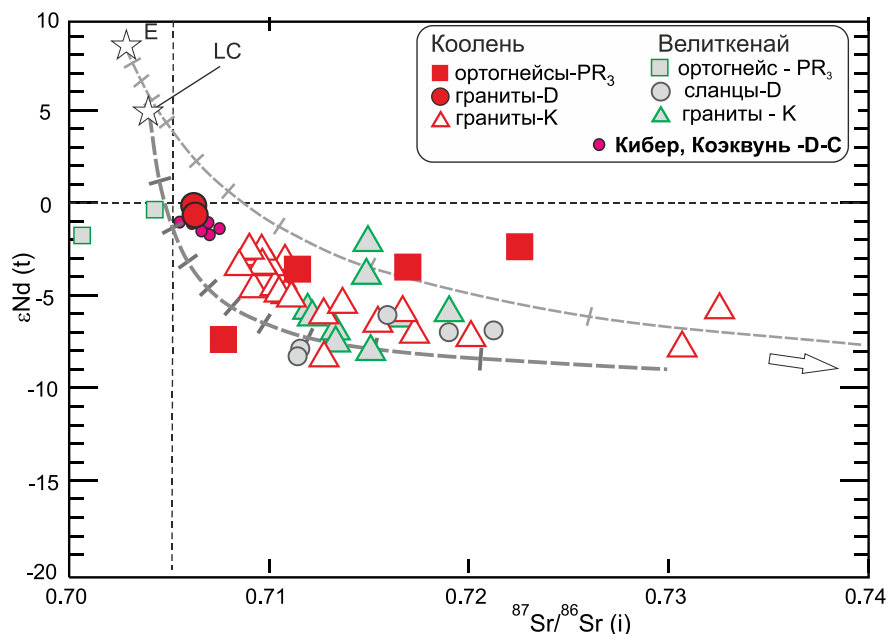


Рис. 5. Диаграмма зависимости изотопного состава Sr от $\varepsilon\text{Nd}(t)$ гранитоидов в гранитно-метаморфических куполах Чукотки (исходные данные по Киберу и Велиткену из работ [2, 8, 37]).

Примечательным является близкий и относительно узкий изотопный состав девонских гранитоидов Чукотки. E и LC – средние составы мантийного габбро и нижнекоровых ксенолитов Чукотки, по [2].

Таблица 2. Химический состав девонских гранитоидов Кооленьского купола.

№ обр.	4014/2	4033/1	4043/1	4079/1	4086/1	4504/2	4506/1	4514/2	4532/1	4536/1	3114/1
Долгота	171°44"	171°2'58"	171°8'48"	170°48'57"	170°47'31"	171°1'34"	171°9'11"	171°14'7"	171°2'5"	171°14'1"	171°9'59"
Широта	65°57'18"	66°3'40"	65°59'5"	66°13'59"	66°12'6"	65°58'38"	66°04'1"	66°3'13"	65°55'35"	65°55'30"	66°0'22"
SiO ₂	79.2	66.0	72.0	73.7	71.1	71.9	69.5	77.2	70.0	75.6	78.2
TiO ₂	0.01	0.48	0.05	0.08	0.06	0.07	0.15	0.1	0.22	0.19	0.02
Al ₂ O ₃	12.6	18.6	16.7	14.8	17.1	15.5	17.4	13.3	16.7	13.4	12.9
FeO _{tot}	0.33	2.11	0.81	1.2	0.89	0.9	1.3	0.71	1.49	1.4	0.36
MnO	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
MgO	0.25	0.99	0.23	0.33	0.29	0.3	0.57	0.33	0.54	0.39	0
CaO	0.95	3.14	1.33	1.08	0.88	1.73	1.94	1.1	2.67	1.41	0.36
Na ₂ O	1.37	3.91	3.65	2.55	2.25	3.02	3.7	2.25	4.08	2.53	1.38
K ₂ O	4.98	4.11	5.25	5.46	7.14	5.57	5.03	4.89	3.47	4.18	6.54
P ₂ O ₅	0.05	0.09	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05
LOI	0.31	0.3	0.2	0.57	0.26	0.21	0.31	0.19	0.41	0.49	0.25
Total	100.1	99.9	100	99.9	100	99.4	100	100	99.7	99.8	100
<i>ICP-MS, ppm</i>											
Cr	4.7	9.7	4	5.6	5.1	5.9	5	15.6	5	4.6	3.8
Ni	0.5	3.1	0.5	1.5	1.2	0.5	1	0.5	1.4	0.5	0.5
V	3.6	41.2	3.3	4.7	6.6	13.5	19.7	9.2	19.8	7.6	0
Pb	31.4	24.7	28	42	49.6	29.3	26.3	24.7	20.8	25.1	38.4
Rb	119	109	86.5	217	349	121	143	150	93.4	181	188
Ba	2580	1990	2140	233	1060	1630	1640	562	950	863	428
Sr	427	666	198	72.9	125	438	355	176	398	216	73.2
Ta	0.1	1.2	0.3	0.8	0.6	0.2	0.4	0.5	0.6	0.9	0.1
Nb	0.9	12.8	3.9	14.5	6.9	2.4	4.4	5.5	5.7	7.1	2.1
Hf	2.1	3.1	3.9	2.9	2.3	1.4	2.5	1.7	2.6	3.7	2.3
Zr	64.8	118	162	79.1	81.8	54	94.3	58.7	94.6	116	65.4
Y	2.4	26.1	12.3	31.2	11.7	6.6	11.6	9	13.2	13.5	4.6
Th	4.5	23.9	0.9	24.6	6.4	14.5	5.8	12.4	8.1	11.6	16
U	0.8	2.2	0.5	4.2	0.8	0.6	1.2	1.1	1.6	4.8	0.6
La	13.3	104	6.5	39.9	9.4	68.4	22.6	6.5	19	20.8	32.1
Ce	19.5	203	11.9	72	21.8	105	39.4	29.1	40.1	38.8	65.2
Pr	2.2	20.8	1.6	9.2	2	9.7	4.8	2.3	4.9	5	7
Nd	7.1	70.4	6.6	31.2	7.2	27.3	16.4	8.9	18.2	18.5	23.6
Sm	1	10.8	1.7	6.6	1.4	3.2	2.8	2.1	3.6	3.6	3.6
Eu	1.2	2.3	1.8	0.5	1.1	1.1	1.2	0.6	1.3	1.1	0.6
Gd	0.9	9.5	1.7	5.7	1.5	3.6	2.6	2	3.1	3	3
Tb	0.1	1.1	0.3	0.9	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3
Dy	0.4	5	2.2	5.2	1.8	1.3	1.9	1.6	2.3	2.2	1.1
Ho	0.1	1	0.5	1	0.4	0.2	0.4	0.3	0.5	0.4	0.2
Er	0.2	2.6	1.3	2.9	1.3	0.7	1.2	0.9	1.3	1.2	0.4
Tm	0	0.4	0.2	0.4	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0
Yb	0.3	2.4	1.1	2.8	1.3	0.6	1.2	0.8	1.2	1.3	0.3
Lu	0.1	0.3	0.2	0.4	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1
U-Pb age	414 ± 4	389 ± 4	389 ± 4	395 ± 3	396 ± 4	396 ± 3	393 ± 4	388 ± 2	388 ± 3	375 ± 4	388 ± 2

Примечание. FeO_{tot} – пересчитанное первичное Fe₂O₃.

они выплавлялись из корового источника. Возраст такой коры, судя по расчетным Nd модельным возрастам пород, составил от 1.8 до 1.5 млрд лет [15, 17]. Наиболее древние детритовые популяции циркона в парагнейсах имеют возраст около 1.8 млрд лет. Всё вместе доказывает, что размывалась мезо- и палеопротерозойская древнейшая кора, из которой и могли выплавляться неопротерозойские ортогнейсы Кооленского купола. Породы с возрастом 1.8–1.5 млрд лет неизвестны в Лаврентии, однако характерны для Балтики и для Сибирского кратона. Это обстоятельство позволило предполагать либо протобалтийское, либо сибирское кратонное происхождение детритовых популяций циркона из триасовых и более древних осадков Чукотки [23, 30]. В ядрах неопротерозойских цирконов из ортогнейсов о. Врангеля и Велиткенского купола также были установлены палео- и мезопротерозойские возрасты [7, 23]. Ряд исследователей полагают, что это указывает на наличие «локального» древнего палеопротерозойского фундамента в блоке Арктическая Аляска-Чукотка [7, 12]. Это заключение представляется преждевременным из-за отсутствия действительных обнажений пород такого возраста в ААЧ. Древние протерозойские ядра в цирконах ортогнейсов являются детритовыми популяциями из метаосадочных пород, возраст которых на самом деле неопротерозойский. Широкий спектр возраста детритовых цирконов установлен нами в таких парагнейсах (обр. G30m, N20, g4, табл. 1, рис. 2).

Проявление девонских гранитоидов в Кооленском куполе, а также на п-ве Сьюард и в хр. Брукса на Аляске соответствует времени элсмирской орогении в Арктике [8, 34]. Б. Натальин с соавторами [34] предположили, что кооленские девонские гранитоиды входили в состав окраинно-континентальной магматической дуги, располагавшейся на окраине континентального блока Арктида (синоним ААЧ). Наши геохимические данные не противоречат такому заключению. Судя по содержаниям главных элементов, протолитом девонских гранитоидов могли служить кислые метапелиты и граувакки (рис. 3, *д*, *е*), но не неопротерозойские ортогнейсы рамы (рис. 3, *д*, *е*). На это же указывает разница в изотопном составе Sr и Nd девонских и неопротерозойских гранитоидов (рис. 5). Примечательными являются существенная доля мантийного компонента в источнике девонских гранитоидов из разных местонахождений арктической Чукотки при относительно узких вариациях изотопного состава Sr и Nd. Такие особенности, а также достаточно выдержанный U-Pb возраст циркона из кооленских девонских гранитоидов, практически без унаследованных древних ядер (отмечены только в

двух кристаллах из 110 датированных в 10 образцах) не характерны для коллизионных обстановок и гранитоидов S-типа [напр. 32]. Это позволяет предполагать происхождение девонских гранитоидов в условиях островной дуги либо задуговых бассейнов, как отмечалось в работе [17].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ядре Кооленского гранито-гнейсового купола на Чукотке, сложенного неопротерозойскими (650–530 млн лет, U-Pb датирование по циркону) ортогнейсами, метавулканиитами и парагнейсами, распространены интрузии девонских (390–360 млн лет, U-Pb датирование по циркону), слабо деформированных гранитов и кварцевых монзонитов. Судя по геохимическим данным, девонские магмы относятся к гранитоидам окраинно-континентальных магматических дуг, сформировавшихся в процессе элсмирской орогении Арктики. Метаморфические неопротерозойские породы и девонские гранитоиды ядра купола подверглись парциальному плавлению на последнем пике мелового метаморфизма, что устанавливается по возрасту синдеформационных пегматитов и по U-Pb возрасту кайм в девонских магматических цирконах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Полевые работы и большинство U-Pb SHRIMP датировок выполнены в рамках работ по подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-1000/3, лист Q-2 (Институт Карпинского), дополнительные датировки и подготовка статьи – в рамках темы НИР СВКНИИ ДВО РАН (№ 121031700312-1, № 121031700312-4 молодежная лаборатория). Авторы благодарят С.В. Аксенова и А. Манджиеву за помощь при проведении полевых работ. Полезные редакторские замечания рецензентов – И.А. Александрова, А.А. Сорокина, Е.В. Складорова – учтены с благодарностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики: Дис. ... док-ра геол.-минер. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2012. 320 с.
2. Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Готтлиб Э.Ш., Миллер Э.Л. Меловой монзонит-гранит-мигматитовый Велиткенский 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. doi: 10.31857/S0869590322030025
3. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Т. 2. 327 с.

5. Катков С.М., Лучицкая М.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З. Позднепалеозойские гранитоиды Центральной Чукотки: структурное положение и обоснование возраста // Докл. АН. 2013. Т. 450, № 2. С. 193–198.
6. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
7. Лучицкая М.В., Сергеев С.А., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Неопротерозойские гранитоиды острова Врангеля // Докл. АН. 2016. Т. 469, № 2. С. 195–198.
8. Лучицкая М.В., Беляцкий Б.В., Белоусова Е.А., Натапов Л.М. Особенности состава и геодинамическая обстановка позднепалеозойского гранитоидного магматизма Чукотки // Геохимия. 2017. Вып. 8. С. 685–714.
9. Милов А.П., Давыдов И.А., Жуланова И.Л. О возрасте метаморфических пород Кооленьского поднятия Чукотского полуострова: Тезисы совещания. Магадан, 1988. С. 71.
10. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональн. геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.
11. Ползуненков Г.О., Акинин В.В., Черепанова И.Ю. Новые данные о возрасте и составе Велиткенского и Козьвуньского гранито-гнейсовых массивов (арктическая Чукотка): приложение к разработке моделей гранитогенного оруденения // Золото северного обрамления Пацифики: II Международный горно-геологический форум. Тезисы. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 170–171.
12. Соколов С.Д., Лучицкая М.В., Моисеев А.В. Тектоническая позиция и геодинамические обстановки неопротерозойского гранитоидного магматизма Восточной Арктики // Докл. АН. 2020. Т. 493, № 2. С. 5–10.
13. Шульдинер В.И., Недомолкин В.Ф. Кристаллический фундамент Эскимосского массива // Советская геология. 1976. № 10. С. 33–47.
14. Akinin V.V., Calvert A.T. Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia // Tectonic evolution of the Bering Shelf – Chukchi Sea – Arctic Margin and adjacent landmasses / Eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper 360. 2002. P. 147–165.
15. Akinin V.V., Amato J., Miller E., Gottlieb E., Polzunenkov G. New geochronological data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic to Devonian) of Arctic Chukotka // ICAM-VI. Geophysical Institute Report UAG-R-335, Compilers: D.B. Stone, J.G. Clough, D.K. Thurston. Fairbanks: University of Alaska, Fairbanks, Alaska. 2012. P. 6–7.
16. Amato J.M., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E., Farmer G.L., Gottlieb E.S., Till A.B. Late Proterozoic-Paleozoic evolution of the Arctic Alaska – Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: Implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions // Geological Society of America Bulletin. 2009. V. 121, N 9/10. P. 1219–1235.
17. Amato J.M., Aleinikoff J.N., Akinin V.V., McClelland W.C., Toro J. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic–Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska–Chukotka terrane: An overview with new U-Pb ages, in Dumoulin, J.A., and Till, A.B., eds., Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeographic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits: Geological Society of America Special Paper 506, 2014. P. 29–57, doi:10.1130/2014.2506(02).
18. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 1984. P. 63–111.
19. BSGFP (Bering Strait Geological Field Party) Akinin V.V., Gelman M.L., Sedov B.M., Amato J.M., Miller E.L., Toro J., Calvert A.T., Fantini R.M., Wright J.E., Natal'in B.A.). Koolen metamorphic complex, NE Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region: Tectonics, 1997. V. 16, N 5, P. 713–729.
20. Cecile M.P., Harrison J.C., Kos'ko M.K., Parrish R. Precambrian U-Pb ages of igneous rocks, Wrangel Island Complex, Wrangel Island, U.S.S.R. // Canadian J. Earth Sciences. 1991. V. 28. P. 1340–1348.
21. Churkin M.Jr., Whitney J.W., Rogers J.F. The North American – Siberian connection, a mosaic of craton fragments in a matrix of oceanic terranes // Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region / Ed. D.G. Howell. Earth Science Series 1: Houston, TX, Circum-Pacific Council Energy and Mineral Resources, 1985. P. 79–84.
22. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
23. Gottlieb E.S., Pease V., Miller E.L., Akinin V.V. Neoproterozoic basement history of Wrangel Island and Arctic Chukotka: integrated insights from zircon U–Pb, O and Hf isotopic studies. In: Pease V. and Coakley B. (eds.) Circum-Arctic Lithosphere Evolution. Geological Society, London, Special Publications 460, 2018, P.183–206. <https://doi.org/10.1144/SP460.11>
24. Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C., Ganelin V.G., Khandosko N.V., Lopatin B.G. Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian seas, northeastern Russia. Ottawa, Geological Survey of Canada Bulletin 461, 1993. 101 p.
25. Lane L.S., Cecile M.P., Gehrels G.E., Kos'ko M.K., Layer P.W., Parrish R.R. Geochronology and structural setting of latest Devonian – Early Carboniferous magmatic rocks, Cape Kiber, northeast Russia // Canadian J. Earth Science. 2015. V. 52. P. 147–160.
26. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Tectonic evolution of the Bering Shelf – Chukchi Sea – Arctic Margin and adjacent landmasses / Eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper 360, 2002. P. 333–358.
27. Ludwig K.R. Isoplot 3.00, a geochronological toolkit for Excel. Berkeley Geochron. Center Spec. Pub. 4. 2003. 58 p.
28. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
29. Middlemost, E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth-Science Reviews. 1994. V. 37 (3). P. 215–224 doi:10.1016/0012-8252(94)90029-9
30. Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopyev A., Tuckova M.I., Akinin V.V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // Tectonics. 2006. V. 25, N TC3013, P. doi:10.1029/2005TC001830.
31. Miller E.L., Hudson T.L., Amato J.M. The Mount Distin as-

- semblage: Neoproterozoic metasedimentary rocks in the Nome Complex of Seward Peninsula, Alaska, USA // *Geological Society of America Bulletin*. 2024. V. 137, N 1–2. P. 241–258. doi: 10.1130/B37430.1
32. Moyen G-F, Laurent O., Chelle-Michou C., Couzinié S., Vanderhaeghe O., et al. Collision vs. subduction-related magmatism: two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth // *Lithos*. 2017. V. 277. P. 154–177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.018>
 33. Moore T.E., Wallace W.K., Bird K.J., Karl S.M., Mull C.G., Dillon J.T. Geology of northern Alaska // *The Geology of Alaska* / Eds. G. Plafker, H.C. Berg. Boulder, Colorado: Geological Society of America, *The Geology of North America*. 1994. V. G-1. P. 49–140.
 34. Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: Implications for the tectonics of the Arctic region // *Tectonics*. 1999. V. 18. P. 977–1003.
 35. Patino Douce. A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // *The Geological Society of London*. 1999. V. 168. P. 55–75.
 36. Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–983.
 37. Rowe H. Petrogenesis of plutons and hypabyssal rocks of the Bering Strait Region, Chukotka, Russia: M.S. thesis. Houston, Texas: Rice University, 1998. 90 p.
 38. Till A.B., Dumoulin J.A., Gamble B.M., Kaufman D.S., Carroll P.I. Preliminary geologic map and fossil data, Solomon, Bendeleben, and southern Kotzebue quadrangles, Seward Peninsula, Alaska: U.S. // *Geological Survey Open-File Report* 86-276. 1986. 74 p., 3 sheets, scale 1:250 000.
 39. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 95. P. 407–419.
 40. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M.A., Shanks W.C., and Ridley W.I. (eds.) *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes* // *Reviews in Economic Geology*. 1998. V. 7. P. 1–35.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным

после доработки 08.04.2025 г.

принята к печати 28.04.2025 г.

NEOPROTEROZOIC AND DEVONIAN GRANITES OF THE KOOLENSKY GRANITE-GNEISS DOME, ARCTIC CHUKOTKA

V.V. Akinin^a, E.P. Isaeva^b, G.O. Polzunenkov^a

^a*Shilo North-East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan, Russia;
e-mail: akinin@neisri.ru*

^b*Karpinsky All-Russia Research Geological Institute, St. Petersburg, Russia*

New U-Pb zircon dating of rock samples from the core of the Koolensky granite-gneiss dome in Chukotka yielded a Neoproterozoic age (650–530 Ma) for the orthogneisses and a Devonian age (390–360 Ma) for the granitoids. Devonian granites and quartz monzonites are assigned to the peraluminum magnesian calc-alkaline varieties of volcanic arc granitoids formed during the Ellesmerian orogeny of the Arctic. All rocks of the complex show evidence of having been subject to the last peak of metamorphism and extensional deformation in the Early Cretaceous, as follows from the age of the syndeformational pegmatites.

Key words: Earth's crust, orthogneisses, granitoids, Devonian, zircon, U-Pb dating, Chukotka, Arctic.