

УДК [551.242.31+552.32]:551.763.1(571.651)

ЭТАПЫ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА И ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

© 2021 г. М. В. Лучицкая¹, *, С. Д. Соколов¹

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: luchitskaya@ginras.ru

Поступила в редакцию 22.09.2020 г.

После доработки 14.06.2021 г.

Принята к публикации 15.07.2021 г.

Выделены неопротерозойский (750–550 млн лет), девонско–раннекаменноугольный (390–350 млн лет) и раннемеловой (117–105 млн лет) основные этапы гранитоидного магматизма, в течение которых происходило формирование континентальной коры Восточной Арктики. Корреляция неопротерозойского гранитоидного магматизма Новосибирских островов, о. Врангеля, п-ова Чукотка, Чукотского бордерленда и северной территории п-ова Аляска указывает на единство фундамента микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка и его мезо–неопротерозойский возраст. Мы предполагаем, что обстановка формирования неопротерозойских гранитоидов является надсубдукционной окраинно–континентальной, реже – рифтогенной (п-ов Сьюард Аляски). Девонско–раннекаменноугольный этап гранитоидного магматизма связан с проявлениями различных фаз элсмирской орогении в Арктическом регионе. Формирование гранитоидов этого возраста происходило в островодужной, окраинно–континентальной или задуговой обстановках. Раннемеловой этап формирования континентальной коры связан с процессом коллизии Сибирского континента и микроконтинента Арктическая Аляска–Чукотка в готериве–барреме. В апте–альбе режим коллизионного сжатия сменился на постколлизионное растяжение, которое сопровождалось формированием комплексов метаморфических ядер, внедрением гранитоидов и образованием наложенных орогенных впадин. Данные по минеральному и химическому составу гранитоидов выявленных нами этапов магматизма указывают на сходство неопротерозойских гранитоидов с гранитами S- и I-типа. Девонско–раннекаменноугольные гранитоиды имеют сходство преимущественно с гранитами I-типа. Раннемеловые гранитоиды обладают свойствами гранитов I- и A-типа. Результаты анализа Sr–Nd изотопных данных, а также Lu–Hf изотопного состава циркона свидетельствуют об участии как корового, так и мантийного компонента в формировании источника гранитоидных расплавов на всех выявленных этапах.

Ключевые слова: геодинамическая обстановка, микроплита Арктическая Аляска–Чукотка, гранитоидный магматизм, U–Pb возраст, Lu–Hf изотопный состав циркона, континентальная кора, Восточная Арктика, граниты I-, S-, A-типа

DOI: 10.31857/S0016853X21050040

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Восточной Арктики выделена микроплита Арктическая Аляска–Чукотка, большая часть которой скрыта под водами Восточно-Сибирского и Чукотского морей [42, 61, 66, 75, 78, 85]. Линия южной границы микроплиты проходит по Южно-Ануйской сутуре п-ова Чукотка и по сутуре Кобук-Ангаючам п-ова Аляска. Мы полагаем, что линия северной границы может проходить по осевой зоне Канадского бассейна до впадины Макарова на западе Амеразийского бассейна. Выделенная южная деформированная часть микроплиты, граница которой проходит по фронту кайнозойских надвигов складчатой области хр. Брукс,

фронтальному надвигу Врангеля–Геральда и его западному продолжению в Восточно-Сибирском море, зафиксирована в сейсмических профилях [45, 75, 84]. Северная часть микроплиты без следов мезозойских деформаций включает область Центрально-Арктических поднятий и прогибов, в том числе Чукотское плато.

Выступы фундамента микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка наблюдаются на о. Врангеля, в гранито-гнейсовых куполах Чукотки и Аляски и террейнах хребта Брукс на севере Аляски. Ксенолиты гранито-гнейсов неопротерозойского возраста выносятся на поверхность плиоцен–

четвертичными щелочными базальтами о. Жохова из архипелага Де Лонга [17, 33].

В состав сложно деформированного осадочного чехла о. Врангеля входят комплексы верхнего силура—среднего девона, верхнего девона—нижнего карбона, карбона, перми и верхнего триаса [16, 26, 27, 56]. В группе поднятий п-ова Чукотка низы чехла микроплиты представлены терригенно-карбонатными породами девона—карбона, иногда они представлены карбонатными породами ордовика—нижнего девона и сланцами, андезитовыми туфами девона—нижнего карбона. Чехол микроплиты Арктическая Аляска—Чукотка п-ова Сьюард на западном окончании п-ова Аляска представлен известняками, доломитами, терригенными породами ордовика, силура, девона и нижнего карбона [70]. Триасовый чехол широко распространен на о. Врангеля, п-ове Чукотка и в меньшей степени — в Арктической Аляске.

Палеозойские осадочные породы в различной степени подверглись метаморфизму и деформациям [27]. На о. Врангеля и п-ове Чукотка наиболее четко выражена позднекеммерийская (чукотская) фаза орогении в конце раннего мела, сопровождавшаяся метаморфизмом зеленосланцевой фации. На п-ове Сьюард широко развиты юрско-меловые деформации и метаморфизм различных фаций, которые затушевывают взаимоотношения фундамент—чехол микроплиты Арктическая Аляска—Чукотка. Недавними исследованиями на о. Врангеля и Новосибирских островах было установлено проявление элсмирских деформаций на рубеже среднего—позднего девона или позднего девона—раннего карбона [15, 23, 77]. Следы более древних деформаций в районе Восточной Арктики не были выявлены. Отражением орогенических событий является внедрение гранитоидов неопротерозойского возраста [38].

Континентальная кора Восточной Арктики формировалась под влиянием аккреционно-коллизионных процессов, сопровождавшихся внедрением гранитоидов, метаморфизмом и деформациями. Массовое развитие магматических и метаморфических комплексов гранитного состава является прямым комплексом-показателем становления гранитно-метаморфического слоя.

Целью нашей статьи является выявление особенностей вещественного состава гранитоидов, их эволюции и связи гранитоидов с этапами становления континентальной коры региона, которое мы основываем на обобщении имеющихся данных с полученными данными по неопротерозойскому, позднепалеозойскому и раннемеловому гранитоидному магматизму и вулканизму кислого состава Восточной Арктики.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КИСЛОГО СОСТАВА

Неопротерозойские гранитоиды и вулканы кислого состава

В последние годы установлено, что неопротерозойские гранитоиды и, в меньшей степени, вулканы кислого состава достаточно широко развиты в пределах фундамента микроплиты Арктическая Аляска—Чукотка: в хребте Брукс, на п-ове Сьюард Аляски, на Чукотке, о-ве Врангеля и Чукотском бордерленде (рис. 1, рис. 2) [1, 38, 40, 50]. Они представлены ортогнейсами или гранито-гнейсами и образуют изолированные блоки или пластины среди палеозойских пород или включены в метаморфические комплексы кристаллического фундамента микроплиты. Выходы фундамента наблюдаются на о-ве Врангеля (врангелевский комплекс) и в гранито-гнейсовых куполах Киглуайк, Бенделевен, Дарби п-ова Сьюард Аляски и Кооленьском, Нешканском, Велиткенайском Чукотки. Большинство датировок неопротерозойских метагранитоидов и метавулканитов кислого состава укладывается в интервал от 0.75 до 0.55 млрд лет, хотя имеются и более древние (рис. 3).

Хребет Брукс и п-ов Сьюард на Аляске. В хребте Брукс и на п-ове Сьюард на Аляске присутствуют ортогнейсы и метавулканы кислого состава. Наиболее древними являются ортогнейсы Эрн Лейк, выявленные в южной части хребта Брукс, где имеют интрузивные контакты с мраморами неясного возраста. Ортогнейсы вместе с неопротерозойским обломочными и карбонатными толщами несогласно перекрываются мощной серией раннепалеозойских платформенных карбонатных отложений [46, 66—68]. Для ортогнейсов Эрн Лейк получены U—Pb оценки возраст кристаллизации их протолита 968 ± 5 млн лет, при этом для одного из ядер циркона в ортогнейсах получено значение 2714 ± 33 млн лет [38].

Самые древние метавулканы кислого состава были выявлены в горах Бенделевен п-ова Сьюард, где они переслаиваются с метапелитовыми сланцами. Для метавулканитов получены U—Pb оценки возраста формирования протолита 868 ± 6 млн лет, для одного зерна получена оценка 1265 ± 29 млн лет [38, 39].

Гранитоиды и вулканы кислого состава, имеющие возрасты в интервале 750—550 млн лет, распространены более широко (см. рис. 3). В горах Хаб Маунтин в западной части Центрального пояса хребта Брукс они с вместе палеозойскими осадочными и вулканическими породами участвуют в строении пакета тектонических пластин. Докембрийские образования здесь представлены в основном сланцами по породам основного состава и кварцитами, а также метагбброидами,

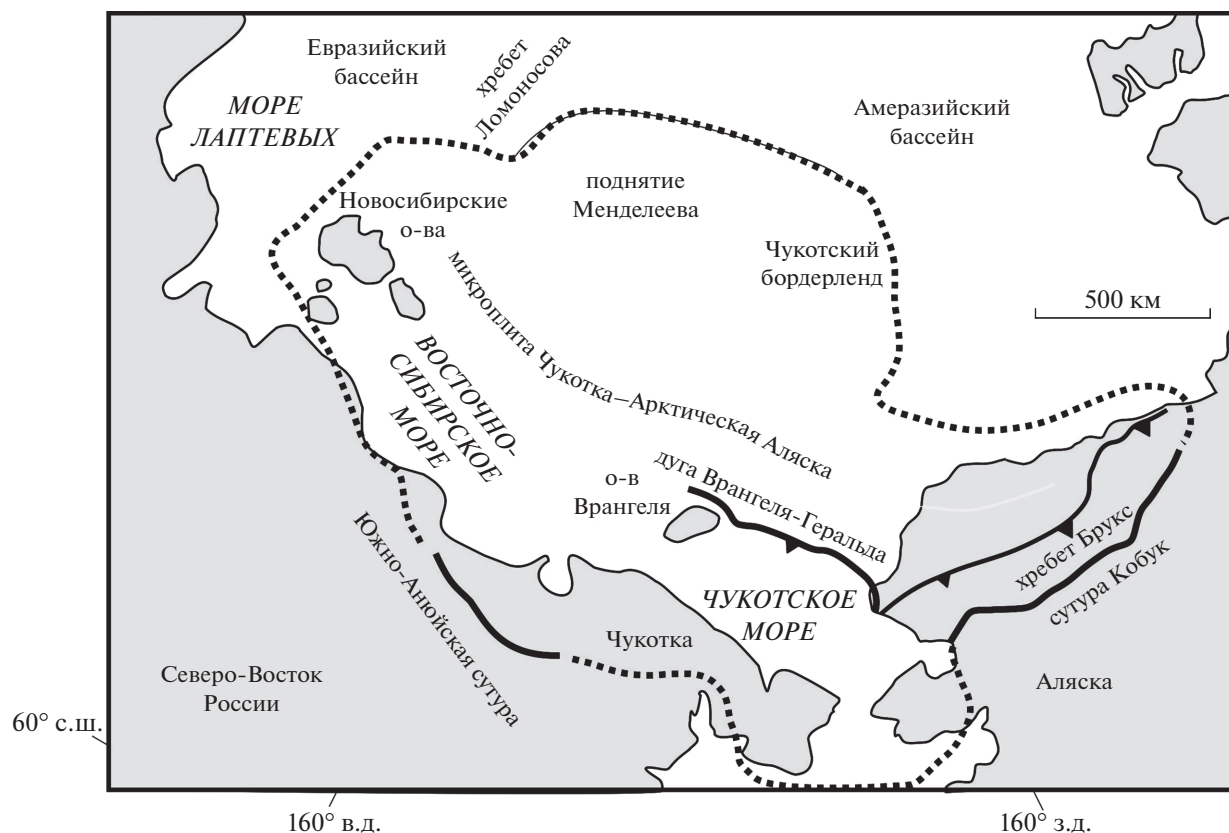


Рис. 1. Контуры микроплиты Чукотка—Арктическая Аляска.

прорванными в разной степени метаморфизованными гранитоидами и гранитными пегматитами, для которых получены U—Pb оценки возраста 742 ± 6 и 750 ± 6 млн лет [38, 55].

В ядре гранитно-метаморфического купола гор Киглуайк на п-ове Сьюард залегают ортогнейсы кислого состава и высокоградиентные метаморфические породы, для которых получены U—Pb оценки возраста 670 ± 5 , 669 ± 5 [38] и в интервале от 687 ± 9 до 663 ± 7 млн лет [37, 72], соответственно. Предполагается, что протолитами ортогнейсов являются граниты, гранодиориты и тоналиты [48], в которых присутствуют деформированные ксенолиты гранатовых амфиболитов и хлорит-альбитовых сланцев размером до 40 см. Их протолитами могли быть мафические или осадочные породы.

В горах Киглуайк в юго-западной части п-ова Сьюард выявлены мощные тела ортогнейсов Томсон Крик, не имеющие четких соотношений с вмещающими метаосадочными породами. Однако данные по возрастам детритовых цирконов из обломочных пород позволяют предполагать, что обломочные породы несогласно перекрывали ортогнейсы. U—Pb оценки возраста формирования протолитов ортогнейсов Томсон Крик составляют 565–555 млн лет [38].

Полуостров Чукотка. На полуострове Чукотка неопротерозойские ортогнейсы распространены в пределах Кооленского гранитно-метаморфического купола и в обрамлении Велиткенайского гранитоидного массива (см. рис. 3).

Ядро Кооленского купола сложено породами амфиболитовой фации и окаймлено слабометаморфизованными палеозойскими и мезозойскими осадочными породами и вулканитами мелового возраста [8, 39, 67]. Метаморфические породы включают тела ортогнейсов, для которых получены U—Pb оценки возраста в интервале 650–580 млн лет [32, 37, 38, 67]. В одном из зерен циркона для ядра и каймы получены возрасты 1.8 млрд лет и 101 млн лет, соответственно [32]. Величины ϵ_{Hf} в ортогнейсах Кооленского купола находятся в интервале +7.5...+12 [50]. Во вмещающих мигматизированных парагнейсах U—Pb возраст лейкосомы составляет около 650–676 млн лет [38], для детритовых цирконов из парагнейсов получены оценки возраста в интервале 1.7–1.15 млрд лет [32, 38].

В обрамлении мелового Велиткенайского гранитоидного массива, расположенного в восточной части Куульского поднятия Западной Чукотки, присутствуют мигматизированные высокоградиентные метаморфические породы, которые объ-

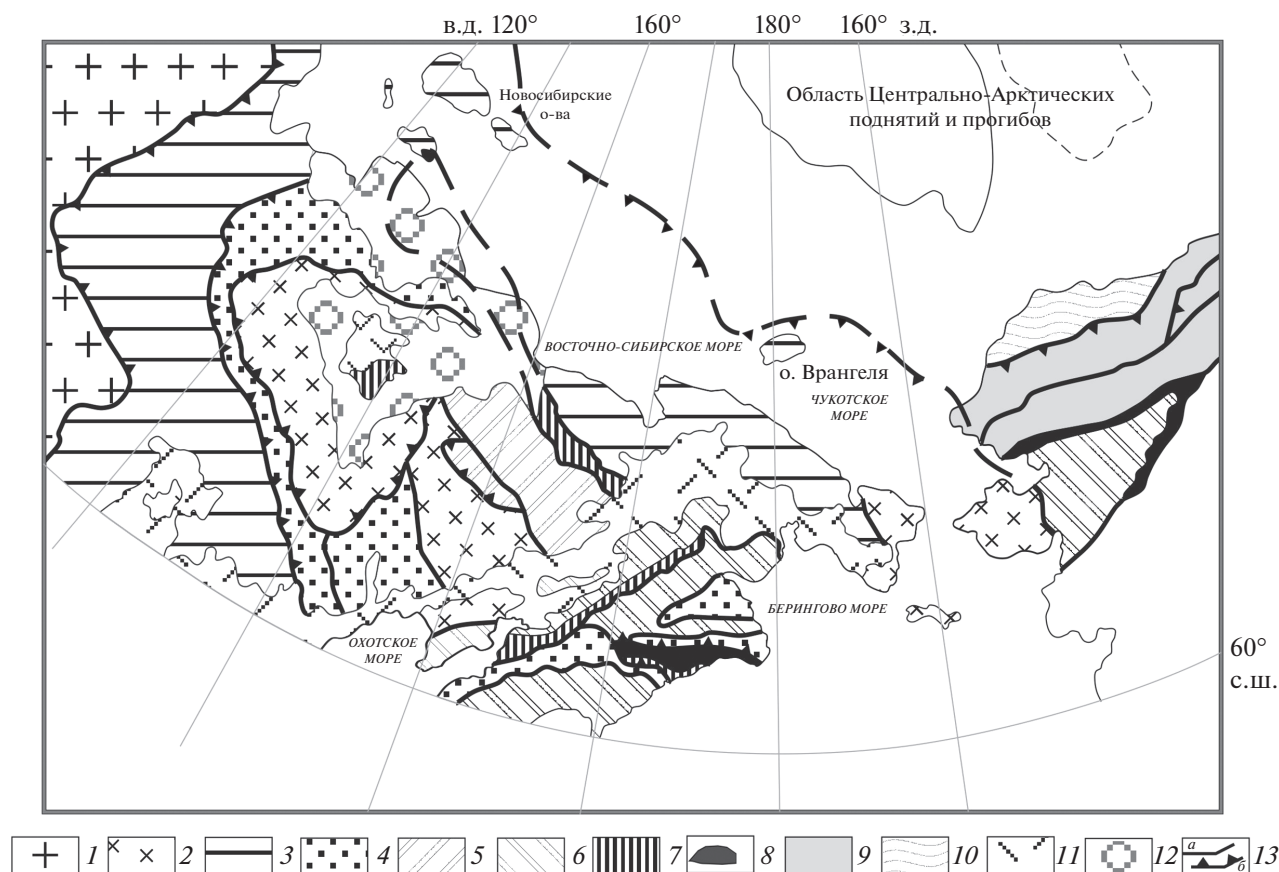


Рис. 2. Тектоническая схема Северо-Востока Азии и Северной Аляски.

1 – Сибирский кратон; 2–8 – террейны: 2 – кратонные, 3 – пассивных окраин, 4 – существенно турбидитовые, 5 – островных дуг, 6 – островных дуг и задуговых бассейнов, 7 – аккреционных призм, 8 – офиолитовые и океанические; 9 – террейны хр. Брукс; 10 – бассейн Колвилл; 11–12 – перекрывающие комплексы: 11 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 12 – кайнозойские отложения; 13 – разрывные нарушения: а – разломы, б – надвиги

единяются в велиткенайский комплекс [50]. U–Pb оценка цирконов из кварц-полевошпатовых гнейсов этого комплекса составляет 661 ± 11 млн лет [50]. Лейкограниты, секущие гнейсовидные граниты приконтактной части Велиткенайского массива с возрастом 105 млн лет, содержат включения гнейсов и ксеногенные цирконы с возрастными около 610 млн лет [29, 50, 63].

Остров Врангеля. Здесь неопротерозойские гранитоиды и кислые вулканиты входят в состав врангелевского комплекса, который обнажен в пределах субширотной полосы в центральной части острова от м. Флоренс до Мамоновых и Центральных гор. В строении комплекса участвуют сильно дислоцированные метавулканические и метаосадочные породы с единичными линзами и пластами карбонатных пород, метаморфизованные в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях [9, 11, 12, 16]. Среди них залегают пластовые тела гранитоидов мощностью от десятков сантиметров до 70–80 м, реже – дайки и мелкие штоки до 20×30 м [16]. Для этих пород получены

оценки возраста кристаллизации в интервале 690–720 млн лет [20, 41, 50], часть популяции цирконов имеет унаследованные ядра с возрастными в интервале от 1000 до 2600 млн лет [20].

U–Pb датировки метавулкаников кислого состава из врангелевского комплекса составляют 633 млн лет (TIMS) [44], 594 ± 7 , 599 ± 8 (SIMS) [26]. В работе [50] для метавулканита из врангелевского комплекса указана датировка 702 ± 4 (SIMS) млн лет, но не приведены данные о составе породы. Возраст базальтов, пространственно ассоциирующих с вулканитами кислого состава находится в интервале 500–600 млн лет (LA-ICP-MS) [24, 26]. Датирование цирконов (LA-ICP-MS) из цемента базальных конгломератов в основании верхнекаменноугольных отложений, перекрывающих базальты и вулканиты кислого состава, показало, что 87% зерен находятся в интервале от 517 до 715 млн лет, где они образуют максимумы 535 (6%), 586 (54%) и 667 (27%) млн лет. В интервале 1016–2362 (13%) млн лет цирконы не образуют возрастных пиков [24].

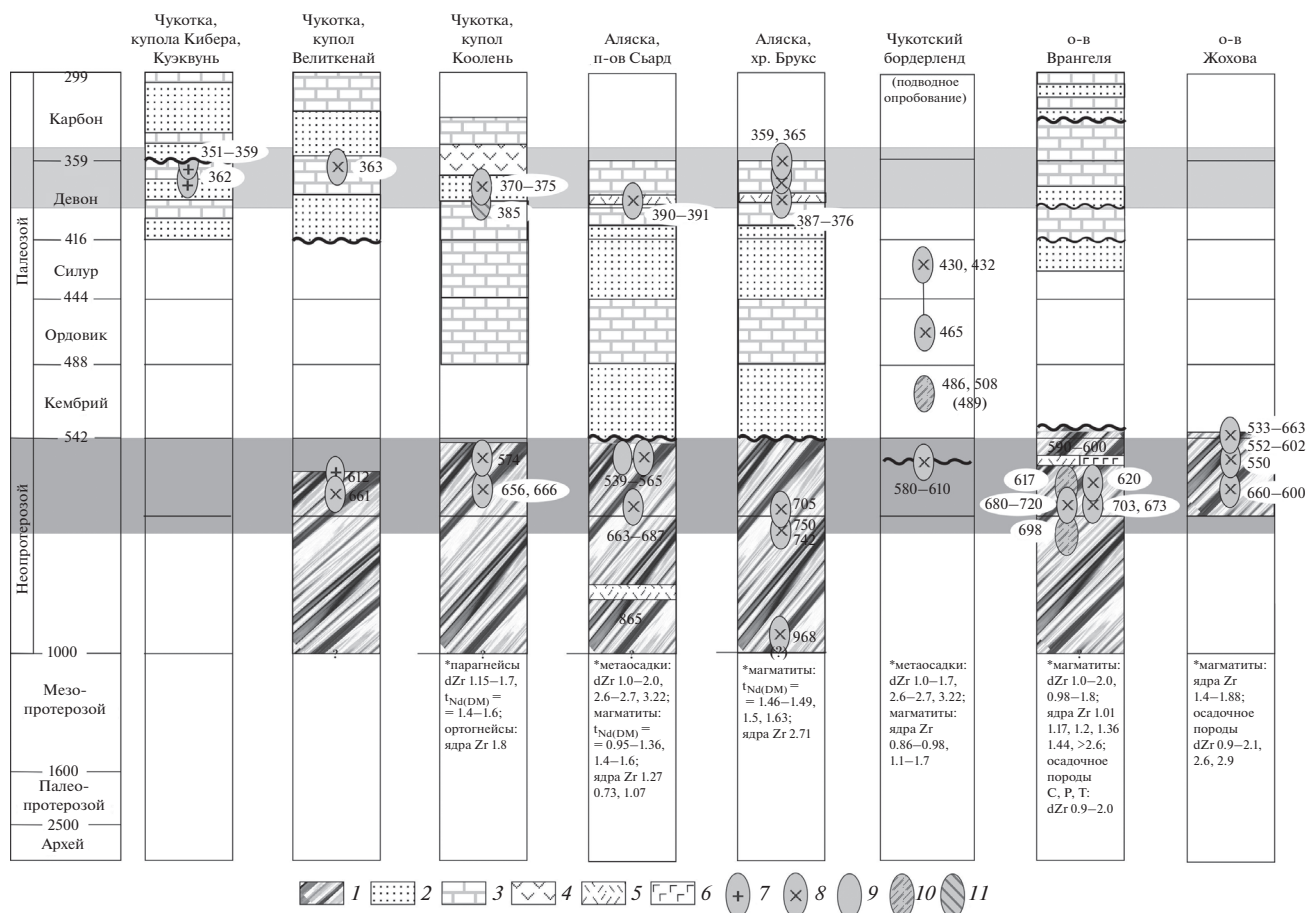


Рис. 3. Тектоно-стратиграфические колонки, отражающие тектонические и магматические события в районах Восточной Арктики.

Обозначены (звездочка) косвенные данные по более древнему, чем неопротерозойский, возрасту фундамента Арктическая Аляска—Чукотка.

1 — кристаллические комплексы фундамента микроплиты Арктическая Аляска—Чукотка; 2 — терригенные породы; 3 — карбонатные породы; 4 — вулканиты среднего состава; 5 — метавулканиты кислого состава; 6 — метавулканиты основного состава; 7 — гранитоиды; 8 — ортогнейсы, гранито-гнейсы; 9 — габбро; 10 — амфиболиты; 11 — метавулканиты

В работах [1, 34, 40, 71] приведены данные о драгировании магматических и метаморфических пород неопротерозойского возраста в районе Чукотского бордерленда, а также о ксенолитах пород фундамента в плиоцен-четвертичных базальтах о-ва Жохова архипелага Де Лонга.

Чукотский бордерленд. Представляет собой батиметрическое поднятие на шельфе Северной Аляски с континентальным типом земной коры [52]. Породы, драгированные с крутого эскарпа в центральной части Чукотского бордерленда представлены деформированными амфиболитами, гранат-содержащими мусковит-биотит-кварц-полевошпатовыми гнейсами и ортогнейсами с очками калиевого полевого шпата [40]. Большую часть объема полученного материала составляют гнейсы и амфиболиты, очковые ортогнейсы встречены в количестве 20 фрагментов.

Амфиболиты пересекаются сантиметровыми деформированными жилами кварцевого или кварц-полевошпатового состава. Амфиболиты содержат цирконы метаморфического генезиса с U—Pb средневзвешенными возрастными 508 ± 4 и 486 ± 20 млн лет. Возраст цирконов из секущей лейкократовой жилы составляет 489 ± 15 млн лет [40].

Гранат-содержащие мусковит-биотит-кварц-полевошпатовые гнейсы образовались по плутонической породе среднего состава [40]. Цирконы из гнейсов образуют три возрастных интервала: 480–545, 560–650 и 1000–1700 млн лет. Оценки возраста в интервале 560–650 млн лет интерпретируются как возрасты кристаллизации плутонического протолита гнейсов, из них средневзвешенные составляют 610 ± 24 и 580 ± 20 млн лет. Возрасты 480–545 млн лет получены по зернам метаморфического генезиса и отражают время

метаморфического события, которое совпадает с метаморфизмом амфиболитов. Возраст в интервале 1000–1700 млн лет установлен по ядрам субидиоморфных зерен циркона и трактуется как унаследованный из осадочного протолита [40].

Средневзвешенные U–Pb возрасты очковых ортогнейсов составляют 430 ± 4 и 432 ± 4 млн лет и отражают возраст кристаллизации магматического протолита ортогнейсов. Возрасты ядер цирконов образуют кластеры 860–980, 1100–1450, 1650 и 1825 млн лет и интерпретируются как унаследованные из осадочного протолита [40].

Остров Жохова, архипелаг Де Лонга. По данным [34, 47] щелочные базальты о-ва Жохова содержат коровые ксенолиты плагиогранито-гнейсов и песчаников. Конкордантные возрасты кристаллизации цирконов из протолита составляют 630–650 (U–Pb SIMS, [34]) или 568 ± 4 , 602 ± 2 , 533 ± 1 , 578 ± 2 млн лет (U–Pb SIMS, [47]), средневзвешенные — 626 ± 9 и 638 ± 11 млн лет [36]. Часть цирконов содержит древние ядра с возрастом 1.47–1.88 млрд лет [34]. Конкордантные U–Pb возрасты цирконов из гранитоидов из глыб в развалах вблизи вулканических жерловин составляют интервал 552–602 (U–Pb SIMS, [17, 18]), интервал возраста гранитов из галек глыб конгломератов составляет 647 ± 5 млн лет.

Песчаники из ксенолитов содержат детритовые цирконы, по которым установлено, что возраст осадочных отложений не древнее перми и присутствие протерозойских цирконов, наиболее древние из которых имеют возраст 1.8 млрд лет. Отмечается сходство популяций детритовых цирконов с таковыми в пермских и триасовых отложениях Таймыра и Чукотки [34]. По данным [47] в популяции детритовых цирконов преобладают неопротерозойские цирконы с пиком 650 млн лет, а также присутствуют редкие палеопротерозойские и архейские цирконы и небольшое количество мезопротерозойских в интервале от 1350 до 1050 млн лет. Популяция детритовых цирконов из песчаника из глыб в развалах вблизи вулканических жерловин имеет неопротерозойские возрасты 547 ± 4 млн лет (60%), мезопротерозойские 1000–1100 млн лет (30%) и единичные зерна 1400, 1900, 2650, 2900 млн лет [17].

Девонские–раннекаменноугольные гранитоиды и вулканы кислого состава

Девонские гранитоиды в пределах микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка развиты в хребте Брукс, на п-ове Сьюард Аляски и на Чукотке [38, 39, 60, 81] (см. рис. 3). Пояс средне-позднedeвонских гранитоидов продолжается далее с территории Арктической Аляски на о-ва Элсмир и Аксель Хейберг Канадской Арктики [51, 76, 83].

Хр. Брукс и п-ов Сьюард западной оконечности п-ова Аляска. Девонский магматизм кислого состава Аляски охватывает временной интервал 395–359 млн лет (U–Pb TIMS, [38, 44, 73, 82]). В хр. Брукс магматические породы этого возраста представлены ортогнейсами гранитного состава и метариолитами. Ортогнейсы образуют тела протяженностью от 1 до 20 км, локально наблюдаются следы первичных интрузивных контактов с вмещающими породами с наличием скарнов [81].

По данным [35, 64] девонские метагранитоиды образуют пояс протяженностью 900 км, интродуцируют протерозойские (?)–раннепалеозойские терригенные и карбонатные породы, метаморфизованные в зеленосланцевой–эпидот–амфиболитовой фации и содержат их ксенолиты. Одновозрастные метавулканы кислого состава протягиваются параллельно на расстоянии 250 км в 10–30 км к югу.

На п-ове Сьюард девонские гнейсовидные граниты в горах Дарби и Кивалик имеют возраст 390 ± 4 и 391 ± 3 млн лет соответственно [37, 38], ассоциирующие с гранитами вулканы кислого состава гор Кивалик имеют возраст 390 ± 6 млн лет [38].

Девонские магматиты не содержат унаследованных цирконов [38]. Исключение составляют только метавулканы кислого состава гор Кивалик п-ова Сьюард 402 ± 5 млн лет и района Амблер хр. Брукс, возраст которых составляет $376–405 \pm 3$ млн лет [38, 60, 81, 82]. Кроме того, для цирконов из ортогнейсов Игикпак хр. Брукс построена дискordia с нижним пересечением 1375 млн лет [82].

Гранито-купольные структуры п-ова Чукотка. Позднедевонские–раннекаменноугольные гранитоиды приурочены к центральным частям Куульской, Куэкувуньской и Кооленьской гранито-купольных структур Анюйско-Чукотской складчатой системы [4, 8, 39, 50, 67] (см. рис. 2).

Гранитоиды Киберовского массива в западной части Куульской структуры прорывают метатерригенные породы нижнего-среднего девона и терригенно-карбонатные породы верхнего девона. Нижне-среднекаменноугольные и пермо–триасовые комплексы со стратиграфическим несогласием и разрывом залегают на верхнедевонских комплексах: в основании наблюдается горизонт конгломератов, в том числе — с галькой гранитов, сопоставимых с гранитами Киберовского массива.

Киберовский массив сложен гранодиоритами, гранитами, в меньшей степени лейкогранитами, аляскитами, субщелочными гранитами. Гранитоиды из гальки конгломератов в основании нижнекаменноугольных отложений представлены гранодиоритами и гранитами.

В центре Куэкувуньской структуры выходят метаморфизованные карбонатно-терригенные по-

роды девона—среднего карбона, в юго-восточной части прорванные гранитоидным массивом. В обрамлении массива присутствуют маломощные (до нескольких десятков метров) тела гранитоидов, превращенных в очковые гнейсы.

Гранитоиды Киберовского и гранито-гнейсы Куэкувуньского массивов, а также гранитоиды из гальки конгломератов в основании каменноугольных отложений имеют раннекаменноугольный ($351\text{--}359$ млн лет) или позднедевонский (362 ± 4 , 364 ± 6 млн лет) (TIMS, SIMS, LA-ICP-MS, [20, 38, 58]).

В ядре Кооленского купола Восточной Чукотки среди высокометаморфизованных пород помимо неопротерозойских присутствуют ортогнейсы девонского возраста: 370 ± 1 и 375 ± 1 млн лет, U—Pb TIMS [68]. В работе [39] приведена U—Pb SIMS оценка возраста метаультрамафитовой породы из купола Коолень 385 ± 20 млн лет [31].

Среди высокометаморфизованных пород Велиткенайского купола также помимо неопротерозойских, присутствуют ортогнейсы девонского возраста — 363 ± 44 млн лет (U—Pb, SIMS, [38]). Цирконы из ортогнейсов имеют каймы с возрастом 101 млн лет.

Раннемеловые гранитоиды

Гранитоидные плутоны Анюйско-Чукотской складчатой системы интродуцируют складчатые осадочные комплексы девона—карбона, поздней перми—триаса, а также в разной степени деформированные отложения позднеюрско—раннемеловых бассейнов.

Алярмаутская гранито-купольная структура. Гранитоиды Алярмаутской структуры и ее обрамления прорывают метатерригенные породы и мраморизованные известняки верхнего девона — нижнего карбона и терригенные отложения триаса [25]. U—Pb SIMS возраст гранитоидов составляет $117\text{--}112$ млн лет [13, 62]. Имеются унаследованные ядра цирконов с возрастом 717, 1070 и 1582 млн лет из вмещающих терригенных пород палеозойского возраста или из пород фундамента [13].

Кооленская и Куульская гранито-купольные структуры. Меловые гранитоиды данных структур являются более молодыми, чем гранитоиды Алярмаутской структуры. Так, в Кооленском куполе U—Pb возрасты гранитоидов составляют 108, 104 и 94 млн лет [39]. В Велиткенайском массиве в восточной части Куульской структуры, кварцевые монцодиориты и рассланцованные граниты краевых частей массива имеют U—Pb SIMS возраст 105 ± 1 млн лет, лейкограниты внутренних частей имеют возраст 102 ± 4 [29, 33, 50] и 101 млн лет [3].

Купола Киглуаик п-ова Сьюард на п-ове Аляска. К центральной части гранитно-метаморфическо-

го купола Киглуаик п-ова Сьюард Аляски приурочен меловой плутон Киглуаик, который занимает площадь ~ 100 км². Вмещающие плутон метаморфические породы содержат конкордантные тела ортогнейсов мелового возраста мощностью ~ 15 м. U—Pb SIMS возрасты плутона Киглуаик составляют 92 ± 2 млн лет, возрасты ортогнейсов составляют ~ 105 и 110 ± 5 млн лет [36].

По данным [36] корневая зона плутона состоит из диоритов, кварцевых монцодиоритов, тоналитов и гранодиоритов и биотитовых гранитов кровельной части. Дискордантные соотношения плутона с вмещающими породами и отсутствие сланцеватости в магматических породах свидетельствуют о его пост-тектонической позиции, однако отсутствие закалок и очень незначительный объем контактовых изменений позволяют предполагать, что он внедрялся непосредственно после пика метаморфизма вмещающих пород.

Тытельвеевская и Мангазейская наложенные впадины п-ова Чукотка. Гранитоиды аптского возраста описаны в Тытельвеевской и Мангазейской наложенных впадинах Чукотки, выполненных терригенными толщами в основании и вулканитами аптского и апт-альбского возраста мощностью до 2.5 и 2.3 км соответственно [19]. Для вулканитов Тытельвеевской впадины получены новые U—Pb SIMS цифры возраста 121 ± 3 и 118 ± 2 млн лет. Они характеризуются бимодальным распределением по кремнекислотности и представлены андезитами и трахиандезитами с подчиненным количеством дацитов, трахидацитов и риолитами. Вулканиты прорваны малыми интрузивными телами кварцевых диоритов и граносиенитами Илирнейского массива. Вулканиты Мангазейской впадины отличаются более основным составом и представлены базальтами и андезитами, которые прорываются небольшими телами, варьирующими по составу от габбро-диоритов до грано- и монцодиоритов [29]. Изохронный Rb—Sr возраст одного из таких интрузивов составляет 117 ± 12 млн лет [14].

Чаунская складчатая зона. Гранитоидные массивы Чаунской складчатой зоны представлены как батолитами площадью до 2000 км², так и более мелкими штокообразными массивами. Они интродуцируют складчатые осадочные комплексы девона—карбона, поздней перми—триаса и осадочные толщи синколлизионных позднеюрско-раннемеловых бассейнов. Вулканиты Охотско-Чукотского вулканического пояса налагают на частично эродированные плутоны Чаунской зоны, поэтому гранитоиды рассматривались как продукты магматизма, предшествующего началу активности пояса и относились к чукотскому (тауреранскому) раннемеловому комплексу [10, 22, 29].

Гранитоиды имеют секущие контакты с вмещающими породами, с ореолами роговиков и

контролируются структурами как северо-западного, так и северо-восточного направления [29]. Они представлены гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, кварцевыми монцодиоритами. U–Pb SIMS возраст большей части гранитоидов Чаунской зоны относится к интервалу 112–104 млн лет [3, 21, 29, 33, 63].

Апт–альбские гранитоиды также распространены и на территории Арктической Аляски в районе бассейна Юкон–Коюкук и террейна Руби [64, 65]. В пределах бассейна Юкон–Коюкук выделяется Западный пояс плутонов с возрастом 113–99 млн лет, террейна Руби – серия гранитных плутонов с возрастом 112–96 млн лет [64].

Плутоны Западного пояса представлены сиенитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами и лейкогранитами, которые прорывают вулканы андезитового состава неокотского возраста. Биотитовые граниты террейна Руби прорывают как метаморфизованные в зеленосланцевой фации докембрийские и палеозойские терригенные и карбонатные породы террейна Руби, так и серию тектонических пластин, сложенных позднепалеозойскими–юрскими базит–ультрабазитовыми и вулканогенно–кремнистыми комплексами смежного террейна Ангаючам [65].

Помимо рассмотренных выше раннемеловых (апт–альбских) гранитоидов Западной Чукотки, на Восточной Чукотке установлены раннемеловые гранитоиды, формировавшиеся в надсубдукционных условиях до начала активности Охотско–Чукотского вулканического пояса [21, 76].

Гранитоиды изучены в районе бухт Провидения и Румилет Восточной Чукотки. Они прорывают метаморфические породы фундамента и девона–нижнего карбона и перекрываются апт–альбской этелькумской свитой, базальные горизонты которой содержат обломки этих гранитов. Гранитоиды имеют U–Pb SIMS возраст: 119–122 и 131–136 млн лет [21, 76].

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КИСЛОГО СОСТАВА

Неопротерозойские гранитоиды и вулканы кислого состава

Хребет Брукс. Ортогнейсы Эрн Лейк имеют гранитный состав [68]. Первичные отношения изотопов стронция в двух образцах этих ортогнейсов составляют 0.758 и 0.677; ϵNd – –6.8, –5.4; Nd модельный возраст – 1.63 и 1.51 млрд лет [38].

Метагранитоиды Хаб Маунтин преимущественно имеют содержания SiO_2 от 75.7 до 77.1% и относятся к нормально– и умеренно–щелочным лейкогранитам (рис. 4, а), метагабброиды имеют содержания SiO_2 от 48.3 до 50.5%. Ортогнейсы относятся преимущественно к железистым, извест-

ково–щелочным и перглиноземистым образованиям (см. рис. 3, б–г). Редкоэлементный состав гранитов позволяет относить их к внутриплитному типу или к гранитам А–типа (рис. 5а, б). Величины ϵNd ортогнейсов Хаб Манутин находятся в интервале от –1.1 до –1.5, Nd модельный возраст составляет 1.46–1.49 млрд лет [38] (рис. 6).

Полуостров Сьюард. По химическому составу метавулканы гор Бенделбен относятся к риолитам (трахириолитам) [30] (см. рис. 4, а); по классификации [49] – к железистым образованиям по индексу железистости, известково–щелочным либо щелочно–известковыми по индексу MAI и перглиноземистым образованиям по индексу ASI [38] (см. рис. 4, б–г). На диаграмме Rb–Y + Nb [74] точка состава расположена на границе полей гранитов синколлизионных и вулканических дуг, а на диаграммах $\text{FeO}^*/\text{MgO}–\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ [86] и Nb/Y–Y + Nb [87] – в поле гранитов А–типа (см. рис. 5, а, б). Величина ϵNd в метавулканиках составляет +0.14 (см. рис. 6); Nd модельный возраст 1.38 млрд лет.

Ортогнейсы Кейп Ном имеют содержания SiO_2 от 73.8 до 75.6% и соответствуют нормально–щелочным гранитам и умеренно–щелочным лейкогранитам (см. рис. 4, а). Они являются магнезиальными, известково–щелочными, умеренно– и перглиноземистыми образованиями (см. рис. 4, б–г). Величина первичных отношений изотопов стронция для ортогнейсов 0.707, ϵNd от –4 до –2.5, Nd модельный возраст 1.47 млрд лет [37, 38] (см. рис. 6).

Ортогнейсы из р–на Салмон Лейк гор Киглуайк имеют содержания SiO_2 от 70.5 до 79.7% [48] и по химическому составу соответствуют гранодиоритам, нормально–щелочным гранитам и умеренно–щелочным лейкогранитам (см. рис. 4, а). Они являются как магнезиальными, так и железистыми, известково–щелочными, умеренно– и перглиноземистыми породами (см. рис. 4, б–г). Ортогнейсы имеют величины ϵNd – –2.7 и –4.0, Nd модельный возраст – 1.37 и 1.39 млрд лет соответственно [38] (см. рис. 4).

Ортогнейсы Томсон Крик имеют содержания SiO_2 от 56 до 76% и по химическому составу соответствуют широкому ряду пород от монцодиоритов до низкощелочных гранодиоритов, нормально– и умеренно–щелочных гранитов и умеренно–щелочных лейкогранитов (см. рис. 4, а). Они являются магнезиальными, известковыми, известково–щелочными, щелочно–известковыми и преимущественно метаглиноземистыми образованиями (см. рис. 4, б–г). Величина первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует от 0.705 до 0.712; ϵNd – от –2.73 до 1.43; Nd модельного возраста – от 0.95 до 1.36 млрд лет (один образец – 1.9 млрд лет [41] (см. рис. 6). Для габбро эти величины составляют 0.7057, +5.8 и 680 млн лет соответственно.

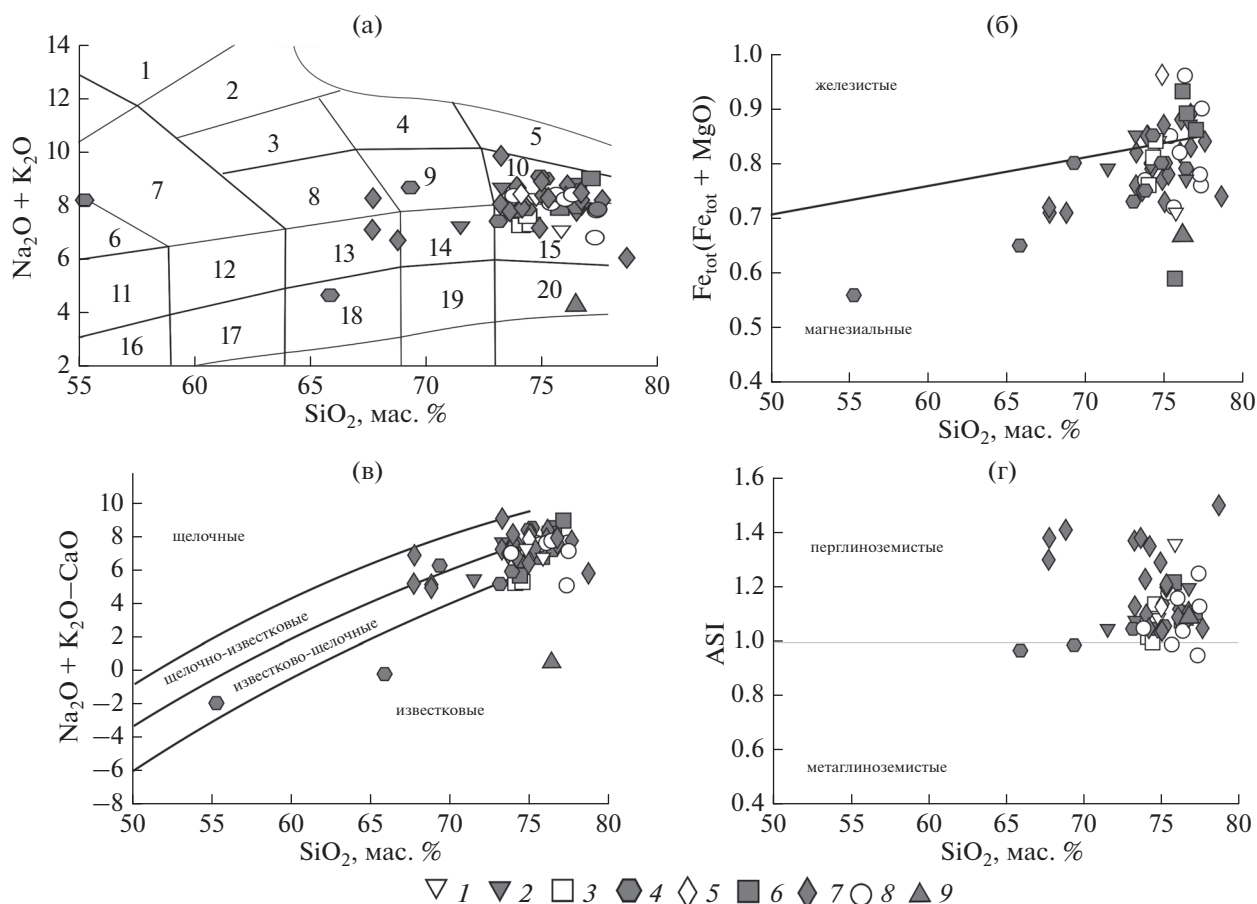


Рис. 4. Диаграммы TAS (а), по [30]; $\text{Fe}_{\text{tot}}/(\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{MgO})$ – SiO_2 (б); $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – CaO – SiO_2 (в); ASI– SiO_2 для неопро-терозойских гранитоидов (г), по [49].

На (а): поля составов: 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, гранодиориты, 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 – фойидовые сиениты.

1–4 – ортогнейсы п-ова Сьюард, Аляска [38, 48]: 1 – Кейп Ном, 2 – Салмон Лейк, 3 – гор Кивалик, 4 – Томсон Крик; 5 – метавулканы кислого состава гор Бенделбен, п-ов Сьюард; 6 – ортогнейсы Хаб Маунтин, хр. Брукс, Аляска; 7 – метакристаллы врангелевского комплекса о-ва Врангеля; 8 – метариолиты врангелевского комплекса о-ва Врангеля; 9 – ортогнейсы купола Коолень, Восточная Чукотка [38].

Купол Коолень полуострова Чукотка. Ортогнейсы купола Коолень по химическому составу соответствуют низкощелочному лейкограниту (см. рис. 4, а) и относятся к магнезиальным, известковым и умеренно-глиноземистым гранитоидам (см. рис. 4, б–г).

Остров Врангеля. Гранитоиды имеют содержания SiO_2 от 66 до 77% и по химическому составу соответствуют граносиенитам, гранодиоритам, нормально-и умеренно-щелочным лейкогранитам (см. рис. 4, а). Они являются магнезиальными, известково-щелочными и щелочно-известковыми, перглиноземистыми образованиями (см. рис. 4, б–г). Для гранитоидов характерны от-

рицательные величины $\varepsilon\text{Nd}(\text{T})$ в интервале от –2.97 до –4.46 (см. рис. 6) и мезо-палеопротерозойские модельные возрасты (1.56–1.99).

Вулканы кислого состава имеют содержания SiO_2 от 73 до 77% и по химическому составу соответствуют риолитам (см. рис. 4, а). По редко-элементному составу они соответствуют гранитам А-типа или внутриплитным (см. рис. 5). Вулканы имеют умеренные положительные величины $\varepsilon\text{Nd}(\text{T})$ (+1.21; +1.1) (см. рис. 6) и мезопротерозойские модельные возрасты (1.12, 1.23 млрд лет). Вулканы основного состава соответствуют базальтам и андезибазальтам. По геохимическим характеристикам они сходны с

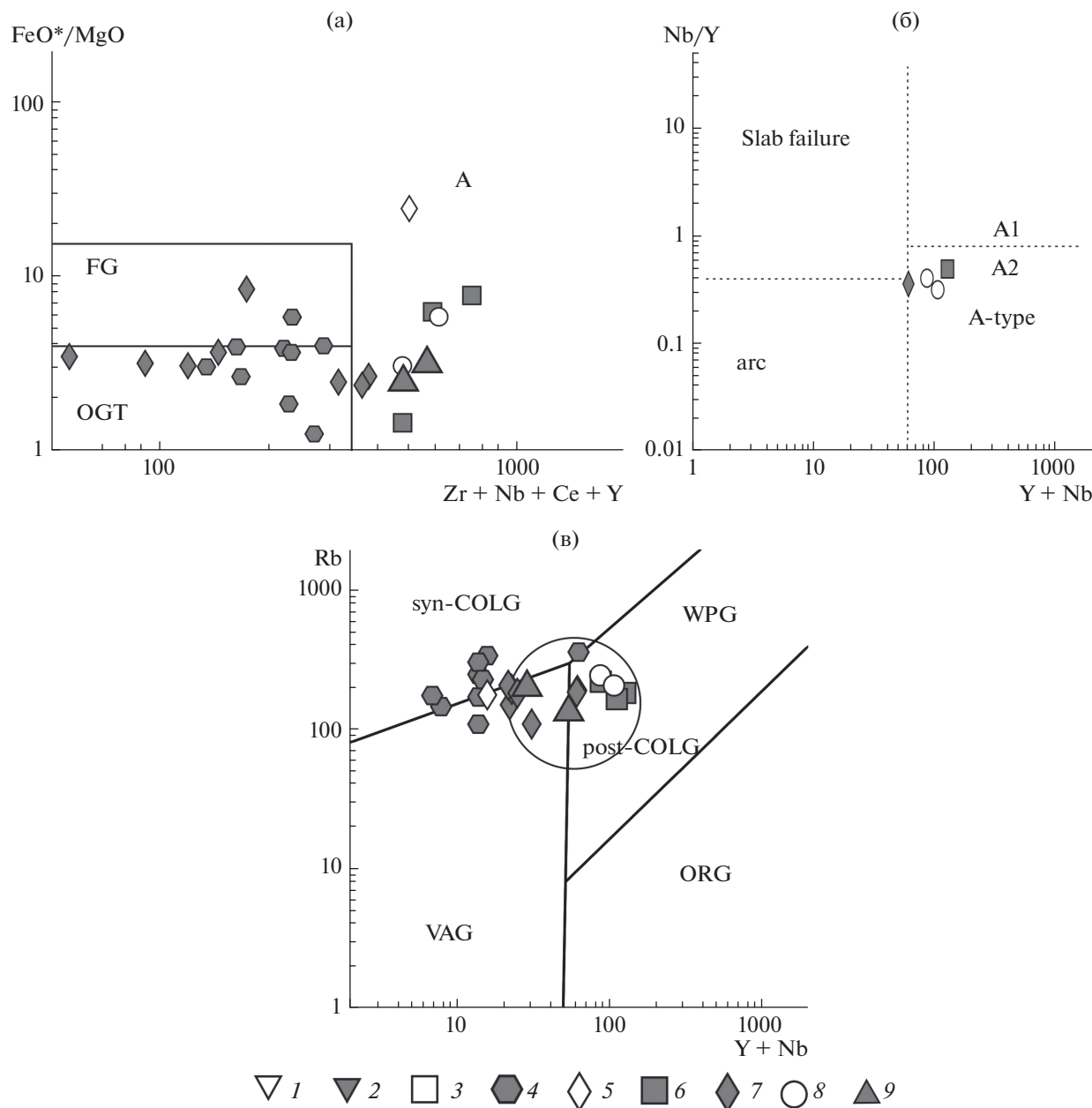


Рис. 5. Диаграммы для неопротерозойских гранитоидов: FeO^*/MgO – $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$, по [86] (а); Rb – $\text{Y} + \text{Nb}$, по [74] (б); Nb/Y – $\text{Y} + \text{Nb}$, по [87] (в).

(а) – граниты: OGT – нефракционированные М-, I- и S-типов, FG – фракционированные, А – А-типа; (б) – граниты: slab failure – происхождение связано с моментом отрыва части океанической плиты после аккреции энзиматических дуг к континентальной окраине, по [87], arc – островодужные, A-type – А-типа; (в) – граниты: syn-COLG – синколлизийные, VAG – вулканических дуг, WPG – внутриплитных, ORG – океанических хребтов, post-COLG – постколлизийные.

1–4 – ортогнейсы п-ова Сьюард, Аляска [38, 48]: 1 – Кейп Ном, 2 – Салмон Лейк, 3 – гор Кивалик, 4 – Томсон Крик; 5 – метавулканиды кислого состава гор Бенделен, п-ов Сьюард; 6 – ортогнейсы Хаб Маунтин, хр. Брукс, Аляска; 7 – метагранитоиды врангелевского комплекса о-ва Врангеля; 8 – метариолиты врангелевского комплекса о-ва Врангеля; 9 – ортогнейсы купола Коолень, Восточная Чукотка, по [38]

базальтами траппов Норильской мульды. Высокие значения Gd/Yb в базальтах отражает происхождение пород из глубинных мантийных источников, а низкие концентрации Nb и Ta, высокие значения La/Sm отношения указывают на коровую контаминацию [24].

Чукотский бордерленд. Ортогнейсы имеют содержания SiO_2 65–67%, Na_2O 3.4–3.8%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.0$ –1.4 и по химическому составу соответствуют монцогранитам и гранодиоритам [40]. Спайдерграммы ортогнейсов характеризуются обогащением крупноионными литофильными (КИЛ)

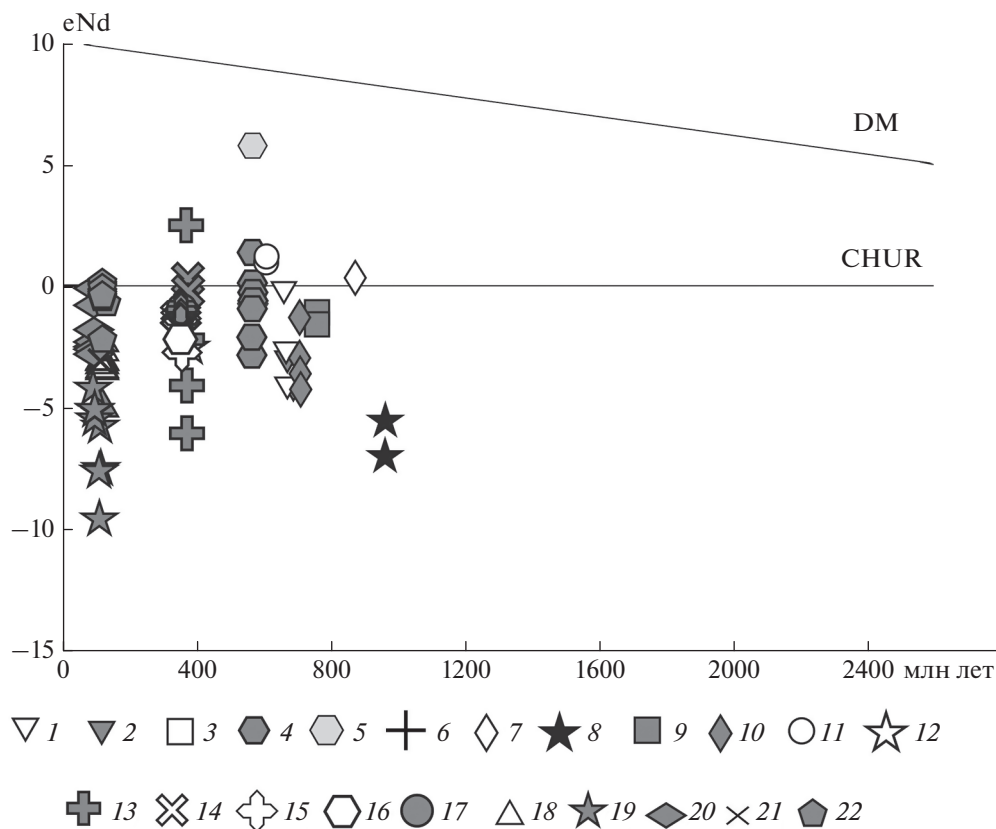


Рис. 6. Диаграмма ϵNd —возраст (млн лет) для валовых составов неопротерозойских, девонско—раннекаменноугольных и раннемеловых гранитоидов Восточной Арктики.

Обозначено: DM — деплетированная мантия, CHUR — однородный хондритовый резервуар.

Неопротерозойские ортогнейсы и метавулканы: 1–4 — ортогнейсы п-ова Сьюард, Аляска, по [38]: 1 — Кейп Ном, 2 — Салмон Лейк, 3 — гор Кивалик, 4 — Томсон Крик; 5 — габбро Томсон Крик; 6 — гор Киглуайк; 7 — метавулканы кислого состава гор Бенделлебен (п-ов Сьюард); 8 — ортогнейсы Эрни Лейк (хр. Брукс, Аляска); 9 — ортогнейсы Хаб Маунтин (хр. Брук, Аляска); 10 — метакристаллы врангелевского комплекса о-ва Врангеля; 11 — метариолиты врангелевского комплекса о-ва Врангеля; 12 — ортогнейсы Чукотского бордерленда, по [40]; *Девонско—раннекаменноугольные ортогнейсы и гранитоиды:* 13 — ортогнейсы хр. Брукс, по [68]; 14 — купол Коолень (п-ов Чукотка), по [38]; 15 — гранитоиды Киберовского массива, Куульское поднятие (п-ов Чукотка); 16 — галька гранитов в основании раннекаменноугольных отложений, мыс Кибера (Куульское поднятие, п-ов Чукотка); 17 — ортогнейсы Куэвуньского поднятия (п-ов Чукотка); *Раннемеловые гранитоиды:* 18 — Алярмаутского поднятия (п-ов Чукотка); 19 — Чаунской складчатой зоны, по [29]; 20 — купола Киглаик (п-ов Сьюард, по [38]); 21 — о-ва Св. Лаврентия; 22 — плутона Ткачен (Восточная Чукотка, по [21, 76])

элементами относительно высокзарядных (ВЗЭ), отрицательными Nb, Ta, Ti аномалиями, что отвечает надсубдукционным характеристикам. Величина ϵNd в ортогнейсах составляет -4.8 , а первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равны 0.707 .

Девонские-раннекаменноугольные гранитоиды и вулканы кислого состава

Хребет Брукс и п-ов Сьюард п-ова Аляска. Девонские метакристаллы хр. Брукс имеют содержания SiO_2 от 69 до 78% и по химическому составу относятся к нормально- и умеренно-щелочным лейкогранитам (рис. 7, а). По классификации [49] они являются железистыми, известково-щелочными, мета- и умеренно-глиноземистыми обра-

зованиями (рис. 6, б–г). Величина ϵNd в ортогнейсах составляет [68] (см. рис. 6) от -6.5 до 2.4 , а модельные возрасты 0.8 – 1.6 млрд лет. Для метакристаллов характерны высокие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.714 \pm 0.003$ [68].

Метавулканы района Амблер представлены субщелочными метаандезитами, метариолитами с высокими концентрациями тяжелых РЗЭ и метабазальтами с низкими концентрациями РЗЭ и ВЗЭ элементов [79]. Величина ϵNd метавулкани-та кислого состава равна 0.6 , модельный возраст составляет 1.0 млрд лет [68].

Гранито-купольные структуры п-ова Чукотка. Гранитоиды Киберовского и гранито-гнейсы Куэвуньского массива Куульской и Куэвуньской структур характеризуются содержаниями SiO_2

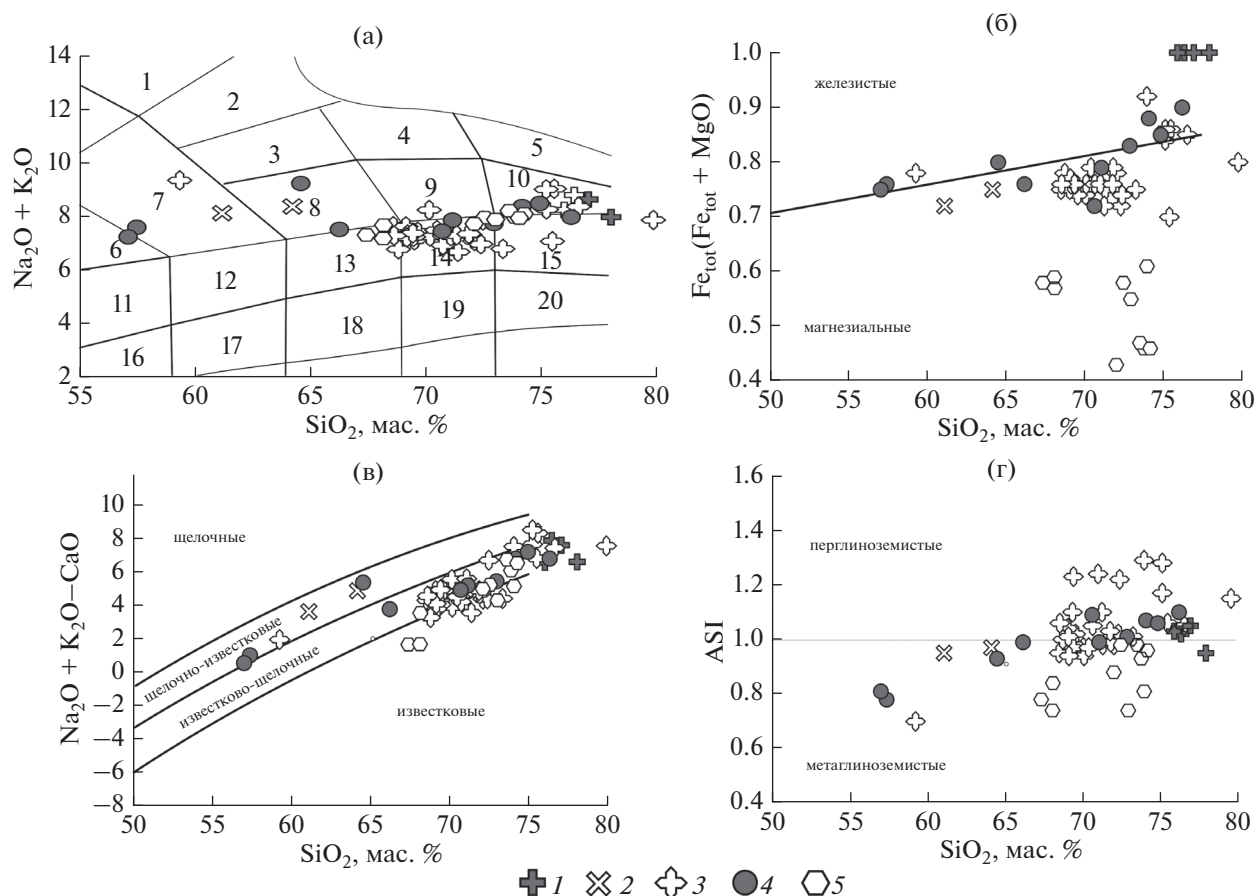


Рис. 7. Диаграммы для девонско-раннекаменноугольных гранитоидов: TAS (а); $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO)$ — SiO_2 (б); $Na_2O + K_2O - CaO - SiO_2$ (в); ASI— SiO_2 (г).

1—2 — ортогнейсы: 1 — хр. Брукс, по [68], 2 — купола Коолень (п-ов Чукотка, по [67]); 3 — гранитоиды Киберовского массива (Куульское поднятие, п-ов Чукотка); 4 — галька гранитов в основании раннекаменноугольных отложений (мыс Кибера, Куульское поднятие, п-ов Чукотка); 5 — ортогнейсы Куэкувунского поднятия (п-ов Чукотка)

67–79, 56–76 мас. % соответственно (см. рис. 7, а). Породы Киберовского массива относятся преимущественно к магнезиальным, известково-щелочным, мета- и перглиноземистым образованиям (см. рис. 7, б–г). В составе гранито-гнейсов Куэкувунского массива выделяются как магнезиальные, так и железистые разновидности, они являются щелочно-известковыми и известково-щелочными, мета- и умеренно-глиноземистыми образованиями (см. рис. 7, б–г). Гранитоиды из гальки являются магнезиальными, известковыми и известково-щелочными, метаглиноземистыми образованиями (см. рис. 7, б–г). По редко-элементному составу гранитоиды Киберовского массива и гранитоиды из гальки близки к гранитам I-типа, а гранито-гнейсы Куэкувунского массива — к гранитам I- и A-типов (рис. 8, а, б).

Гранитоиды и гранито-гнейсы имеют узкий интервал величин ϵNd от –0.95 до –2.83 (см. рис. 6). Nd модельные, одностадийные и двустадийные, возрасты гранитоидов, гранито-гнейсов и грани-

тов из гальки достаточно близки и соответствуют интервалам 1034–1148 и 1203–1300 млн лет, что отвечает мезопротерозою. Гранитоиды Киберовского массива и гранито-гнейсы Куэкувунского массива имеют сравнительно высокие величины начального отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в интервале от 0.705889 до 0.707845.

Величины ϵHf в цирконах из гранитов Киберовского массива варьируют от +16.7 до –5.2, в цирконах из гранитов гальки — от +16.7 до +6.5. Hf модельные одностадийные возрасты (T_{DM}) для цирконов из гранитов Киберовского массива и гальки обнаруживают практически одинаковый разброс, совпадающий с возрастом гранитов — от 300 до 740 и до 720 млн лет, соответственно. Максимальные двустадийные модельные возрасты (T_{DMC}) различаются — 1.57 и 0.88 млрд лет соответственно.

Девонские ортогнейсы купола Коолень характеризуются содержаниями SiO_2 60.37; 64.02 мас. %, по химическому составу соответствуют монцони-

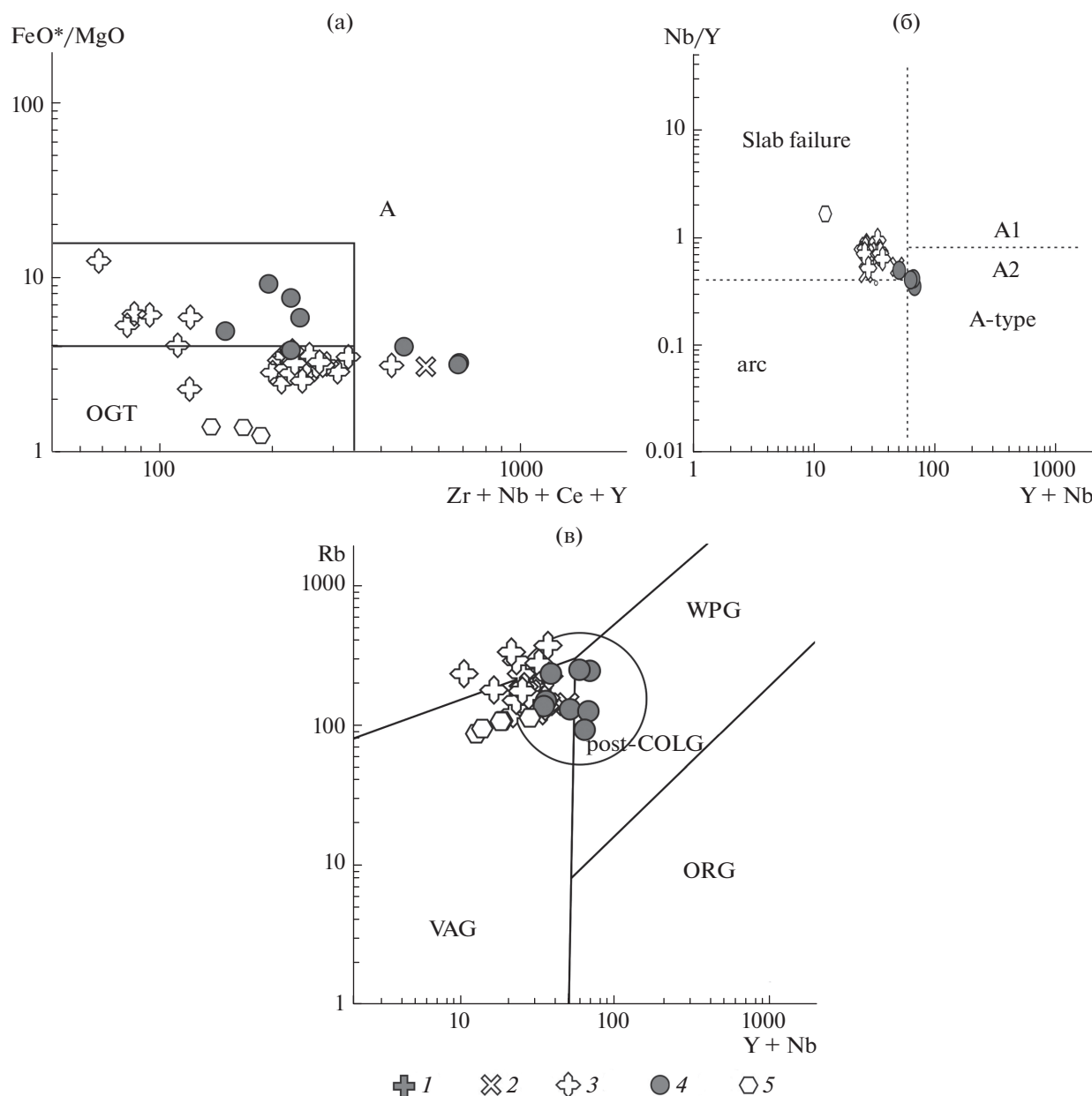


Рис. 8. Диаграммы для девонско-раннекаменноугольных гранитоидов: $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ (а), $\text{Rb}-\text{Y} + \text{Nb}$ (б); $\text{Nb}/\text{Y}-\text{Y} + \text{Nb}$ (в); $\text{Rb}-\text{Y} + \text{Nb}$ (г).

1–2 – ортогнейсы: 1 – хр. Брукс, по [68], 2 – купола Коолень (п-ов Чукотка, по [67]); 3 – гранитоиды Киберовского массива (Куульское поднятие, п-ов Чукотка); 4 – галька гранитов в основании раннекаменноугольных отложений (мыс Кибера, Куульское поднятие, п-ов Чукотка); 5 – ортогнейсы Куэкувуньского поднятия (п-ов Чукотка)

ту и граносиениту (см. рис. 7, а). Они являются магнезиальными, щелочно-известковыми и метаглиноземистыми образованиями (см. рис. 7, б–г), по редкоэлементному составу соответствуют гранитам А-типа или постколлизийным гранитам [74] (см. рис. 8, а, в). Величины начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для обоих образцов ортогнейсов составляют 0.706, величины ϵNd составляют 0.2 и -0.3 [68] (рис. 6).

Раннемеловые гранитоиды

Алямаутская гранито-купольная структура. Гранитоиды характеризуются содержаниями SiO_2 59–71 мас. % и по химическому составу соответствуют низкощелочным диоритам, монцонитам, кварцевым диоритам, гранодиоритам, гранитам, умеренно-щелочным гранитам и умеренно-щелочным лейогранитам (см. рис. 9, а). Они относятся

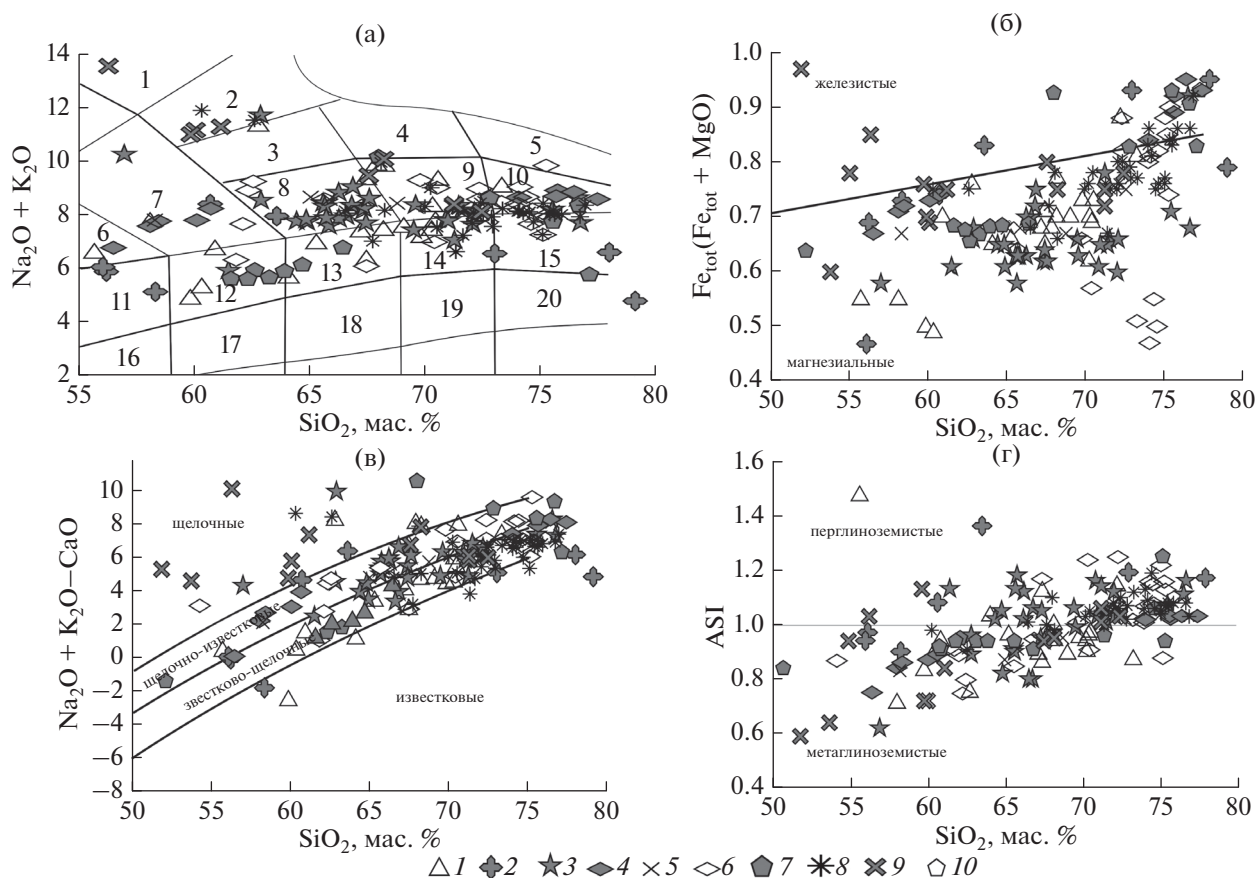


Рис. 9. Диаграммы для раннемеловых гранитоидов: TAS (а); $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO) - SiO_2$ (б); $Na_2O + K_2O - CaO - SiO_2$ (в); $ASI - SiO_2$ (г).

1–9 – гранитоиды: 1 – Алямаутского поднятия (п-ов Чукотка), 2 – Тытельвеемской впадины (п-ов Чукотка, по [29]); 3 – Чаунской складчатой зоны (по [29]), 4 – купола Киглаик (п-ов Сьюард), 5 – о-ва Св. Лаврентия (по [36]), 6 – Велиткенайского массива велиткенайской гранито-купольной структуры (по [6, 7]), 7 – плутона Ткачен (Восточная Чукотка, по [21, 76]), 8 – террейна Руби (Аляска, по [64]), 9 – бассейна Юкон-Коюкук (Аляска, по [64]); 10 – вулканиты Тытельвеемской впадины (по [29])

к магнезиальным, известково-щелочным и щелочно-известковым, метаглиноземистым, частично умеренно-глиноземистым, образованиям (см. рис. 9, б–г). По редкоземельному составу гранитоиды соответствуют как нефракционированным гранитам I- и S-типа, так и гранитам А-типа или постколлизийным гранитам (рис. 10, а, в).

Гранитоиды имеют величины ϵNd от -2.32 до -3.39 (см. рис. 5), высокие величины первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0.708563 до 0.711779 и Nd модельные одностадийные возрасты в интервале 1013–2140 млн лет, что отвечает мезо-палеопротерозою.

Куульская гранито-купольная структура. Для гранитоидов Велиткенайского массива восточной части структуры характерны содержания SiO_2 60–75% [3, 7], по химическому составу они соответствуют монцонитам, кварцевым диоритам, граносиентитам, гранодиоритам, гранитам, уме-

ренно-щелочным гранитам, лейкогранитам, умеренно-щелочным лейкогранитам (см. рис. 9, а) и являются как магнезиальными, так и железистыми, известково-щелочными и щелочно-известковыми, мета- и перглиноземистыми образованиями (см. рис. 9, б–г). Гранитоиды имеют относительно высокие изотопные отношения Sr и Nd, характерные для коровых магм с высокой долей ассимиляции и Nd модельные возрасты от 1.8 до 1.0 млрд лет [3].

Купол Киглауик п-ова Сьюард на п-ове Аляска. Для пород корневой зоны плутона Киглауик характерны содержания SiO_2 в интервале 52–60%, пород кровельной части – 73–77%, ортогнейсов – 58% и 75%. По химическому составу породы плутона Киглауик относятся к монцодиоритам, монцонитам, умеренно-щелочным лейкогранитам (см. рис. 9, а). Породы плутона Киглауик являются как магнезиальными (корневая зона), так и железистыми (кровельная зона), известково-

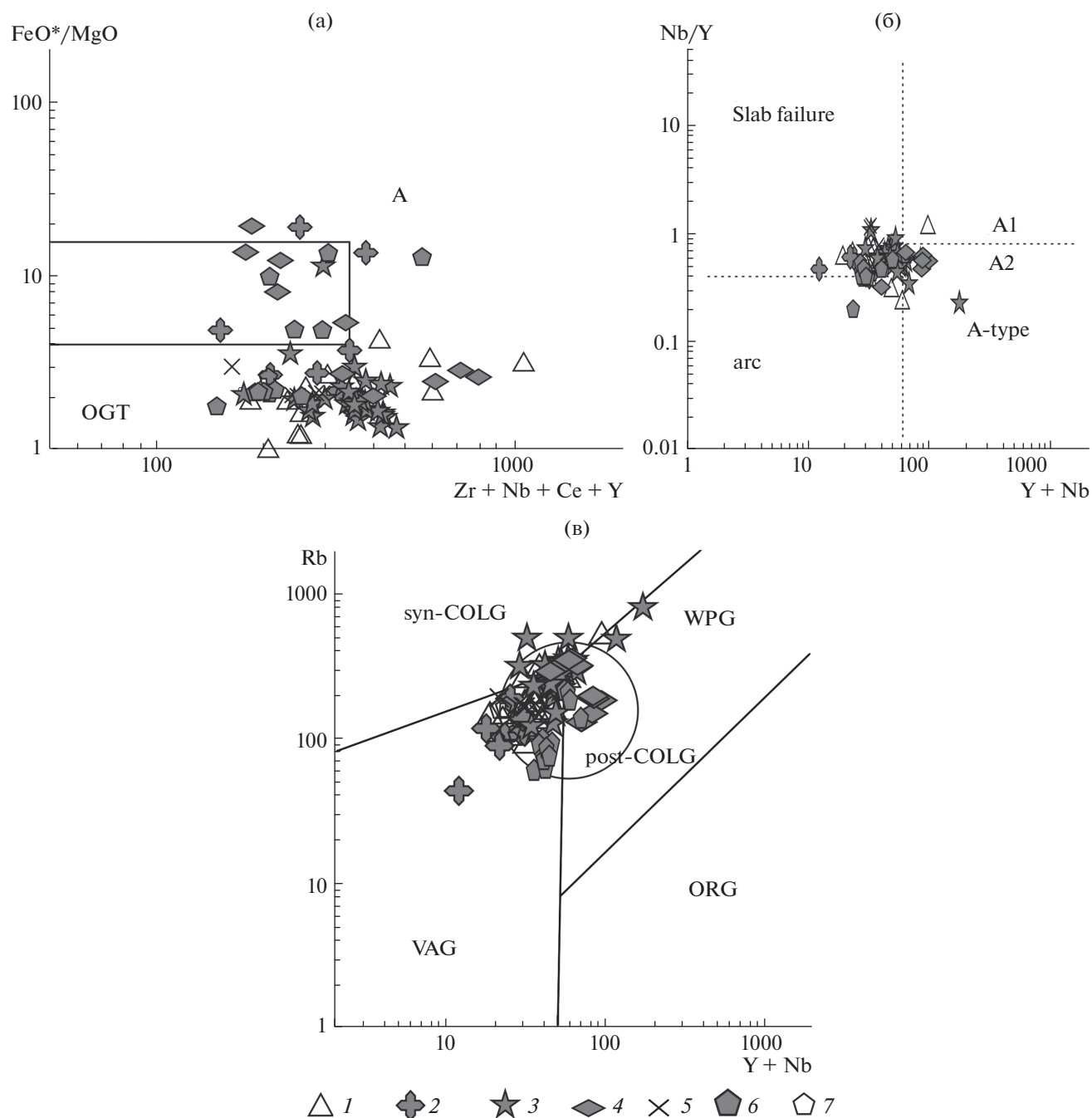


Рис. 10. Диаграммы для раннемеловых гранитоидов: $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ (а); $\text{Rb}-\text{Y} + \text{Nb}$ (б); $\text{Nb}/\text{Y}-\text{Y} + \text{Nb}$ (в), $\text{Rb}-\text{Y} + \text{Nb}$ (г).

1–6 – гранитоиды: 1 – Алямаутского поднятия (п-ов Чукотка), 2 – Тытельвеемской впадины (Чукотка, по [29]); 3 – Чанунской складчатой зоны (по [29]), 4 – купола Киглаик (п-ов Сьюард), 5 – о-ва Св. Лаврентия (по [36]), 6 – плутона Ткачен (Восточная Чукотка, по [21, 76]); 7 – вулканиты Тытельвеемской впадины (по [29])

щелочными и щелочно-известковистыми, мета- (корневая зона) и перглиноземистыми (кровельная зона) образованиями (см. рис. 9, б–г). Редкоэлементный состав пород плутона Киглауик сходен как с фракционированными гранитами I- и S-ти-

пов, так и с гранитами А-типа или постколлизийными гранитами (см. рис. 10).

Величины ϵNd и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах корневой и кровельной части плутона Киглауик составляют

от 0 до -2.5 ; $0.706-0.708$ и от -2.8 до -1.8 ; $0.707-0.708$ соответственно [36]. Ортогнейсы и метаосадочные породы имеют широкий интервал отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.713 до более 0.800 и более низкие величины ϵNd от -4 до -7 [36].

Тытыльвеемская и Мангазейская наложенные впадины п-ова Чукотка. По данным [29] кварцевые диориты малых интрузивных тел Тытыльвеемской впадины по составу идентичны андезитам той же структуры, а граносиениты Илirianейского массива, напротив, не имеют ясно выраженных изверженных аналогов. Специфическими особенностями граносиенитов Илirianейского массива являются повышенные общая щелочность (при умеренном калий-натровом отношении) и содержания Al_2O_3 при пониженных Fe_2O_3 и MgO . Кварцевые диориты малых интрузивных тел сходны с андезитами по содержаниям элементов-примесей. Граносиениты Илirianейского массива по геохимическим характеристикам ближе к риолитам Тытыльвеемской структуры. Они отличаются повышенными концентрациями всех несовместимых литофильных элементов, а также сравнительно слабо выраженными минимумами содержания Eu и Ba [29].

Гранитоиды Тытыльвеемской впадины характеризуются содержаниями SiO_2 $55-77$ мас. %, по химическому составу соответствуют монцодиоритам, монцонитам, граносиенитам, лейкогранитам и низкощелочным лейкогранитам (см. рис. 9, а). Гранитоиды относятся к магнезиальным и железистым, известковым, известково-щелочным и щелочно-известковым, мета- и перглиноземистым образованиям см. (см. рис. 9, б–г). По редкоэлементному составу гранитоиды соответствуют гранитам I- и S-типа или гранитам вулканических дуг (см. рис. 10, а, в).

Чаунская складчатая зона. По данным [29] гранитоиды Чаунской зоны по содержаниям петрогенных элементов близки к вулканитам Центрально-Чукотского и Анадырского сегментов Охотско-Чукотского вулканического пояса. Отмечается геохимическое сходство гранитоидов и вулканитов шошонит-латитового ряда этчикуньской свиты, предшествующей формированию Охотско-Чукотского вулканического пояса [29, 59].

Гранитоиды Чаунской зоны по данным авторов статьи характеризуются содержаниями SiO_2 $60-76$ мас. %, по химическому составу соответствуют граносиенитам, гранитам, умеренно-щелочным гранитам, реже – кварцевым диоритам, монцонитам, лейкогранитам (см. рис. 9, а). Они относятся к магнезиальным, известково-щелочным и щелочно-известковым, редко щелочным, мета- и перглиноземистым образованиям (см. рис. 9, б–г). По редкоэлементному составу гранитоиды соответствуют гранитам I- и S-типа и гранитам A-типа (см. рис. 10А). На диаграмме

$\text{Rb}-\text{Y} + \text{Nb}$ точки составов гранитоидов сосредоточены в области постколлизийных гранитов (см. рис. 10, в). Величина ϵNd в гранитоидах из различных массивов Чаунской зоны составляет от -5.1 до -9.57 (см. рис. 6), Nd одностадийный модельный возраст – от 1217 до 1801 млн лет, двустадийный – от 1258 до 1717 млн лет.

Бассейн Юкон-Коюкук и террейн Руби п-ова Аляска. По химическому составу гранитоиды Западного пояса бассейна Юкон-Коюкук являются преимущественно железистыми и щелочными образованиями, что сближает их с гранитами A-типа; террейна Руби – высококремнеземистыми, как магнезиальными, так и железистыми, известково-щелочными и щелочно-известковыми, перглиноземистыми образованиями, отвечающими гранитам S-типа (см. рис. 9).

Восточная Чукотка. Гранитоиды в районе бухт Providения и Румилет характеризуются содержаниями SiO_2 $62-75$ мас. %, по химическому составу соответствуют кварцевым диоритам, гранодиоритам, гранитам, лейкогранитам (см. рис. 9, а). Они относятся преимущественно к магнезиальным, известковым, известково-щелочным и щелочно-известковым, метаглиноземистым образованиям (см. рис. 9, б–г). По редкоэлементному составу гранитоиды соответствуют гранитам I- и S-типа и гранитам вулканических дуг (см. рис. 10, а, в).

Величина ϵNd в гранитоидах составляет от -2.2 до 0.11 (см. рис. 6), одностадийный ($t_{\text{DM}1}$) модельный возраст составляет 779 , 1071 , двустадийный ($t_{\text{DM}2}$) составляет 935 , 1117 млн лет. Величины начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ находятся в интервале от $0.70561-0.70758$.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

На основании рассмотренного материала по гранитоидному магматизму Восточной Арктики можно выделить три основных этапа его проявления и формирования континентальной коры данного региона – неопротерозойский, девонско-раннекаменноугольный и раннемеловой.

Неопротерозойский этап

В неопротерозойское время наиболее массовое внедрение гранитоидов происходило в интервале от 750 до 550 млн лет – Велиткенаяская, Кооленьская гранито-купольные структуры, купол Киглуаик, тектонические пластины хр. Брукс, врангелевский комплекс о-ва Врангеля, Чукотский бордерленд, – хотя фиксируется и более древний эпизод гранитного магматизма (см. рис. 3).

Возраст пород, в которые внедрялись неопротерозойские гранитоиды, преобразованные в ор-

тогнейсы, точно неизвестен. В куполе Бенделобен п-ова Сьюард ортогнейсы с возрастом 865 млн лет [37, 38], развитые по вулканитам кислого состава, могут быть отнесены к вмещающим отложениям для более молодых гранитоидов с возрастом 663–687 млн лет [38]. В хребте Брукс ортогнейсы по гранитоидам образуют тектонические пластины среди палеозойских пород, поэтому прямые данные о возрасте вмещающих отложений отсутствуют. Врангелевский комплекс о-ва Врангеля, который вмещает тела неопротерозойских гранитоидов (620–720, 763, 673, 620 млн лет), датируется мезо-неопротерозоем (средним-поздним рифеем) [11, 12]. Возраст метавулканитов кислого и основного состава врангелевского комплекса составляет 590–600 и 702 млн лет [26, 50], т.е. часть из них синхронны гранитоидам, а часть относится к более молодым образованиям.

Дополнительную информацию о возрасте более древних коровых пород, в которые внедрялись неопротерозойские гранитоиды, несут данные о возрасте унаследованных цирконов и модельных неодимовых возрастах гранитоидов.

Наиболее древние архейские унаследованные цирконы зафиксированы для ортогнейсов Эрни Лейк хребта Брукс (2714 млн лет), гранитоидов врангелевского комплекса о-ва Врангеля (2600 млн лет) и архейские цирконы содержатся в ксенолитах песчаников о-ва Жохова архипелага Де Лонга (2650, 2900 млн лет). Архейский возраст цирконов в гранитоидах, с одной стороны, может свидетельствовать о наличии архейской коры в фундаменте микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка, с другой стороны, о наличии архейских пород в источнике сноса метаосадочных пород, которые могли прорывать гранитоиды [38].

Мезопротерозойские и в меньшей степени палеопротерозойские возрасты унаследованных цирконов установлены для метавулканитов Бенделобен, гранитоидов врангелевского комплекса, ортогнейсов купола Коолень Восточной Чукотки, гранито-гнейсов о-ва Жохова и ортогнейсов Чукотского бордерленда. Цирконы этого же возраста присутствуют в песчаниках о-ва Жохова. По мнению [34] фундамент микроплиты под архипелагом Де Лонга состоит из неопротерозойских плагиигранито-гнейсов, на которых залегает фанерозойский осадочный чехол. Цирконы из этих гранито-гнейсов имеют близкие к мантийным метки δO^{18} (среднее $3.3 \pm 0.5\%$) и мантийные величины ϵNd (+9.9...+12.6), что свидетельствует о добавке ювенильной коры в неопротерозойское время. Совокупность изотопно-геохронологических данных, изложенных в [33, 38] указывает на мезо-неопротерозойский возраст протолита фундамента микроплиты [1].

В работе [17] сделан вывод о докембрийском фундаменте либо самостоятельного Новосибир-

ского террейна, включающего о-ва Де Лонга, либо единого Чукотско-Аляскинского террейна. Об этом свидетельствуют как геологические данные о пологозалегающих кембрийских, ордовикских отложениях пассивной континентальной окраины о. Беннетта, так и геохронологические данные по о-вам Жохова и Генриетта.

Модельные Nd возрасты неопротерозойских гранитоидов хр. Брукс и п-ова Сьюард концентрируются в интервале 1400–1600 млн лет, гранитоидов о-ва Врангеля – 1560–1990 млн лет. Для пород, вмещающих гранитоиды, есть данные о мезопротерозойском модельном возрасте для метавулканитов Бенделобен п-ова Сьюард 1265 млн лет, метавулканитов о-ва Врангеля 1120, 1230 млн лет и парагнейсов купола Коолень Чукотки 1400–1600 млн лет. Все это предполагает, что породы мезопротерозойского возраста присутствовали в фундаменте микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка и могли быть источником гранитоидных магм.

По данным [50] корреляция спектра унаследованных цирконов в гранодиорите с возрастом 703 ± 5 млн лет о-ва Врангеля с таковыми детритовых цирконов из других районов микроплиты – п-ова Сьюард и хр. Брукс свидетельствует о том, что фундамент микроплиты содержит регионально коррелируемые стратиграфические последовательности с возрастными древнее 700 млн лет.

По химическому составу большая часть неопротерозойских (978, 660–740 млн лет) ортогнейсов хр. Брукс и п-ова Сьюард Аляски представлена в основном высококремнеземистыми разновидностями, они относятся к железистым, известково-щелочным либо щелочно-известковистым и перглиноземистым образованиям (см. рис. 4), имеют отрицательные величины ϵNd в интервале от –1.1 до –6.8 и высокие величины первичных отношений изотопов стронция. Все это сближает их с гранитами S-типа и предполагает, что они сформировались при частичном плавлении более древней континентальной коры.

Метариолиты Бенделобен п-ова Сьюард (865 млн лет) по петрохимическим характеристикам сопоставляются с гранитами S-типа, однако небольшие положительные величины ϵNd свидетельствуют о добавке мантийного компонента в источнике.

Ортогнейсы Томсон Крик п-ова Сьюард (550–565 млн лет) включают более широкий спектр пород по кремнеземистости, они являются магнезиальными и метаглиноземистыми образованиями и для них характерны широкие вариации величин первичных отношений изотопов стронция и ϵNd . Они имеют большее сходство с гранитами I-типа и вероятно смешанный характер протолита.

По мнению [38] наиболее древние ортогнейсы Эрни Лейк, Хаб Маунтин хр. Брукс и вулканиты

Бенделобен п-ова Сьюард, скорее всего, образовались в результате частичного плавления более древней мафической или среднего состава коры. Авторы [68] считают, что более древняя протерозойская континентальная кора была существенным компонентом протолита неопротерозойских ортогнейсов хр. Брукс, но мантийный компонент в источнике также присутствовал. На современном эрозионном срезе последний представлен гранатовыми амфиболитами, которые переслаиваются с метаосадочными породами.

Петро-геохимические характеристики гранитоидов врангелевского комплекса о-ва Врангеля (680–720 млн лет) позволяют сопоставлять их с дифференцированными перглиноземистыми гранитами I-типа. Метавулканы кислого состава врангелевского комплекса по петрохимическим параметрам соответствуют риолитам, а геохимически сходны с гранитами A₂-типа. Отрицательные величины $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ указывают на разную степень участия в петрогенезисе гранитоидов материала более древней континентальной коры, а умеренные положительные величины $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ для вулканитов кислого состава позволяют предполагать гетерогенный источник магм, включающий коровый и мантийный компоненты.

Геодинамическая обстановка формирования неопротерозойских гранитоидов не всегда очевидна, так же, как возраст и стиль деформаций, предшествующих или сопровождающих становление интрузий, поскольку они повсеместно на территории микроплиты затушеваны позднеюрско-раннемеловыми деформационными структурами. За пределами рассматриваемого региона гранитоидный магматизм интервала 660–570 млн лет можно коррелировать с событиями протуральско-тиманской орогении [1, 57, 63]. Отсюда может следовать вывод о продолжении тиманид (байкалид) в пределы микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка Восточной Арктики.

Дж. Амато с соавт. [38] предполагают, что вулканизм кислого состава 865 млн лет гор Бенделобен п-ова Сьюард имеет островодужную природу, но не исключают и его рифтогенное происхождение, т.к. время 870 млн лет — это время широко-распространенного рифтогенного магматизма, ассоциирующего с распадом Родинии [72].

Для гранитоидного магматизма 680 млн лет п-ова Сьюард предполагается островодужная обстановка формирования [37, 38] в единой надсубдукционной системе с Авалонско-Кадомскими дугами на периферии Гондваны. Ассоциация гранитоидов о-ва Врангеля близкого возрастного интервала 720–680 млн лет с метатерригенными и метавулканическими породами кислого, среднего и основного состава [16], а также петрогеохимические данные по гранитоидам позволяют

предполагать окраинно-континентальную обстановку их формирования.

Островодужный характер неопротерозойского магматизма в разные интервалы времени (970, 710–650 и 620–580 млн лет) предполагается и в работе [50]. Данные изотопии кислорода и гафния в цирконах из пород велиткенайского комплекса одноименной структуры, ортогнейсов купола Коолень Чукотки и гранодиорита из врангелевского комплекса о-ва Врангеля указывают на увеличение мантийного компонента в источнике магм от 710 до 580 млн лет [50].

Для интервала 600–590 млн лет на о-ве Врангеля предполагается рифтогенная обстановка формирования метавулканических пород кислого и основного состава врангелевского комплекса. Пространственная ассоциация вулканитов кислого состава, имеющих геохимические черты гранитов A-типа, с умеренно обогащенными базальтами может указывать на существование бимодальной рифтогенной ассоциации, образующейся в процессе растяжения. Сходная обстановка рифтинга была предложена для формирования протолита ортогнейсов Томсон Крик (565 млн лет) и габброидов гор Йорк (540 млн лет) п-ова Сьюард Аляски [37, 38, 50].

Возраст ортогнейсов 430 ± 4 и 432 ± 4 млн лет, поднятых с Чукотского плато, может указывать на следы каледонских событий.

Девонско-раннекаменноугольный этап

Девонско-раннекаменноугольный этап гранитоидного магматизма достаточно широко проявлен в пределах микроплиты, а именно — в хребте Брукс и п-ове Сьюард Аляски, также Велиткенайской, Кооленьской и Куэкувуньской гранитокупольных структурах Чукотки, и охватывает временной интервал 395–353 млн лет (см. рис. 3) [20, 37, 38, 58].

Девонские ортогнейсы и метавулканы хр. Брукс и п-ова Сьюард Аляски в отличие от рассмотренных выше неопротерозойских ортогнейсов и метавулканитов не содержат унаследованных цирконов, свидетельствующих о наличии более древних пород в источнике.

Данные по изотопному составу неодима в девонских (365–359 млн лет) ортогнейсах показывают, что величины ϵNd колеблются в широких пределах от –6.48 до 2.4 (см. рис. 6), а модельные возрасты — от 0.8 до 1.6 млрд лет. Это позволяет предполагать, что девонские гранитные магмы представляли собой смесь переплавленной древней коры, представленной неопротерозойскими ортогнейсами, и расплавами, полученными из деплетированной мантии или ювенильной коры [68]. Исходя из имеющихся модельных возрастов для ортогнейсов, а также метаосадочных пород

западной части Центрального пояса хр. Брукс (2.0 млрд лет, по [68]), возраст переплавленной коры мог быть и более древним, мезопротерозойским. Было сделано предположение, что гранитные магмы ассимилировали раннепротерозойский коровый материал или метаосадочные породы, образованные из источника того же возраста [35, 65]. Т. Хадсон [53] считает, что девонские метагранитоиды представляют собой анатектические выплавки из сиалической коры. Данные по изотопии стронция для девонских метагранитоидов подтверждают модель смешанного источника [63, 65].

По химическому составу девонские (365–359 млн лет) ортогнейсы хр. Брукс, как и неопротерозойские ортогнейсы представлены преимущественно высококремнеземистыми разностями и относятся к железистым, известково-щелочным и умеренно-глиноземистым образованиям, что сближает их с гранитами S-типа (см. рис. 7).

Близко разновозрастные девонские (375 и 370 млн лет) ортогнейсы купола Коолень п-ова Чукотка являются магнезиальными, щелочно-известковыми и метаглиноземистыми образованиями (см. рис. 7), имеют сходство с гранитами I-типа, по редкоэлементному составу схожи с гранитами A-типа или постколлизийными (см. рис. 8).

Петрографический состав и петро-геохимические характеристики гранитоидов Киберовского и гранито-гнейсов Куэкувуньского массивов указывают на их принадлежность к гранитам I-типа, включая и их высокодифференцированные разности (см. рис. 7). Небольшая часть гранито-гнейсов Куэкувуньского массива имеет характеристики, свойственные гранитам A-типа: высокую железистость, повышенные содержания Zr или суммы $Zr + Nb + Ce + Y, Yb + Ta$ (см. рис. 8).

Sr–Nd–Pb изотопный состав гранитоидов и изотопный состав Hf цирконов свидетельствуют об участии как мантийного, так и корового компонента в формировании источника родоначальных гранитоидных расплавов [20]. На наличие более древнего корового компонента в источнике гранитоидов указывает верхнее пересечение дискордии 680 ± 68 млн лет для цирконов из гранитной дайки Киберовского массива [58].

Время внедрения девонско-раннекаменноугольных гранитоидов микроплиты соответствует проявлению различных фаз элсмирского орогенеза в Арктическом регионе, как на рубеже раннего и среднего девона, так и позднего девона–раннего карбона (см. ссылки в [20]). В последнее время следы элсмирских деформаций в интервале среднего девон–ранний карбон были установлены на о-ве Врангеля [23, 26]. В хребте Брукс с этим же рубежом связывают становление аллохтонов с океанической корой [54, 79].

Точки зрения о геодинамической обстановке формирования девонских гранитоидов хр. Брукс различаются. По данным [44] для среднего палеозоя реконструируется магматическая дуга на континентальной окраине, представленная гранитными плутонами и вулканитами. Происхождение гранитоидов в обстановке интрадугового или задугового растяжения предполагается в [63, 69, 80]. По мнению М. Хитцмана и соавт. [38] наличие позднедевонской базальт-риолитовой ассоциации в районе Амблер указывает на существование рифтогенной обстановки в позднем девоне. Е. Миллер и соавт. [63] продолжает субдукционную границу, вдоль которой располагались девонские плутоны от кордильерской окраины Северной Америки через Аляскинскую до Чукотской части микроплиты. Синхронное раскрытие океанических бассейнов Ангаучам и Слайд Маунтин установлено для территории Аляски [69].

Формирование гранитоидов Киберовского и гранито-гнейсов Куэкувуньского массивов Чукотки в позднем девоне–раннем карбоне, вероятно, происходило в обстановке континентальной окраины [20]. К этому же интервалу времени относятся оценки возраста ортогнейсов и дифференцированных известково-щелочных вулканитов купола Коолень, что позволило реконструировать окраинно-континентальную магматическую дугу позднедевонского–раннекаменноугольного возраста [67]. Л. Лейн с соавт. [58] предполагают синколлизийную обстановку формирования гранитоидов Киберовского массива.

Раннемеловой этап

Данный этап (~117–105 млн лет) становления континентальной коры связан с процессом коллизии Сибирского континента и микроконтинента Чукотка–Арктическая Аляска в волжское время – готериве–барреме, который сменился обстановкой растяжения в апте–альбе и сопровождался формированием гранито-купольных структур, внедрением гранитоидов и образованием наложенных орогенных впадин.

Апт-альбские гранитоиды Чукотки занимают секущее положение по отношению к складчатым и деформационным структурам, возникшим на этапе коллизии, в том числе прорывают осадочные толщи позднеюрско-раннемеловых синколлизийных бассейнов. Все это свидетельствует об их постколлизийном происхождении.

Внедрение гранитоидов Алярмаутской гранито-купольной структуры, вероятно, было связано с возникновением локальных зон растяжения, ассоциирующихся со сдвиговыми деформациями, характерными для заключительного этапа коллизии [4]. Обстановка растяжения, возможно трансенсии, предполагается для гранитоидов Вели-

кенайского массива Куульской гранито-купольной структуры [3, 29, 59]. При этом авторы [3] выделяют два этапа формирования гранитоидов: мигматизацию и плавление в средней коре, внедрение и кристаллизацию монзонитоидов ~106–103 млн лет назад; ремобилизацию и анатектическое плавление блоков неопротерозойского протолита, внедрение и кристаллизацию лейкогранитов ~100 млн лет назад.

По минеральному, химическому и редкоземельному составу гранитоиды Алярмаутской структуры сходны с гранитами I-типа. Nd–Sr изотопные данные свидетельствуют о коровом исходном субстрате гранитоидов, а модельные возрасты указывают на его возможный протерозойский возраст. Разброс величин $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах может указывать на гетерогенный состав корового источника, либо на разную степень контаминации родоначальных магм древним коровым материалом.

Гранитоиды первой фазы Велиткенайского массива имеют петрохимические и редкоземельные характеристики, переходные от I- к A-типу гранитов, а лейкограниты второй фазы близки к гранитам S-типа. Sr–Nd изотопные особенности гранитоидов указывают на образование их за счет корового источника, обладающего протерозойскими (1.8–1.0 млрд лет) модельными возрастными [3]. Кроме того, ядра цирконов из лейкогранитов имеют оценку возраста 620 млн лет [1].

Формирование апт-альбских гранитоидов бассейна Юкон-Коюкук и террейна Руби Аляски связано с растяжением на фоне завершения коллизии дуги Коюкук с окраиной Северо-Американского континента [64]. У. Ноклеберг и соавт. [70] рассматривали происхождение пояса средне-меловых гранитоидов в связи с коллизией композитного террейна Врангелия с окраиной Северо-Американского континента. Процесс растяжения сопровождался поступлением в кору мантийных магм и вовлечением в процесс плавления различных субстратов [53, 64, 65]. Источником для гранитоидных магм Западного пояса предполагаются более древние островодужные комплексы, а для гранитов террейна Руби – метапелитовый материал континентальной коры.

Внедрение гранитоидов плутона Киглуаик п-ова Сьюард одноименного купола связывают с растяжением в окраинно-континентальной обстановке в результате механизма отката желоба над зоной субдукции [36]. Петрогеохимические характеристики пород плутона Киглуаик с содержанием $\text{SiO}_2 > 55\%$ показывают, что они сходны с фракционированными гранитами I-типа и с гранитами A-типа или постколлизийными гранитами (см. рис. 8, 9). Sr–Nd изотопные данные показывают, что габброидная родоначальная магма

для пород корневой части плутона Киглуаик при фракционной кристаллизации ассимилировала коровые породы. Гранитная магма кровельной части могла быть получена в результате анатексиса коровых пород, обнаженных в пределах купола Киглуаик, либо при фракционировании гранодиоритовой магмы [36].

Аптский магматизм Тытельвеевской и Мангазейской наложенных впадин как в вулканической, так и в интрузивной форме интерпретируется как постколлизийный [29] и его связывают с континентальным рифтогенезом, предшествовавшим началу активности Охотско-Чукотского вулканического пояса [19]. В обстановке присдвигового растяжения вне связи с Охотско-Чукотского вулканического пояса была сформирована и апт-альбская вулкано-интрузивная ассоциация Чаунской складчатой зоны [29].

По химическому и редкоземельному составу гранитоиды Тытельвеевской впадины соответствуют гранитам I-типа или гранитам вулканических дуг, а гранитоиды Чаунской складчатой зоны отличаются большей калиевоностью и сопоставляются с гранитами I-типа и A-типа или постколлизийными гранитами (см. рис. 9, см. рис. 10).

Раннемеловые гранитоиды Восточной Чукотки сформировались в надсубдукционных условиях до начала активности Охотско-Чукотского вулканического пояса [21, 76]. Петро-геохимические характеристики гранитоидов указывают на их сходство с гранитами I-типа [21]. Sr–Nd изотопные данные показывают, что гранитоиды имели смешанный источник, в котором присутствовал как ювенильный материал, так и более древний материал континентальной коры, а их частичное плавление происходило в надсубдукционных условиях под действием мантийных расплавов [21, 76].

Несмотря на то, что в нашем исследовании мы рассматриваем этапы формирования континентальной коры Восточной Арктики, связанные с гранитным магматизмом, в геологической истории корообразования микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка выделяют и другие эндогенные события, к которым относятся:

- рифтогенный габбро-диабазовый магматизм, синхронный сибирской провинции Крупной Изверженной Провинции (250–260 млн лет);
- плюмовый магматизм Высокоарктической гигантской магматической провинции (HALIP, 126–125 млн лет) [43];
- надсубдукционный известково-щелочной вулканизм Охотско-Чукотского вулканического пояса (106–74 млн лет) [2].

ВЫВОДЫ

1. Проведенное нами обобщение новых геохронологических данных для Восточной Арктики позволяет выделить три основных этапа гранитоидного магматизма и формирования континентальной коры:

- неопротерозойский (преимущественно 750–550 млн лет);
- девонско–раннекаменноугольный (390–350 млн лет);
- раннемеловой (117–105 млн лет).

Континентальная кора микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка, сформированная в неопротерозойскую эпоху, подверглась переработке во время каледонского и элсмирского орогенеза с добавлением ювенильного материала. Раннемеловой гранитоидный магматизм локализован в южной части микроплиты (на Чукотке и Северной Аляске), которая подверглась деформациям позднекиммерийской (чукотской) фазы орогенеза.

2. Возраст коры, в которую внедрялись неопротерозойские гранитоиды, по-видимому, мезо-неопротерозойский, исходя из данных о возрасте супракrustальных пород фундамента микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка, унаследованных цирконов в гранитоидах, неодимовом модельном возрасте гранитоидов и возрасте детритовых цирконов из перекрывающих палеозойских пород.

3. По химическому и минеральному составу неопротерозойские гранитоиды имеют сходство с гранитами S- и I-типа. Неодимовые изотопные данные указывают на смешанный характер протолита, в котором присутствовал более древний коровый материал, а также добавка мантийного вещества.

Обстановка формирования неопротерозойских гранитоидов для большей части микроплиты предполагается надсубдукционная окраинно-континентальная, а для вулканизма кислого состава — рифтогенная (п-ов Сьюард Аляски, о. Врангеля).

4. Девонско–раннекаменноугольный этап гранитоидного магматизма и формирования коры связан с проявлениями различных фаз элсмирской орогении в Арктическом регионе, как на рубеже раннего и среднего девона, так и позднего девона–раннего карбона.

Девонские гранитоиды по минеральному и химическому составу преимущественно соответствуют гранитам I-типа, хотя разности S- и A-типа также присутствуют (хребет Брукс, Куэвунское поднятие Чукотки, купол Коолень).

Данные Sr–Nd изотопного состава и в ряде случаев изотопного состава Hf цирконов из гранитоидов свидетельствуют об участии как мантийного, так и корового компонента в источнике родоначальных гранитоидных расплавов.

Формирование девонских и раннекаменноугольных гранитоидов связывают с островодужной, окраинно-континентальной или задуговой обстановкой.

5. Раннемеловой этап формирования континентальной коры связан с процессом коллизии Сибирского континента и микроконтинента Арктическая Аляска–Чукотка в готериве–барреме. В апте–альбе режим коллизионного сжатия сменился на постколлизионное растяжение, которое сопровождалось формированием комплексов метаморфических ядер, внедрением гранитоидов и образованием наложенных орогенных впадин. По минеральному и химическому составу апт-альбские гранитоиды соответствуют гранитам I- и A-типа (Алярмаутское поднятие, Тытельвеевская впадина, Чаунская складчатая зона, купол Киглуайк), реже близки гранитам S-типа (террейн Руби, Аляска).

Nd–Sr изотопные данные для раннемеловых гранитоидов указывают на гетерогенный состав корового источника, в котором присутствовал как более древний материал континентальной коры, обладающий протерозойскими модельными возрастными, так и ювенильный (аккреционно-островодужный) материал.

Благодарности. Авторы признательны рецензентам В.В. Ярмолюку (ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия) и Н.А. Горячеву (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, Россия) за комментарии, которые помогли улучшить статью.

Финансирование. Работа выполнена за счет гранта РФФИ-Арктика № 18-05-70061/18, базовое финансирование сотрудников за счет субсидии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В. Возраст фундамента и эволюция магматизма в континентальном обрамлении восточной Арктики: U–Pb, O и Hf изотопные систематики цирконов. — Мат-лы Второй Всероссийской научной конференции с международным участием “Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит”, г. Владивосток, 17–20 сентября 2014 г. — Владивосток: ДВО РАН, 2014. С. 144–145.
2. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–42.
3. Акинин В.В., Ползуненков Г.О. Состав и возраст Велиткенайского гранит-мигматитового массива (террейн Арктическая Аляска–Чукотка): синхронизация с тектоно-магматическими событиями в Американо-Азиатском бассейне Арктики. — Мат-лы Всероссийской конференции “VIII Косыгинские чтения: Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии”, 17–20 сентября 2013 г. г. Хабаровск. — Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2013. С. 6–9.
4. Бондаренко Г.Е., Луцицкая М.В. Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия //

- Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2003. Т. 78. Вып. 3. С. 25–38.
5. *Великославинский С.Д.* Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 4. С. 363–380.
 6. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-60-XXI-XXII. Объяснительная записка. — А.Я. Пьянков (сост.), М.Е. Городницкий (ред.) — Магадан: Мингео СССР, 1981. 126 с.
 7. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-60-XXVII-XXVIII. Объяснительная записка. — В.Г. Желтовский (сост.), Г.М. Сосунов (ред.) — Магадан: Мингео СССР, 1981. 119 с.
 8. *Гельман М.Л.* Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке России. — Ст. 2. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах // *Тихоокеанская геология*. 1996. Т. 15. № 1. С. 84–93.
 9. *Громов Л.В., Кирюшина М.Т.* Остров Врангеля. Геология СССР. Т. XXVI. — М.: Наука, 1947. С. 388–406.
 10. *Загрузина И.А.* Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 278 с.
 11. *Иванов О.Н.* К вопросу о возрасте метаморфических пород острова Врангеля // *Уч. Зап. Сер.: Регион. геол.* 1969. № 15. С. 133–142.
 12. *Каменева Г.И., Ильченко Л.Н.* Новые данные о возрасте метаморфического комплекса острова Врангеля // *Докл. АН СССР*. 1978. Т. 227. № 2. С. 431–435.
 13. *Катков С.М., Стрикленд А., Миллер Э.Л.* О возрасте гранитных интрузий Анюйско-Чукотской складчатой системы // *ДАН*. 2007. Т. 414. № 2. С. 219–222.
 14. *Комарова Я.С., Костицын Ю.А., Николаев Ю.Н.* Rb–Sr возраст диорит-порфира Аскет из Мангазейского интрузивного комплекса, Центральная Чукотка. — Тез. докл. IX Междунар. школы наук о Земле им. Л.Л. Перчука, 2–9 сентября, г. Одесса. — Одесса: ОНУ, 2013. С. 79–83.
 15. *Косько М.К.* Террейны Восточно-Арктического шельфа России // *ДАН*. 2007. Т. 413. № 1. С. 71–74.
 16. *Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Сесил М.П., Смирнов А.Н., Ушаков В.И., Хандожко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д.* Остров Врангеля: геологическое строение, минералогия, геоэкология. — Под ред. М.К. Косько, В.И. Ушакова — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. Т. 200. 137 с.
 17. *Кораго Е.А., Верниковский В.А., Соболев Н.Н., Ларионов А.Н., Сергеев С.А., Столбов Н.М., Проскурнин В.Ф., Соболев П.С., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Травин А.В.* Возраст фундамента островов Де Лонга (архипелаг Новосибирские острова): новые геохронологические данные // *ДАН*. 2014. Т. 457. № 3. С. 315–322.
 18. *Кораго Е.А., Столбов Н.М., Соболев Н.Н., Шмания А.В.* Магматические комплексы восточного сектора Российской Арктики. — В.Д. Каминский, Г.П. Аветисов, В.Л.Иванов (ред.) — В кн.: *70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане*. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 101–127.
 19. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
 20. *Лучицкая М.В., Беляцкий Б.В., Белоусова Е.А., Натанов Л.М.* Особенности состава и геодинамическая обстановка позднепалеозойского магматизма Чукотки // *Геохимия*. 2017. № 8. С. 685–714. <https://doi.org/10.1134/S0016702917080043>
 21. *Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Пиис В., Миллер Э., Беляцкий Б.В.* Состав, возраст и происхождение мелового гранитоидного магматизма Восточной Чукотки // *Геотектоника*. 2018. № 3. С. 21–41. <https://doi.org/10.7868/S0016853X18030025>
 22. *Милов А.П.* Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. — Отв. ред. Н.А. Шило — Новосибирск: СО РАН, 1975. 134 с. (Тр. СВКНИИ. 1979. Вып. 53).
 23. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А.* Этапы структурной эволюции осадочного чехла о. Врангеля, Восточная Арктика // *Геотектоника*. 2018. № 5. С. 1–17.
 24. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е.* Эдиакарско-среднекембрийский основной вулканизм о-ва Врангеля: возраст и геодинамические обстановки формирования // *Вестн. СПбГУ. Науки о Земле*. 2019. Т. 64. Вып. 2. С. 267–280.
 25. *Садовский А.И., Гельман М.Л.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-58-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. — Ред. Г.М. Сосунов — Л.: ВСЕГЕИ, 1970. 84 с.
 26. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Моисеев А.В., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Гущина М.Ю.* Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // *Геотектоника*. 2017. № 1. С. 3–18.
 27. *Соколов С.Д., Силантьев С.А., Моисеев А.В., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е.* Амфиболиты метаморфического фундамента о. Врангеля: возраст, природа протолита и условия метаморфизма // *Геохимия*. 2019. Т. 64. № 12. С. 1222–1246.
 28. *Тибилев И.В., Милов А.П., Давыдов И.А.* О проявлении домезозойского гранитоидного магматизма на Чукотке // *Тихоокеанская геология*. 1986. № 4. С. 95–98.
 29. *Тихомиров П.Л.* Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. — М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
 30. *Шарпенко Л.И., Костин А.Е., Кухаренко Е.А.* TAS-диаграмма сумма щелочей — кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // *Регион. геология и металлогения*. 2013. № 56. С. 40–50.
 31. *Akinin V.V., Calvert A.T.* Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome,

- Chukotka Peninsula, northeastern Russia. — In: *Tectonic Evolution of the Bering Shelf—Chukchi Sea—Arctic margin and adjacent landmasses*. — Ed. by E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer, (GSA Spec. Pap. 2002. Vol. 360). P. 147–165.
32. Akinin V.V., Amato J.M., Miller E.L., Gottlieb E., Polzunenkov G.O. New geochronologic data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic–Devonian) from the Arctic part of the Chukotka Peninsula. — International Conference on Arctic Margins, 31 May–2 June, Fairbanks, USA, (Fairbanks: University of Alaska, 2011. Vol. VI. Abstr.). P. 6–6.
 33. Akinin V.V., Miller E.L., Gottlieb E., Polzunenkov G. Geochronology and geochemistry of Cretaceous magmatic rocks of Arctic Chukotka: An update of GEOCHRON-2.0 // *Geophys. Res. Abstr.* 2012. Vol. 14. EGU2012-3876.
 34. Akinin V.V., Gottlieb E.S., Miller E.L., Polzunenkov G.O., Stolbov N.M., Sobolev N.N. Age and composition of basement beneath the De Long archipelago, Arctic Russia, based on zircon U–Pb geochronology and O–Hf isotopic systematics from crustal xenoliths in basalts of Zhokhov Island // *Arctos*. 2015. <https://doi.org/10.1007/s41063-015-0016-6>
 35. Aleinikoff J.N., Moore T.E., Walter M., Nokleberg W.J. U–Pb ages of zircon, monazite, and sphene from Devonian metagranites and metafelsites, Central Brooks range, Alaska. — In: *Geologic studies in Alaska by the U.S. Geological Survey, 1992*. — Ed. by C. Dusel-Bacon, A.B. Till, (Washington: U.S. Government. Print. Office, 1993), *Geol. Surv. Bull.* Vol. 2068. P. 59–70.
 36. Amato J.M., Wright J.E. Potassic mafic magmatism in the Kigluaik gneiss dome, northern Alaska: a geochemical study of arc magmatism in an extensional tectonic setting // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. No. B4. P. 8065–8084.
 37. 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 // *GSA Bull.* 2009. Vol. 121. P. 1219–1235.
 38. 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: *Reconstruction of Late Proterozoic to Devonian continental margin sequence, Northern Alaska: Its paleogeographic significance and contained base-metal sulfide deposits*. — Ed. by J.A. Dumolin, A.B. Till, (GSA Spec. Pap. 2014. Vol. 506). P. 29–57.
 39. Bering Strait Geologic Field Party, Koolen metamorphic complex, NE Russia: Implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // *Tectonics*. 1997. Vol. 16. No. 5. P. 713–729.
 40. Brumley K., Miller E.L., Konstantinou A., Grove M., Meisling K., Mayer L.A. First bedrock samples dredged from submarine outcrops in the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // *Geosphere*. 2015. Vol. 11. No. 1. P. 76–92. <https://doi.org/10.1130/GESO10.44.1>
 41. Cecile M.P., Harrison J.C., Kos'ko M.K., Parrish R.R. Precambrian U–Pb ages of igneous rocks, Whangal complex, Wrangel Island, USSR // *Canad. J. Earth Sci.* 1991. Vol. 28. No. 9. P. 1340–1348.
 42. Churkin M., Trexler I. Circum-Arctic plate accretion — isolating part of a Pacific plate to form the nucleus of the Arctic basin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 48. P. 356–362.
 43. Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // *Geological Magazine*. 2013. Vol. 150. No. 6. P. 1127–1135
 44. Dillon J.T., Pessel G.H., Chen J.H., Veach N.C. Middle Proterozoic magmatism and orogenesis in the Brooks Range, Alaska // *Geology*. 1980. Vol. 8. P. 338–343. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1980\)8<338:MPMAOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8<338:MPMAOI>2.0.CO;2)
 45. Drachev S.S. Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins // *Geol. Soc. Lond. Mem.* 2011. Vol. 35. P. 369–394.
 46. Dumoulin J.A., Harris A.G., Gagiev M., Bradley D.C., Repetski J.E. Lithostratigraphic, conodont, and other faunal links between lower Paleozoic strata in northern and central Alaska and northeastern Russia. — In: *Tectonic evolution of the Bering Shelf—Chukchi Sea—Arctic Margin and adjacent landmasses*. — Ed. by E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer, (GSA Spec. Pap. 2002. Vol. 360). P. 291–312.
 47. Ershova V.B., Lorenz H., Prokopiev A.V., Sobolev N.N., Khudoley A.K., Petrov E.O., Estrada S., Sergeev S., Larionov A., Thomsen T.B. The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // *Gondwana Research*. 2016. Vol. 35. P. 305–322.
 48. Evans B.W., Patrick B.E. Phengite-3T in high-pressure metamorphosed granite orthogneisses, Seward Peninsula, Alaska // *Canadian Mineralogist*. 1987. Vol. 25. P. 141–158.
 49. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrology*. 2001. Vol. 42. No. 11. P. 2033–2048.
 50. 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: *Circum-Arctic lithosphere evolution*. — Ed. by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 460). <https://doi.org/10.1144/SP460.11>
 51. Hadlari T., Davis W.J., Dewing K. A pericratonic model for the Pearya terrane as an extension of the Franklinian margin of Laurentia, Canadian Arctic // *GSA Bull.* 2014. Vol. 126. No. 3–4. P. 182–200. <https://doi.org/10.1130/B30843.1>
 52. Hall J.K. Chukchi Borderland. — In: *The Arctic Ocean region: Decade of North American geology*. — Ed. by A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney, (Houston: University of Texas, 1990. Vol. L). P. 337–350.
 53. Hudson T.L. Crustal melting events in Alaska. — In: *The Geology of North America*, (Vol. G-1. *The Geology of*

- Alaska). — Ed. by G. Plafker, H.C. Berg, (GSA Spec. Publ. 1994). P. 557–671.
54. Johnson B.G., Strauss J.V., Toro J., Benowitz J., Ward W.P., Hourigan J.K. Detrital geochronology of pre-Mississippian strata in the northeastern Brooks Range, Alaska // *Lithosphere*. 2016. <https://doi.org/10.1130/L533.1>
 55. Karl S.M., Aleinikoff J.N., Dickey C.F., Dillon J.T. Age and chemical composition of Proterozoic intrusive rocks at Mount Angayukaqsraq, western Brooks Range, Alaska. — In: *Geologic studies in Alaska by the U.S. Geological Survey, 1988*. — Ed. by J.H. Dover, J.P. Gallo-way, (U.S. Geol. Surv. Bull. 1989. B-1903). P. 10–19.
 56. Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C., Ganelin V.G., Khandoshko N.G., Lopatin V.G. Geology of Vrangeli Island, between Chukchi and East Siberian seas, North-eastern Russia // *Geol. Surv. Canad. Bull.* 1993. Vol. 461. 102 p.
 57. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // *Gondwana Research*. 2010. Vol. 17. P. 583–601.
 58. 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 // *Canad. J. Earth Sci.* 2015. Vol. 52. P. 147–160.
 59. Luchitskaya M.V., Tikhomirov P.L., Shats A.L. U–Pb ages and tectonic setting of mid-Cretaceous magmatism in Chukotka (NE Russia). — In: *Proceedings of the international conference on Arctic margins*, Fairbanks, Alaska, May 2011 (ICAM VI). — Ed. by D.B. Stone, G.E. Grikurov, J.G. Clough, G.N. Oakey, D.K. Thurston. — St. Petersburg: VSEGEI, 2014. Ch. 6. P. 157–169.
 60. McClelland W.C., Schmidt J.M., Till A.B. New SHRIMP ages from Devonian felsic volcanic and Proterozoic plutonic rocks of the Southern Brooks Range, Alaska // *GSA. Abstr. Progr.* 2006. Vol. 38. P. 12.
 61. Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopyev A., Tuchkova M.I., Akinin 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. Vol. 25. Is. 3. P. TC3013.
 62. Miller E.L., Verzhbitsky V.E. Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // *Stephan Mueller Spec. Publ.* 2009. Ser. 4, 223–241.
 63. Miller E.L., Meisling K.E., Akinin V.V., Brumley K., Coakley B.J., Gottlieb E.S., Hoiland C.W., O'Brien T.M., Soboleva A., Toro J. Circum-Arctic lithosphere evolution (CALE) Transect C: displacement of the Arctic Alaska-Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia basin of the Arctic. — In: *Circum-Arctic lithosphere evolution*. — Ed. by V. Pease, B. Coakley. — Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2018. Vol. 460. <https://doi.org/10.1144/SP460.9>
 64. Miller T.P. Contrasting rock suites of the Yukon-Koyukuk basin and the Ruby Geanticline, Alaska // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. No. B11. P. 15969–15987.
 65. Miller T.P. Pre-Cenozoic plutonic rocks in mainland of Alaska. — In: *The Geology of North America*. Vol. G-1. *The Geology of Alaska*. — Ed. by G. Plafker, H.C. Berg, (GSA Spec. Publ. 1994). P. 535–555.
 66. Moore T.E., Wallace W.K., Bird K.J., Karl S.M., Mull C.G., Dillon J.T. Geology of northern Alaska. — In: *The Geology of North America*. Vol. G-1. *The Geology of Alaska*. — Ed. by G. Plafker, H.C. Berg, (GSA Spec. Publ. 1994). P. 49–140.
 67. Natal'in B., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: Implications for the tectonic of Arctic region // *Tectonics*. 1999. Vol. 18. Is. 6. P. 977–1003.
 68. Nelson B.K., Nelson S.W., Till A.B. Nd- and Sr-isotope evidence for Proterozoic and Paleozoic crustal evolution in the Brooks Range, Northern Alaska // *J. Geology*. 1993. Vol. 101. P. 435–450.
 69. Nelson J.L., Colpron M., Israel S. The Cordillera of British Columbia, Yukon and Alaska: Tectonics and metallogeny // *Soc. Econom. Geol. Spec. Publ.* 2013. Vol. 17. P. 53–109.
 70. Nokleberg W.G., Plafker G., Wilson F.H. Geology of South-Central Alaska. — In: *The Geology of North America*. V. G-1. *The Geology of Alaska*. — Ed. by G. Plafker, H.C. Berg, (GSA Spec. Publ. 1994). P. 311–366.
 71. O'Brien T.M., Miller E.L., Benowitz J.P., Meisling K.E., Dumitru T.A. Dredge samples from the Chukchi Borderland: implications for paleogeographic reconstruction and tectonic evolution of the Amerasia basin of the Arctic // *Am. J. Sci.* 2016. Vol. 316. P. 873–924. <https://doi.org/10.2475/09.2016.03>
 72. Patrick B.E., McClelland W.C. Late Proterozoic granitic magmatism on Seward Peninsula and a Barentian origin for Arctic Alaska–Chukotka // *Geology*. 1995. Vol. 23. No. 1. P. 81–84.
 73. Patton W.W., Jr., Stern T.W., Arth J.G., Carlson C. New U/Pb ages from granite and granite gneiss in the Ruby geanticline and southern Brooks Range, Alaska // *J. Geol.* 1987. Vol. 95. P. 118–126.
 74. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. No. 4. P. 956–983.
 75. Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere — a review // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 625. P. 1–25.
 76. Pease V., Miller E.L., Wyld S., Sokolov S., Akinin V., Wright J. U–Pb zircon geochronology of Cretaceous arc magmatism in eastern Chukotka, northeast Russia, with implications for Pacific plate subduction and the opening of the Amerasia Basin. — In: *Circum-Arctic lithosphere evolution*. — Ed. by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 460). P. 35–62.
 77. Piepjohn K., von Gosen W., Tessensohn F., Saalmann K. Ellesmerian fold-and-thrust belt (northeast Ellesmere Island, Nunavut) and its Eureka overprint // *Geol. Surv. Canad. Bull.* 2008. Vol. 592. P. 285–303.

78. Prokopiev A.V., Ershova V.B., Anfinson O., Stockli D., Powell J., Khudoley A.K., Vasiliev D.A., Sobolev N.N., Petrov E.O. Tectonics of New Siberian Islands archipelago: Structural styles and low-temperature thermochronology // *J. Geodynam.* 2018. Vol. 121. P. 155–184.
79. Raterman N.S., McClelland W.C., Presnell R.D. Geochronology and lithogeochemistry of volcanic rocks of the Ambler District, southern Brooks Range, Alaska // *GSA. Abstr. Progr.* 2006. Vol. 38. No. 5. P. 69.
80. Strauss J.V., Macdonald F.A., Taylor J.F., Repetski J.E., McClelland W.C. Laurentian origin for the North Slope of Alaska; implications for the tectonic evolution of the Arctic // *Lithosphere.* 2013. Vol. 5. P. 477–482.
81. Till A.B., Aleinikoff J.N., Amato J.M., Harris A.G. New paleontologic and geochronologic protolith ages for the paleo-continental margin of Arctic Alaska // *GSA. Abstr. Progr.* 2006. Vol. 38. No. 5. P. 13.
82. Till A.B., Dumoulin J.A., Harris A.G., Moore T.E., Bleick H.A., Siwiec B.R. Bedrock geologic map of the southern Brooks Range, Alaska, and accompanying conodont data // *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep.* 2008-1149. 2008. P. 88.
83. Toro J., Gans P.B., McClelland W.C., Dumitru T.A. Deformation and exhumation of the Mount Igikpak region, central Brooks Range, Alaska. — In: *Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic margin and adjacent landmasses.* — Ed. by E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer, (GSA. Spec. Paper. 2002. Vol. 360). P. 111–132.
84. Trettin H.P. Late Silurian-Early Devonian deformation, metamorphism, and granitic plutonism, Northern Ellesmere and Axel Heiberg islands. — In: *Geology of the Innuitian orogeny and Arctic platform of Canada and Greenland*, (Geol. Surv. Canad. Bull. Ser.: Geology of Canada. 1991. No. 3). P. 295–309.
85. Verzhbitsky V.E., Sokolov S.D., Tuchkova M.I., Frantzen E.M., Little A., Lobkovsky L.I. The South Chukchi sedimentary basin (Chukchi Sea, Russian Arctic): Age, structural pattern and hydrocarbon potential // *AAPG. Memoir.* 2012. Vol. 100. P. 267–290.
86. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. Vol. 95. Is. 4. P. 407–419.
87. Whalen J.B., Hildebrand R.S. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // *Lithos.* 2019. Vol. 348–349. No. 10579. P. 1–19.

Stages of Granitoid Magmatism and Continental Crust Formation of Eastern Arctic

M. V. Luchitskaya^{a,*}, S. D. Sokolov^a

^a*Geological Institute Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: luchitskaya@ginras.ru*

Three main stages of granitoid magmatism and continental crust formation of Eastern Arctic are distinguished: Neoproterozoic (750–550 Ma), Devonian-Early Carboniferous (390–350 Ma), and Early Cretaceous (117–105 Ma). Correlation of Neoproterozoic granitoid magmatism of New Siberian Islands, Wrangel Island, Chukotka, Chukchi Borderland, and Northern Alaska indicates unity of the basement of Arctic Alaska–Chukotka microplate (AACH) and its Meso-Neoproterozoic age. Geodynamic setting of Neoproterozoic granitoids for the most part of microplate is supposed as continental margin, rarely rift setting (Seward Peninsula, Alaska). Devonian-Early Carboniferous stage is related to different phases of Ellesmerian orogeny in Arctic region. Formation of granitoids of this age occurred in island arc, continental margin or back-arc settings. Early Cretaceous stage of continental crust formation is related to collision between Siberian continent and AACH microcontinent in Volgian time – Hauterivian–Barremian. In Aptian–Albian time the regime of collisional compression change to post-collisional extension, accompanied by metamorphic core complexes, granitoid intrusion and formation of superimposed orogenic basins. Data on mineralogical, chemical and geochemical composition of granitoids of all three stages indicate similarity of Neoproterozoic granitoids to S- and I-types granites; Devonian-Early Carboniferous, to predominantly I-type granites; Early Cretaceous, to I- and A-type granites. Sr–Nd isotopic data, as well as Lu–Hf zircon data point to both crustal and mantle components participation in the formation of the source of granitoid melts at all stages.

Keywords: geodynamic setting, Arctic Alaska–Chukotka microplate, granitoid magmatism, U–Pb age, zircon, continental crust, Eastern Arctic, I-, S-, A-type granites