

ВОЗРАСТ, ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ И ПОРОД КОМПЛЕКСА ДАЕК МЫСА СВЯТОЙ НОС, ВОСТОЧНАЯ АРКТИКА

© 2020 г. М. В. Лучицкая¹, *, А. В. Моисеев¹

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

*e-mail: luchitskaya@ginras.ru

Поступила в редакцию 03.12.2019 г.

После доработки 05.12.2019 г.

Принята к публикации 04.02.2020 г.

В статье рассмотрены гранитоиды и дайки Святоносского массива м. Святой Нос в северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области, прорывающие терригенные и вулканогенно-осадочные породы верхней юры–нижнего мела. Полученные U–Pb SIMS геохронологические данные по цирконам из гранитоидов и пород даек показывают, что возрасты их кристаллизации соответствуют апту–альбу (119–111 млн лет). Петрографический состав и петрогеохимические характеристики позволяют относить гранитоиды и породы даек кислого состава к гранитам I-типа. Показано сходство по химическому составу с одновозрастными гранитоидами о-ва Большой Ляховский, наиболее северного представителя Чохчуро-Чокурдахского субмеридионального пояса гранитоидов и с апт–альбскими гранитоидами субширотного пояса Анюйско-Чукотской складчатой области. Ранее многими авторами было установлено, что внедрение апт–альбских гранитоидов и даек (117–105 млн лет) на арктической окраине Чукотки и в северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области происходило в обстановке растяжения. Апт–альбский возраст, постскладчатый характер внедрения и сходство гранитоидов мыса Святой Нос по петрогеохимическим характеристикам с перечисленными выше апт–альбскими гранитоидами позволяют относить их к единому этапу постколлизии растяжения.

Ключевые слова: мыс Святой Нос, гранитоиды, дайки, циркон, конкордантный возраст, I-тип, растяжение, арктическая окраина Чукотки

DOI: 10.31857/S0016853X20030066

ВВЕДЕНИЕ

Гранитоиды мыса Святой Нос вместе с гранитоидами о-ва Большой Ляховский Новосибирских о-вов образуют северное окончание меридионального пояса оловоносных раннемеловых интрузий, протягивающегося от Северного гранитного пояса Верхояно-Колымской складчатой области (рис. 1). По геофизическим данным этот пояс можно проследить на север в виде двух ветвей до о-ва Малый Ляховский и до Земли Бунге [9].

По особенностям состава и строения среди гранитоидов мыса Святой Нос и о-ва Большой Ляховский различают интрузии диорит-гранодиоритовой (святоносский комплекс), лейкогранитовой (кигиляхский комплекс) и гранит-гранодиоритовой (тарский комплекс) формаций. На о-ве Большой Ляховский представлены гранитоиды всех перечисленных формаций. Они прорывают и метаморфизуют терригенные породы пер-

ми–триаса и верхней юры [9, 14, 24]. Определения абсолютного (U–Pb, K–Ar, Ar–Ar) возраста гранитоидов лежат в интервале 111–122 млн лет [9, 41]. На мысе Святой Нос гранитоиды святоносского комплекса слагают одноименный массив и прорывают терригенные и вулканогенно-осадочные породы верхней юры–нижнего мела, образуя в них контактовые ореолы. Возраст вмещающих отложений является предметом дискуссий – их относят как к верхнеюрским, так и к нижнемеловым образованиям [3, 6, 7, 30]. В геодинамическом плане вмещающие гранитоиды породы рассматривают как часть позднеюрско-раннемеловой Святоносско-Олойской островодужной системы, расположенной на окраине Сибирского континента [10, 19, 20, 25, 40, 48, 54].

Для гранитоидов мыса Святой Нос отсутствуют современные прецизионные данные абсолютного возраста. Данные 70-х годов K–Ar датирования по валу пород Святоносского массива и расположен-

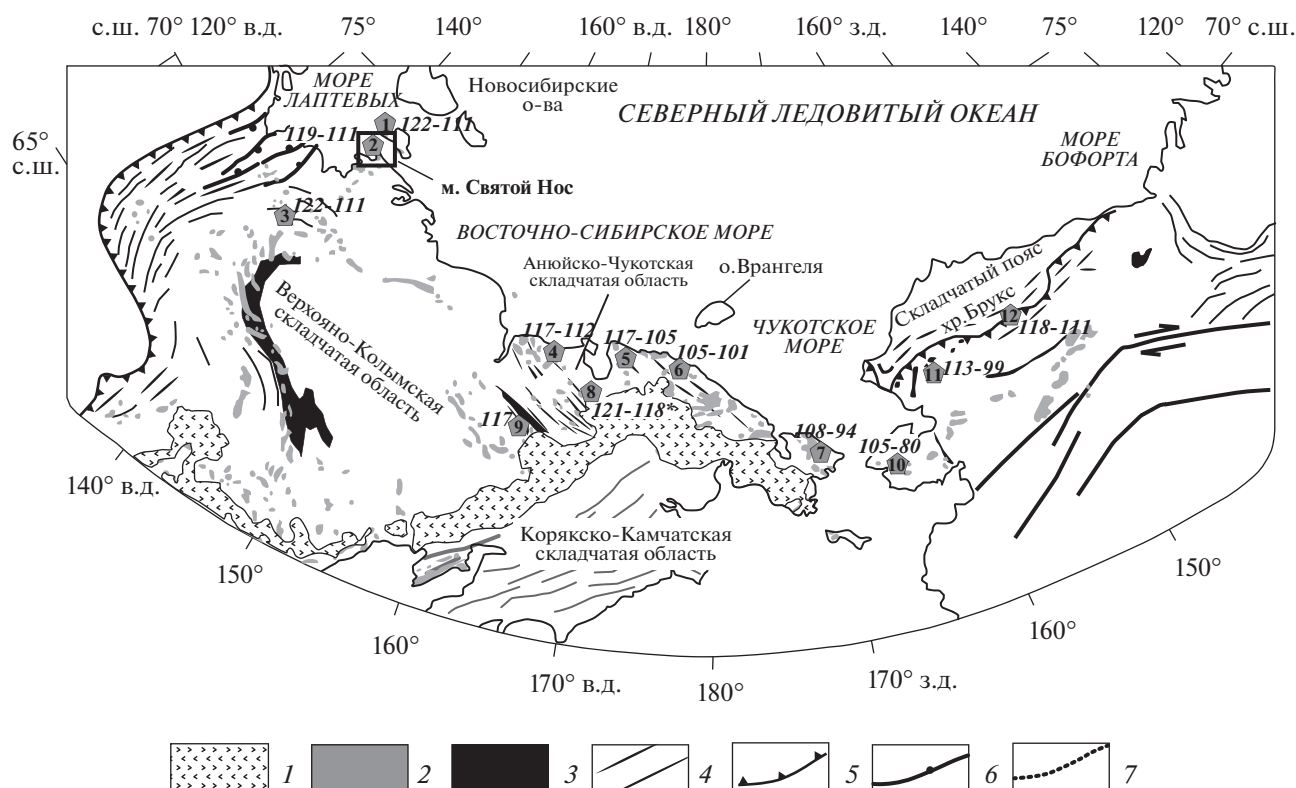


Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Востока России и Арктической Аляски, (по данным [44] с изменениями и дополнениями).

Показан (рамка) регион исследования.

Обозначены (многоугольники с цифрами) места проявления апт–альбского гранитоидного магматизма в пределах северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области, Аноийско-Чукотской складчатой области и южной части складчатого пояса хребта Брукс Аляски: 1 – гранитоиды святоносского, тарского и кигильяхского комплексов о-ва Большой Ляховский [9, 14]; 2 – гранитоиды и породы даек мыса Святой нос; 3 – граниты месторождения Депутатское [22]; 4 – гранитоиды Алярмаутского поднятия [12]; 5 – гранитоиды Чаунской зоны [17, 32, 46]; 6 – гранитоиды Велиткенайского массива [21, 27, 39]; 7 – гранитоиды Кооленского поднятия [35]; 8 – кварцевые диориты, граносиениты Илирнейского массива, Тыгельвеевская впадина; 9 – габбро-диориты до грано- и монцодиоритов [28, 29], Мангазейская впадина; 10 – гранитоиды плутона Киглуаик, п-ов Сьюард, Аляска [33, 47]; 11 – гранитоиды Западного пояса плутонов бассейна Юкон-Коюкук, Аляска; 12 – граниты террейна Руби, Аляска [43].

1 – Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс (ОЧВП); 2 – гранитоиды; 3 – аккрецированные офиолитовые и островодужные комплексы; 4 – простираение складок; 5 – взбросы и надвижки; 6 – сбросы; 7 – предполагаемая южная граница микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка

ных южнее небольших тел имеют широкий разброс от 175 до 80 млн лет. $Ar-Ar$ датировки [41] укладываются в интервал 105–106 млн лет и отнесены к всему поясу диорит-гранитных интрузий, меридионально протягивающихся от мыса Святой Нос на юг до Северного магматического пояса в северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области.

Раннемеловые гранитоиды о-ва Бол. Ляховский относят к гранитам I-S или S-типа, а их внедрение связывают с ранне-, син- и позднеорогенными обстановками и завершающим этапом формирования континентальной коры Новосибирско-Чукотской складчатой системы [14] или считают посторогенными образованиями,

сопоставляя с гранитами А-типа [40]. Данные по петро-геохимическому составу гранитоидов Святого Носа в литературе отсутствуют, что затрудняет их корреляцию с гранитоидами о-ва Бол. Ляховский и меловыми гранитоидами арктической окраины Чукотки.

В статье представлены новые результаты U–Pb SIMS датирования и петро-геохимические данные для гранитоидов и пород даек Святоносского массива, с целью уточнения возраста гранитоидов и отнесения их к соответствующему этапу тектоно-магматической эволюции региона; геохимической типизации гранитоидов и определения геодинамической обстановки проявления гранитоидного магматизма.

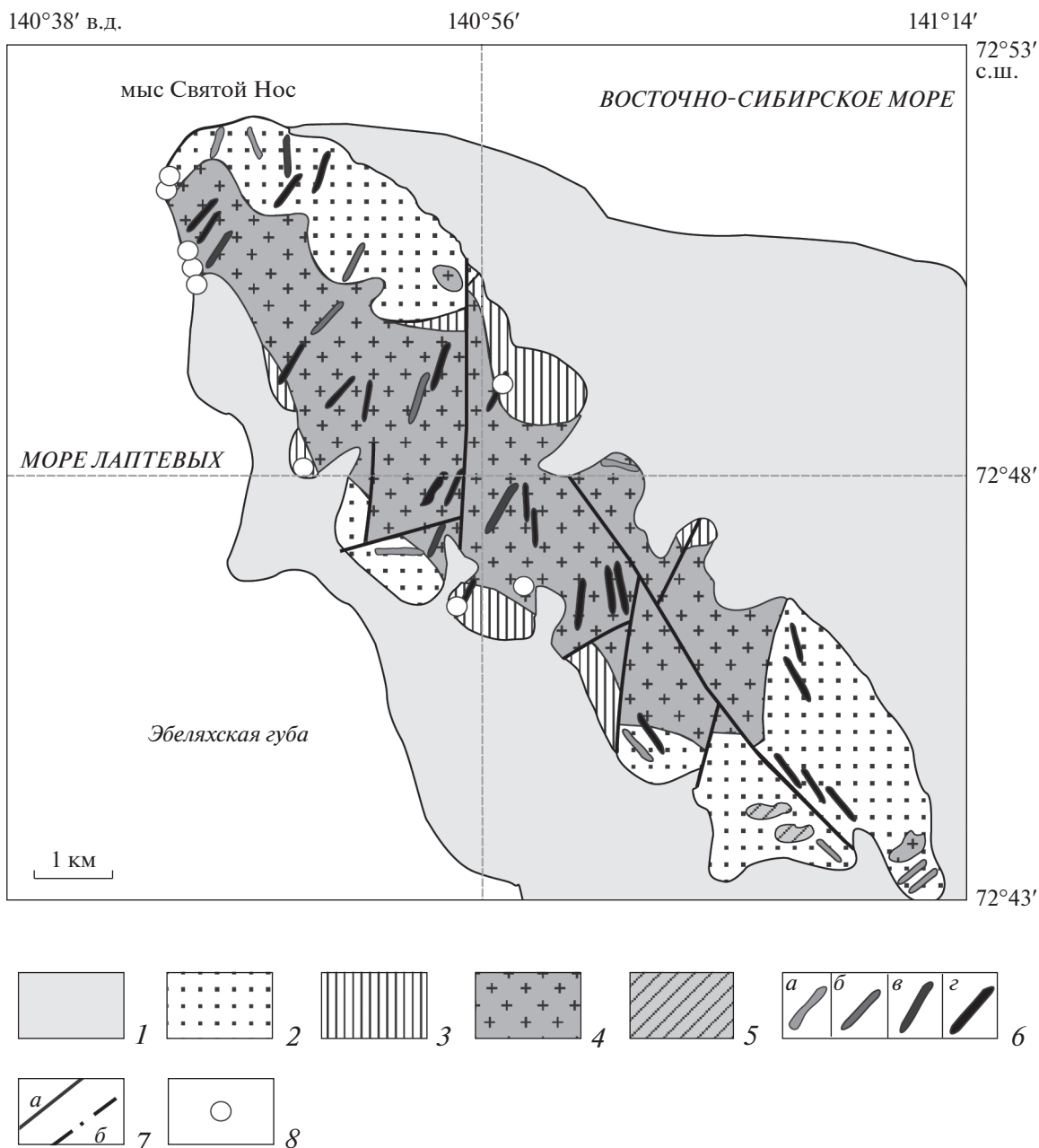


Рис. 2. Геологическая карта района мыса Святой Нос, (по данным [30], с изменениями и дополнениями).

1 – неоген-четвертичные отложения; 2, 3 – верхнеюрские (волжские) отложения: 2 – андезиты, базальты, их туфы с прослоями алевролитов, аргиллитов, редко песчаников, 3 – песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 – гранодиориты; 5 – тела диоритовых порфиров: б – дайки: а – раннемеловых диоритовых порфиров, б – раннемеловых гранодиорит-порфиров, в – поздне меловых кварцевых порфиров, г – поздне меловых гранит-порфиров; 7 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 8 – точки опробования

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Святоносский массив расположен в центральной части мыса Святой Нос (рис. 2). Его площадь составляет около 56 км², форма в плане удлиненно-овальная, длинная ось составляет 18 км, она ориентирована в северо-западном направлении.

Гранитоиды Святоносского массива прорывают вулканиты основного–среднего состава, содержащие прослойки туфов, кластолав и терригенных пород святоносской свиты (рис. 3, а, б) и образуют в них ореолы контактово-измененных пород шириной от первых десятков-первых сотен метров до 3 км. Отмечаются кордиерит-биотитовые, биотит-

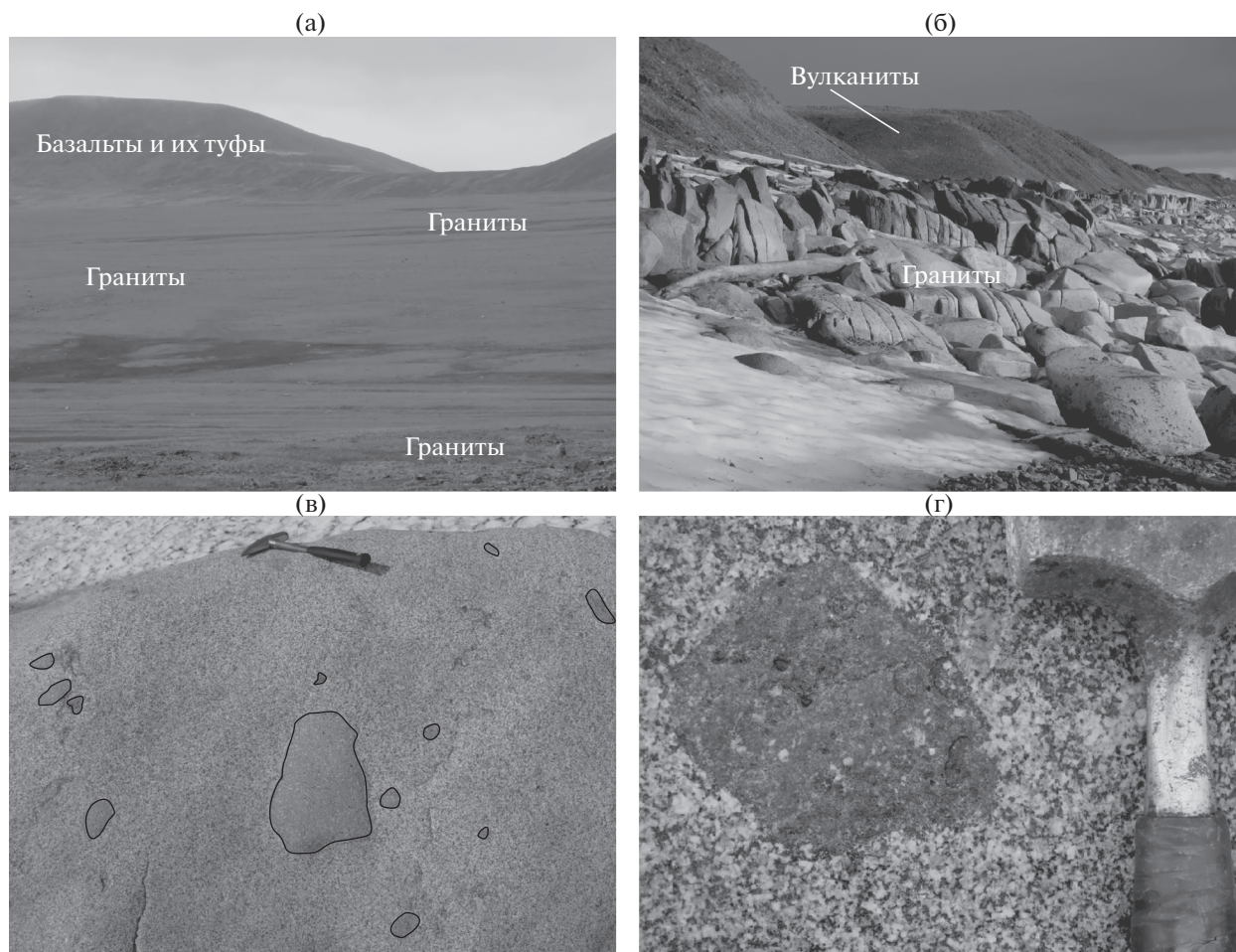


Рис. 3. Фото гранитоидов Святоносского массива и вмещающих вулканогенно-осадочных пород святоносской свиты. а – общий вид гранитоидов и вмещающих вулканогенно-осадочных пород святоносской свиты; б – береговое обнажение гранитоидов и вулканитов; в–г – меланократовые мелкозернистые включения диоритового состава в гранодиоритах и гранитах Святоносского массива.

кварцевые, биотит-амфибол-кварцевые, биотит-полевошпатовые, кварц-плагиоклаз-хлоритовые, плагиоклаз-гиперстен-биотитовые, пироксен-скаполит-плагиоклазовые роговики [6].

Согласно [6, 30], вмещающие гранитоиды отложения относятся к верхнеюрским (волжским) на основании их сопоставления с терригенными разрезами смежных южных регионов, охарактеризованных фаунистическими находками. По другим данным [3, 6] вулканогенно-осадочные отложения мыса Святой Нос являются нижнемеловыми образованиями и сопоставляются с вулканитами кислого-основного состава смежных районов, которые в свою очередь с несогласием перекрывают терригенные породы поздней юры, датированные остатками пеллеципод, аммонитов и бухий. Данные К–Ar абсолютного датирования базальтов и андезитов мыса Святой Нос также не

вносят ясности, поскольку имеются как позднеюрские, так и меловые датировки: 148 ± 3 , 152 ± 5 , 157 ± 5 млн лет [7]; 115 ± 5 , 89 ± 4 млн лет [23].

Святоносский массив сложен среднезернистыми, участками порфировидными и мелкозернистыми двупироксеновыми, роговообманково-биотитовыми гранодиоритами [6]. На контакте гранодиориты становятся мелкозернистыми, приобретают порфировую структуру и содержат ксенолиты вмещающих пород. Кроме того, в гранитоидах встречаются округлые включения более меланократовых пород с более мелкозернистой структурой, состав которых соответствует монцодиоритам (рис. 3, в, г).

В районе мыса Святой Нос отмечены два малых (200–300 м в поперечнике) штока диоритовых порфиритов в юго-восточном экзоконтакте Святоносского массива, прорывающие вулкани-

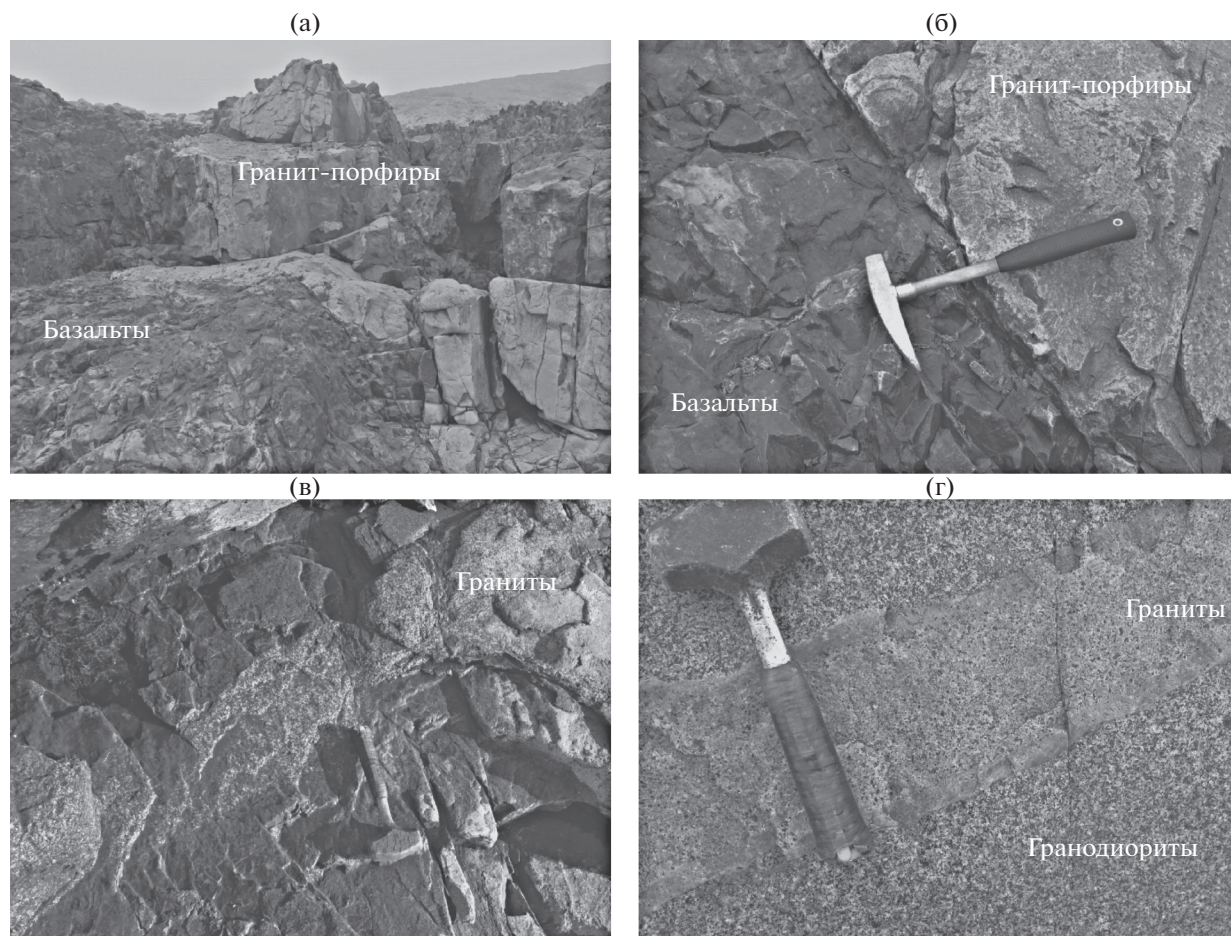


Рис. 4. Фото даек среднего и кислого состава в гранитоидах Святоносского массива и вмещающих вулканитах святоносской свиты.

а – дайка гранит-порфиров в вулканитах святоносской свиты; б – тектонизированный контакт дайки гранит-порфиров и вулканитов; в–г – дайка гранит-порфиров в: в – базальтах, г – гранодиоритах.

ты, а также установлены дайки до гранитных диоритовых порфиров [23].

Гранитоиды Святоносского и других массивов святоносского комплекса рассечены дайками диоритовых порфиров, гранодиорит- и гранит-порфиров, кварцевых порфиров, риодацитов (дацитов), редкими жилами аплитов и пегматитов (рис. 4).

Дайки диоритовых порфиров и гранодиорит-порфиров, реже риодацитов и аплитов относятся к раннемеловым на основании их петрогеохимического сходства и тесной пространственной связи с раннемеловыми интрузивными породами массивов [6].

Дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров, также пространственно ассоциируют с интрузивными породами Святоносского и других массивов святоносского комплекса, но выделены в самостоятельный комплекс на основании пет-

рогеохимических особенностей и отнесены к поздне меловым образованиям [6].

Нами установлено север-северо-восточное простирание даек гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров; по данным [6] в пределах северо-западной части Святоносского массива дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров имеют субмеридиональное простирание, в юго-восточной части – северо-западное, располагаясь как в самом массиве, так и в его эндоконтактной зоне.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Изученные интрузивные породы Святоносского массива представлены кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами, амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами. Включения

меланократового состава в гранитоидах представлены диоритами.

Кварцевые монцодиориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и сложены плагиоклазом (65–75%), пироксеном + амфиболом + биотитом (10–15%), кварцем (5–10%) и калиевым полевым шпатом (10–12%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рудным минералом.

Гранодиориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и сложены плагиоклазом (60–70%), кварцем (15–25%), калиевым полевым шпатом (5–12%), клинопироксеном + амфиболом + биотитом (10–12%). Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом.

Граниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру с участками графической и сложены плагиоклазом, кварцем и калиевым полевым шпатом примерно в равных количествах, биотит и амфибол составляют 5–7%. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рудным минералом.

Изученные дайки в районе Святоносского массива представлены кварцевый диорит (монцодиорит)-порфиридами и гранодиорит-порфирами.

Кварцевые диорит-порфириды имеют порфировую структуру с вкрапленниками (5–15%) плагиоклаза и клинопироксена. Основная масса породы имеет интерсертально-зернистую структуру и сложена идиоморфным плагиоклазом, в интерстициях которого присутствуют клинопироксен, биотит, эпидот и кварц. Акцессорные минералы представлены цирконом, рудным минералом.

Кварцевые монцодиорит-порфириды отличаются присутствием калиевого полевого шпата в основной массе и образованием в ней участков монцитовой структуры.

Гранодиорит-порфиры имеют порфировую структуру с вкрапленниками (20–25%) плагиоклаза, кварца, пироксена, биотита и амфибола. Основная масса породы либо имеет мелкозернистую панидиморфнозернистую структуру, сложенную в основном кварцем и калиевым полевым шпатом, плагиоклаз присутствует в небольших количествах, либо фельзитовую структуру, представленную кварц-полевошпатовым агрегатом, в котором равномерно распределены мелкие зерна эпидота, цоизита и мелкочешуйчатого биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, рудным минералом.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделение монофаций акцессорных цирконов проведено в Геологическом институте РАН (г. Москва) с использованием стандартных мето-

дик плотностной и магнитной сепарации. U–Th–Pb датирование цирконов проводилось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) по методике [57]. Для построения U–Pb диаграмма использовалась программа Iso-plot 3 [42].

Анализ породообразующих элементов осуществлялся в аккредитованной лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва, Россия) рентгенофлуоресцентным методом с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer фирмы “Bruker” (Германия) и программного обеспечения “Spectra-Plus” [58]. Техника подготовки проб к анализу и статистические показатели точности и правильности анализа соответствуют требованиям отраслевой методики ИСАМ № 439-РС МПР РФ.

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

РЕЗУЛЬТАТЫ U–PB ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Цирконы выделены из шести образцов: двух гранодиоритов и гранита из основного тела Святоносского массива, из гранодиорит-порфира, кварцевого монцодиорит- и диорит-порфиридов дайковых тел. Результаты анализов приведены в таблице 1.

На микрофотографиях кристаллов цирконов из гранитоидов, слагающих Святоносский массив, выполненных в режиме катодолюминесценции видно, что они обладают коротко- и длинно-призматическим габитусом, размеры кристаллов составляют 150–400 мкм (Кудл = 1.3–4). Цирконы характеризуются очень хорошо выраженной тонкой осциляторной зональностью и отсутствием унаследованных ядер (рис. 5), а величина Th/U отношения изменяется от 0.30 до 0.65 (см. табл. 1), что свойственно цирконам магматического генезиса.

Конкордатные возрасты, рассчитанные для трех образцов гранитоидов составляют 114 ± 1 , 112 ± 1 и 114 ± 2 млн лет; средневзвешенные возрасты для тех же образцов – 113 ± 1 , 112 ± 1 и

Таблица 1. Результаты U–Pb (SHRIMP-II) датирования цирконов из гранитоидов и пород даек Святоносского массива.

Точка анализа	²⁰⁶ Pb		Содержания, г/г		Возрасты, млн лет				Отношения изотопов									
	Pbс, %	Pb*, г/г	U	Th	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (1)	±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Pb (2)	±%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±%	коэфф. корр.		
SN-012-02 – гранодиорит; 114 ± 1 млн лет, СКВО = 2.4																		
1.1	0.48	5.95	387	164	0.437	114	±2	115	±2	55.8	1.6	0.0463	5.9	0.1142	6.1	0.01791	1.6	0.3
2.1	—	4.23	269	108	0.413	117	±2	117	±2	54.7	2.1	0.0479	6.8	0.1207	7.1	0.01829	2.1	0.3
3.1	0.70	7.83	507	169	0.344	115	±2	116	±2	55.7	1.7	0.0420	6.3	0.1039	6.5	0.01796	1.7	0.3
4.1	—	10.3	677	305	0.466	113	±2	112	±2	56.7	1.5	0.0508	4.4	0.1235	4.7	0.01763	1.5	0.3
5.1	0.33	6.02	396	175	0.456	113	±2	113	±2	56.5	1.7	0.0485	5.1	0.1182	5.4	0.01769	1.7	0.3
5.2	0.78	5.06	328	104	0.328	115	±2	115	±2	55.7	1.6	0.0461	7.8	0.1140	8.0	0.01795	1.6	0.2
6.1	0.48	6.01	390	123	0.326	115	±2	115	±2	55.7	1.8	0.0453	5.9	0.1122	6.2	0.01795	1.8	0.3
7.1	1.96	5.29	343	103	0.310	115	±3	115	±3	55.6	2.4	0.0506	10.2	0.1255	10.5	0.01799	2.4	0.2
8.1	0.62	11.1	724	385	0.549	114	±2	115	±2	55.8	1.8	0.0428	5.2	0.1056	5.5	0.01792	1.8	0.3
9.1	—	5.85	376	116	0.317	116	±2	115	±2	55.3	1.6	0.0526	5.3	0.1311	5.5	0.01808	1.6	0.3
SN-022-02 – гранодиорит; 114 ± 2 млн лет, СКВО = 3.5																		
1.1	—	4.69	302	135	0.462	115	±2	114	±2	55.4	1.6	0.0550	6.3	0.1369	6.5	0.01807	1.6	0.2
2.1	—	4.49	292	122	0.431	114	±2	114	±2	55.9	1.7	0.0501	7.6	0.1236	7.8	0.01789	1.7	0.2
3.1	—	7.12	459	192	0.432	115	±3	114	±3	55.4	2.3	0.0545	6.0	0.1357	6.4	0.01806	2.3	0.4
3.2	0.82	4.77	307	98	0.331	115	±2	116	±2	55.3	1.6	0.0438	8.6	0.1091	8.7	0.01807	1.6	0.2
4.1	0.30	6.55	428	191	0.460	114	±2	114	±2	56.2	1.6	0.0438	5.1	0.1075	5.3	0.01781	1.6	0.3
5.1	0.69	8.25	530	222	0.433	116	±3	116	±3	55.1	2.8	0.0446	5.9	0.1116	6.5	0.01814	2.8	0.4
5.2	0.12	8.58	576	311	0.558	111	±2	111	±3	57.7	2.3	0.0474	3.5	0.1134	4.2	0.01734	2.3	0.5
6.1	0.25	4.19	267	107	0.416	117	±2	117	±2	54.7	1.6	0.0446	6.3	0.1123	6.5	0.01827	1.6	0.2
6.2	—	10.8	694	263	0.391	116	±2	116	±2	55.1	1.5	0.0484	3.3	0.1212	3.6	0.01815	1.5	0.4
7.1	0.81	4.78	321	107	0.346	111	±2	112	±2	57.6	1.6	0.0424	8.8	0.1014	8.9	0.01735	1.6	0.2
8.1	0.22	4.59	301	88	0.301	113	±2	114	±2	56.4	1.6	0.0433	5.8	0.1059	6.0	0.01774	1.6	0.3
SN-020-01 – гранит; 112 ± 1 млн лет, СКВО = 0.96																		
1.1	0.34	8.8	591	246	0.431	111	±2	111	±2	57.7	1.7	0.0459	4.4	0.1097	4.7	0.01734	1.7	0.4
2.1	—	8.93	595	295	0.512	112	±2	112	±2	57.3	1.6	0.0468	3.8	0.1126	4.1	0.01746	1.6	0.4
3.1	0.62	5.82	387	162	0.432	112	±2	112	±2	57.2	1.8	0.0449	6.6	0.1083	6.9	0.01749	1.8	0.3
3.2	—	6.1	391	134	0.354	116	±2	116	±2	55.0	1.7	0.0504	3.1	0.1263	3.5	0.01817	1.7	0.5
4.1	0.30	5.98	398	153	0.397	112	±2	112	±2	57.2	1.7	0.0438	5.1	0.1056	5.4	0.01748	1.7	0.3
5.1	0.46	6.06	406	145	0.370	111	±2	112	±2	57.5	1.6	0.0446	5.8	0.1069	6.0	0.01739	1.6	0.3
5.2	0.50	4.16	273	91	0.343	113	±3	114	±3	56.4	2.6	0.0446	7.7	0.1089	8.2	0.01772	2.6	0.3
6.1	—	8.89	601	223	0.383	110	±2	110	±2	58.1	1.8	0.0486	2.7	0.1154	3.3	0.01721	1.8	0.5
7.1	—	11.7	782	265	0.350	111	±2	111	±2	57.4	1.5	0.0497	3.3	0.1194	3.6	0.01742	1.5	0.4
8.1	4.65	15.6	1042	653	0.647	111	±2	112	±2	57.4	1.9	0.0464	26.1	0.1115	26.2	0.01742	1.9	0.1

Таблица 1. (Окончание)

Точка анализа	^{206}Pb		Содержания, г/т		Возрасты, млн лет			Отношения изотопов											
	Pb%, %	Pb*, г/т	U	Th	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ (2)	$\pm\%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	коэфф. корр.	
SN-022-01 – кварцевый монцодиорит-порфирит; 111 ± 2 млн лет, СКВО = 0.67																			
1.1	1.27	3.17	211	57	0.280	112	±2	113	±2	57.2	14.1	0.0401	14.1	0.0967	14.2	0.01748	1.7	0.1	
2.1	1.24	5.61	369	98	0.275	113	±2	114	±2	56.6	10.7	0.0385	10.7	0.0939	10.9	0.01768	2.0	0.2	
10.1	0.58	8.41	565	244	0.446	111	±2	111	±2	57.7	8.8	0.0430	8.8	0.1028	9.0	0.01732	1.6	0.2	
3.1	—	7.79	519	232	0.462	112	±2	111	±2	57.3	3.7	0.0492	3.7	0.1184	4.1	0.01747	1.7	0.4	
4.1	—	32.9	2239	1103	0.509	109	±2	109	±2	58.5	1.6	0.0499	1.9	0.1176	2.5	0.01710	1.6	0.6	
5.1	—	6.37	432	201	0.481	110	±2	109	±2	58.2	2.1	0.0524	5.6	0.1240	6.0	0.01717	2.1	0.4	
6.1	0.67	4.5	300	94	0.323	111	±2	112	±2	57.3	2.2	0.0439	8.2	0.1057	8.5	0.01745	2.2	0.3	
7.1	0.70	4.26	278	83	0.310	114	±2	115	±2	56.0	1.7	0.0402	9.2	0.0989	9.4	0.01784	1.7	0.2	
8.1	1.11	4.54	306	123	0.414	110	±2	111	±2	58.0	2.2	0.0389	11.4	0.0924	11.6	0.01723	2.2	0.2	
9.1	0.35	13.5	917	350	0.394	109	±2	110	±2	58.5	2.0	0.0452	3.6	0.1064	4.1	0.01709	2.0	0.5	
SN-015-03 – гранодиорит-порфир; 113 ± 1 млн лет, СКВО = 0.97																			
1.1	0.61	4.81	310	133	0.443	115	±2	116	±2	55.4	1.6	0.0424	7.8	0.1056	8.0	0.01804	1.6	0.2	
1.2	—	6.25	405	93	0.238	115	±2	114	±2	55.7	1.6	0.0542	5.8	0.1342	6.0	0.01795	1.6	0.3	
2.1	0.15	6.94	466	134	0.297	111	±2	111	±2	57.8	1.6	0.0474	4.1	0.1132	4.3	0.01732	1.6	0.4	
2.2	—	6.13	391	121	0.318	117	±2	117	±2	54.8	1.7	0.0471	3.9	0.1184	4.2	0.01825	1.7	0.4	
3.1	0.28	6.49	429	211	0.510	113	±3	113	±3	56.8	2.4	0.0473	4.6	0.1149	5.1	0.01762	2.4	0.5	
4.1	0.18	5.27	344	141	0.423	114	±3	114	±3	56.1	2.2	0.0490	4.6	0.1203	5.1	0.01782	2.2	0.4	
5.1	1.05	4.67	311	117	0.390	112	±2	112	±2	57.3	1.7	0.0423	10.0	0.1018	10.1	0.01747	1.7	0.2	
5.2	—	13.7	913	557	0.630	112	±2	111	±2	57.3	1.6	0.0519	3.9	0.1251	4.2	0.01747	1.6	0.4	
6.1	1.53	4.17	276	76	0.286	113	±2	114	±2	56.8	1.9	0.0400	13.7	0.0971	13.8	0.01761	1.9	0.1	
7.1	0.46	4.13	275	118	0.444	112	±2	112	±2	57.2	1.6	0.0458	7.0	0.1104	7.2	0.01749	1.6	0.2	
8.1	0.99	6.99	460	249	0.560	113	±2	114	±2	56.5	1.7	0.0400	8.4	0.0976	8.6	0.01769	1.7	0.2	
SN-010-01 – диорит-порфирит; 119 ± 1 млн лет, СКВО = 10.3																			
1.1	0.40	7.8	486	183	0.39	119	±3	120	±3	53.5	2.8	0.045	6.7	0.12	7.3	0.019	2.8	0.4	
2.1	—	7.78	475	180	0.39	122	±3	122	±3	52.5	2.3	0.046	4.3	0.12	4.9	0.019	2.3	0.5	
10.1	1.15	6.8	426	168	0.41	119	±2	119	±2	53.9	1.9	0.044	10.6	0.11	10.8	0.019	1.9	0.2	
11.1	0.39	8.13	504	118	0.24	120	±1	120	±1	53.3	0.9	0.045	6.5	0.12	6.6	0.019	0.9	0.1	
12.1	0.24	39	2402	1744	0.75	121	±3	121	±3	52.9	2.6	0.046	2.6	0.12	3.6	0.019	2.6	0.7	
13.1	—	11.8	747	420	0.58	117	±3	116	±3	54.4	2.5	0.055	6.8	0.14	7.2	0.018	2.5	0.3	
3.1	0.54	6.74	428	144	0.35	117	±2	117	±2	54.5	1.8	0.052	7.6	0.13	7.8	0.018	1.8	0.2	
4.1	0.42	7.83	488	129	0.27	119	±2	120	±2	53.5	1.4	0.046	6.8	0.12	6.9	0.019	1.4	0.2	
5.1	—	5.99	377	112	0.31	118	±1	119	±1	54.1	0.9	0.045	7.1	0.12	7.2	0.018	0.9	0.1	
6.1	0.40	8.55	537	270	0.52	118	±2	119	±2	53.9	1.4	0.046	6.5	0.12	6.6	0.019	1.4	0.2	
7.1	—	8.61	542	139	0.27	118	±3	118	±3	54.1	2.5	0.050	7.3	0.13	7.8	0.018	2.5	0.3	
8.1	—	11.3	686	427	0.64	123	±3	123	±3	52.1	2.3	0.046	3.6	0.12	4.2	0.019	2.3	0.5	
9.1	0.27	17.7	1091	1024	0.97	121	±2	121	±2	52.8	1.3	0.046	4.0	0.12	4.2	0.019	1.3	0.3	

Примечание. Ошибка на уровне 1-сигма; Pb* и Pb – природный и радиогенный свинец соответственно.
 (1) Природный Pb, скорректированный по ^{204}Pb . (2) Природный Pb, скорректированный по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ конкордантности.

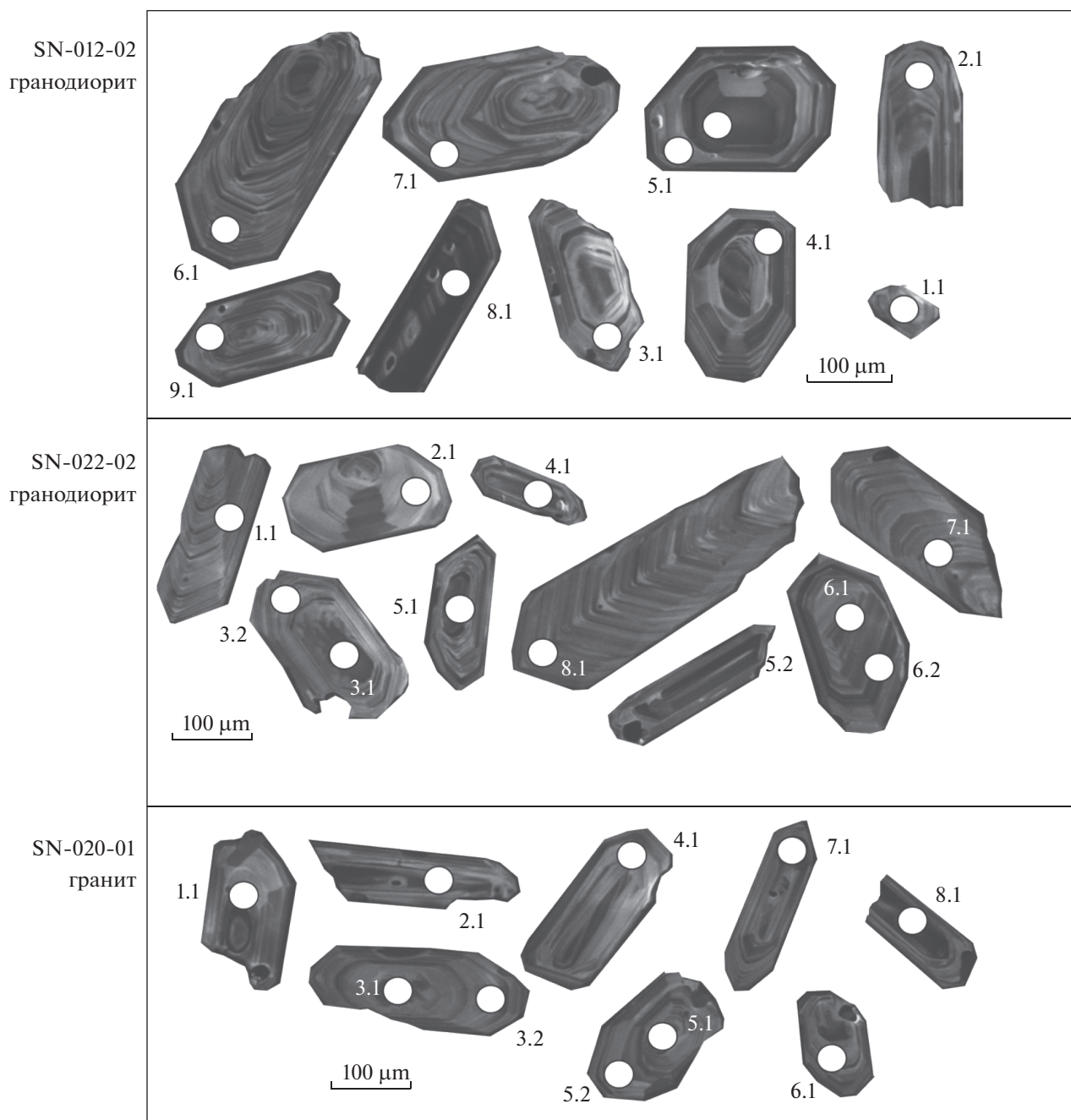


Рис. 5. Микрофотографии цирконов в режиме катодолуминесценции для гранодиоритов (SN-012-02, SN-022-02) и гранита (SN-020-01) Святоносского массива.

115 ± 1 млн лет (рис. 6, см. табл. 1). Эти оценки возраста соответствуют границе апта и альба [18]. В пяти кристаллах циркона из разных образцов гранитоидов измерения проведены для ядерной части и краевых частей с осциляторной зональностью, разница в возрастах составляет 1–2 млн лет, что не превышает ошибку измерений; только в одном случае эта разница больше – 4 млн лет. Это

подтверждает, что унаследованные древние ядра в цирконах отсутствуют и полученные возрасты отражают время кристаллизации гранитоидов.

Кристаллы цирконов из гранодиорит-порфира, кварцевого монцодиорит- и диорит-порфиритов дайковых тел, секущих гранитоиды Святоносского массива, также, как и кристаллы из гранитоидов самого массива, обладают коротко-

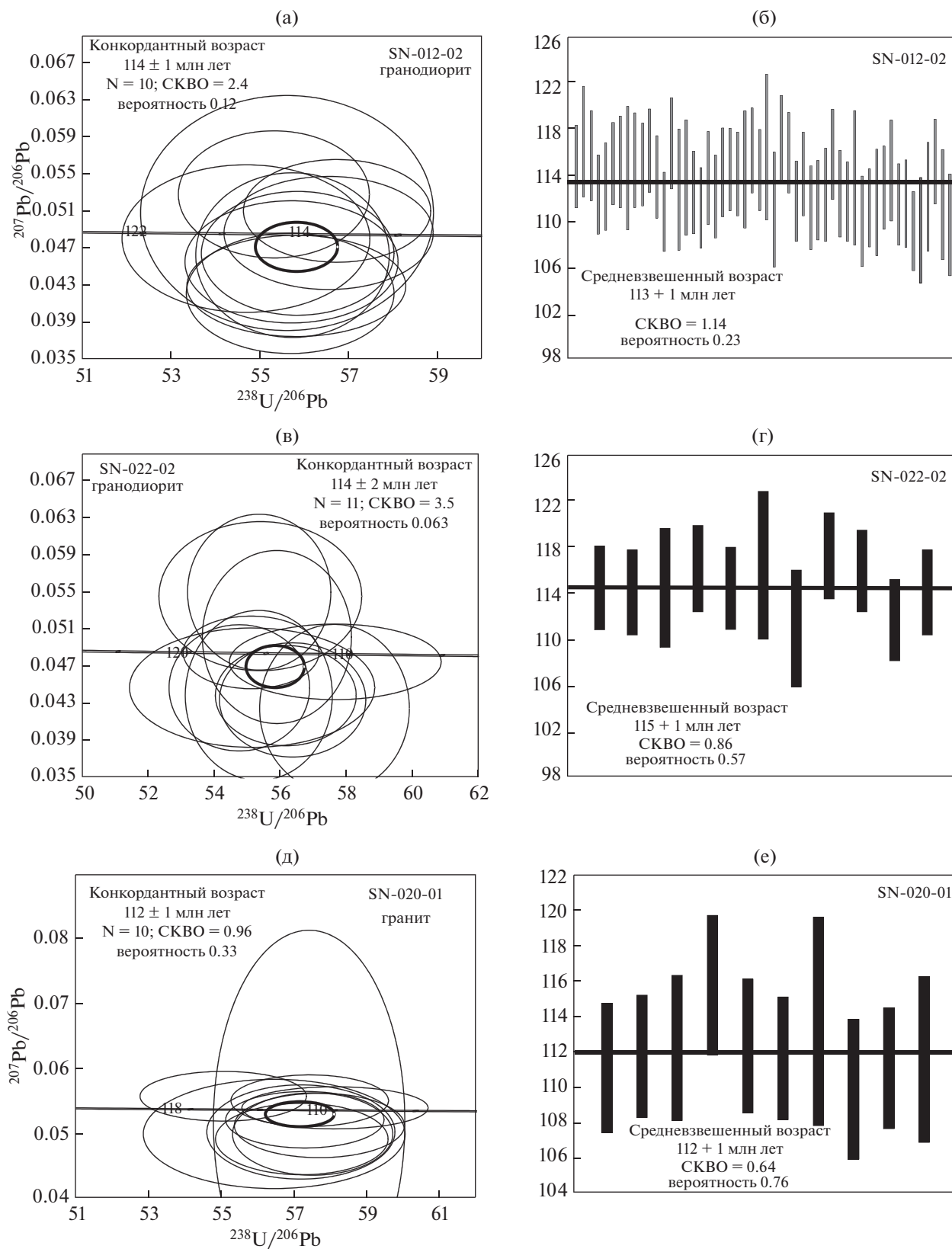


Рис. 6. Диаграммы с конкордией (U–Pb SIMS) (а, в, д) и графики средневзвешенных возрастов (б, г, е) для гранодиоритов (SN-012-02, SN-022-02) и гранитов (SN-020-01) Святоносского массива.

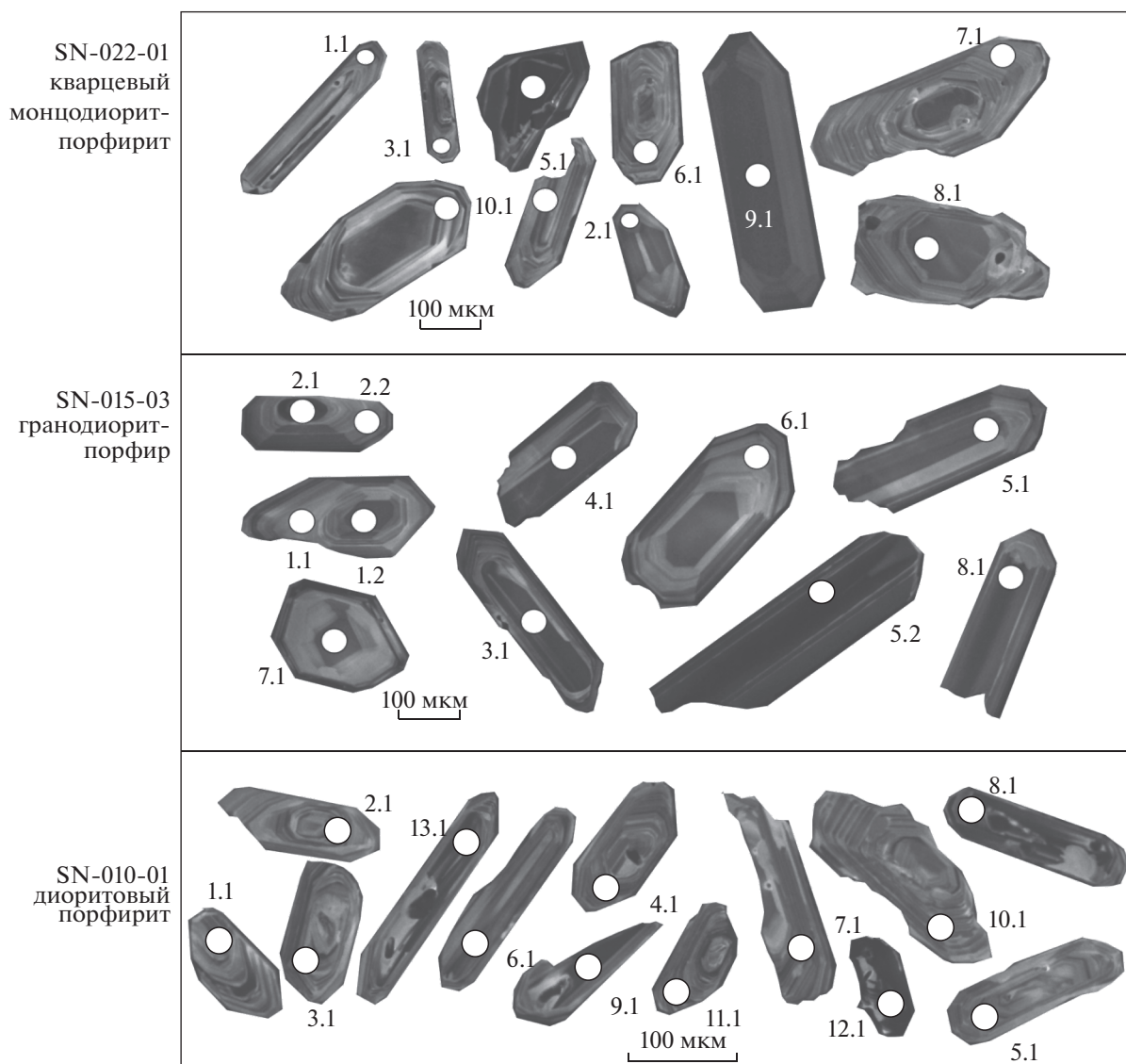


Рис. 7. Микрофотографии цирконов в режиме катодолуминесценции для кварцевый монцодиорит-порфирита (SN-012-01), гранодиорит-порфира (SN-015-03) и диоритового порфирита (SN-020-01) из даек.

длиннопризматическим габитусом, размеры кристаллов составляют 200–500 мкм ($K_{удл} = 1–6$) (рис. 7). Для цирконов характерна хорошо выраженная тонкая осциляторная зональность и отсутствие унаследованных ядер; величина Th/U отношения изменяется от 0.23 до 0.94 (см. табл. 1), что подтверждает магматический генезис цирконов.

Конкордатные возрасты, рассчитанные для образцов гранодиорит-порфира, кварцевого монцодиорит- и диорит-порфиритов составляют 113 ± 1 , 111 ± 2 и 119 ± 1 млн лет; средневзвешенные возрасты для тех же образцов – 113 ± 1 , 112 и 120 ± 1 млн лет (рис. 8, см. табл. 1). Первые две оцен-

ки возраста соответствуют границе апта и альба, третья оценка соответствует апту [18]. В двух кристаллах циркона из гранодиорит-порфира сопоставление возрастов из ядерной части и краевых частей с осциляторной зональностью указывает на разницу в 2 и 5 млн лет, и отсутствие унаследованных древних ядер. Полученные возрасты цирконов из пород даек, так же, как и для цирконов из гранитоидов основного тела Святоносского массива отражают время кристаллизации пород даек. Одна более древняя датировка в 119 (120) млн лет для диоритовых порфиритов из дайки может подтверждать, что часть диоритовых порфиритов образуют догранитные дайки [6].

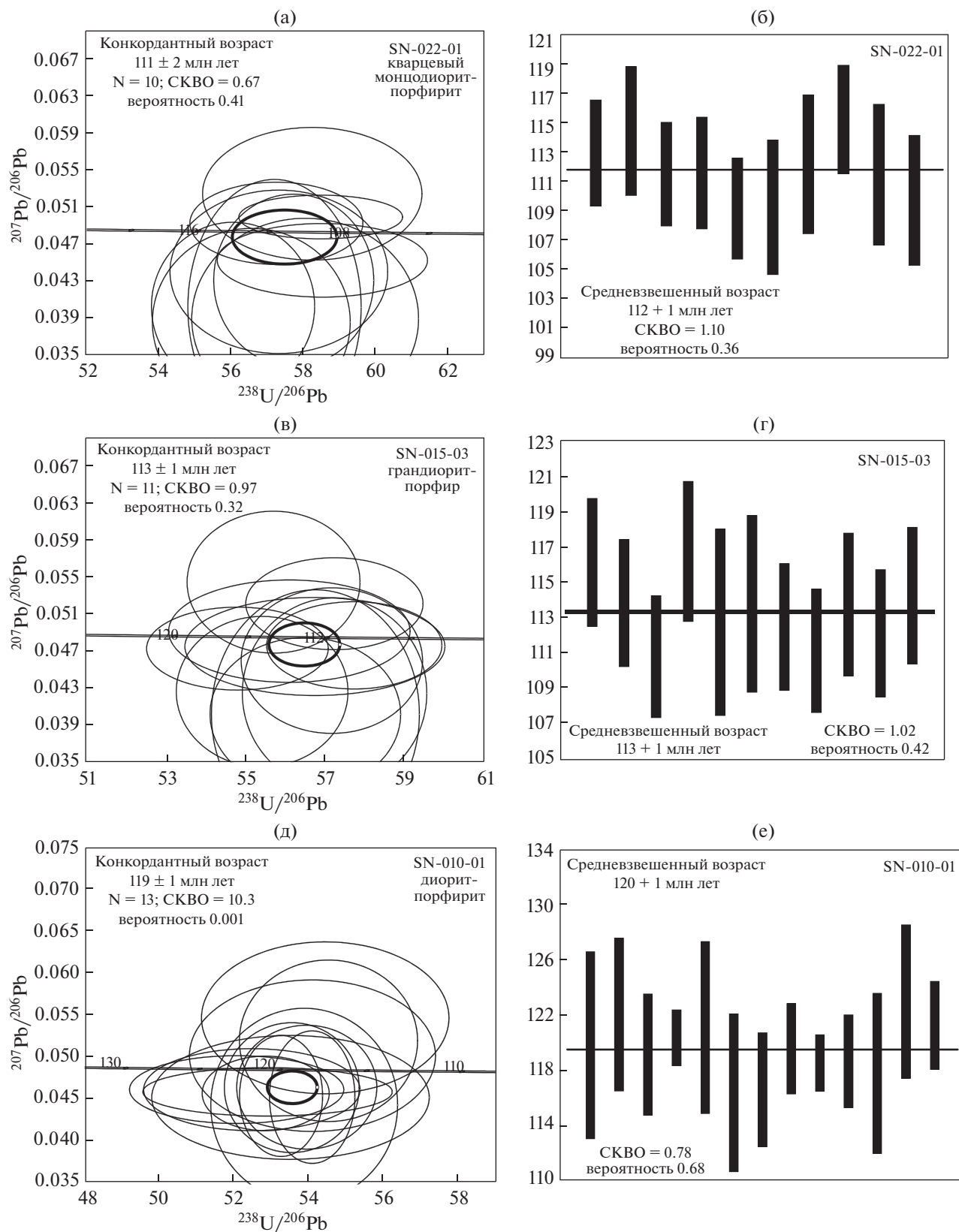


Рис. 8. Диаграммы с конкордией (U–Pb SIMS) (а, в, д) и графики средневзвешенных возрастов (б, г, е) для кварцевый монцодиорит-порфирита (SN-012-01), гранодиорит-порфира (SN-015-03) и диоритового порфирита (SN-020-01) из даек.

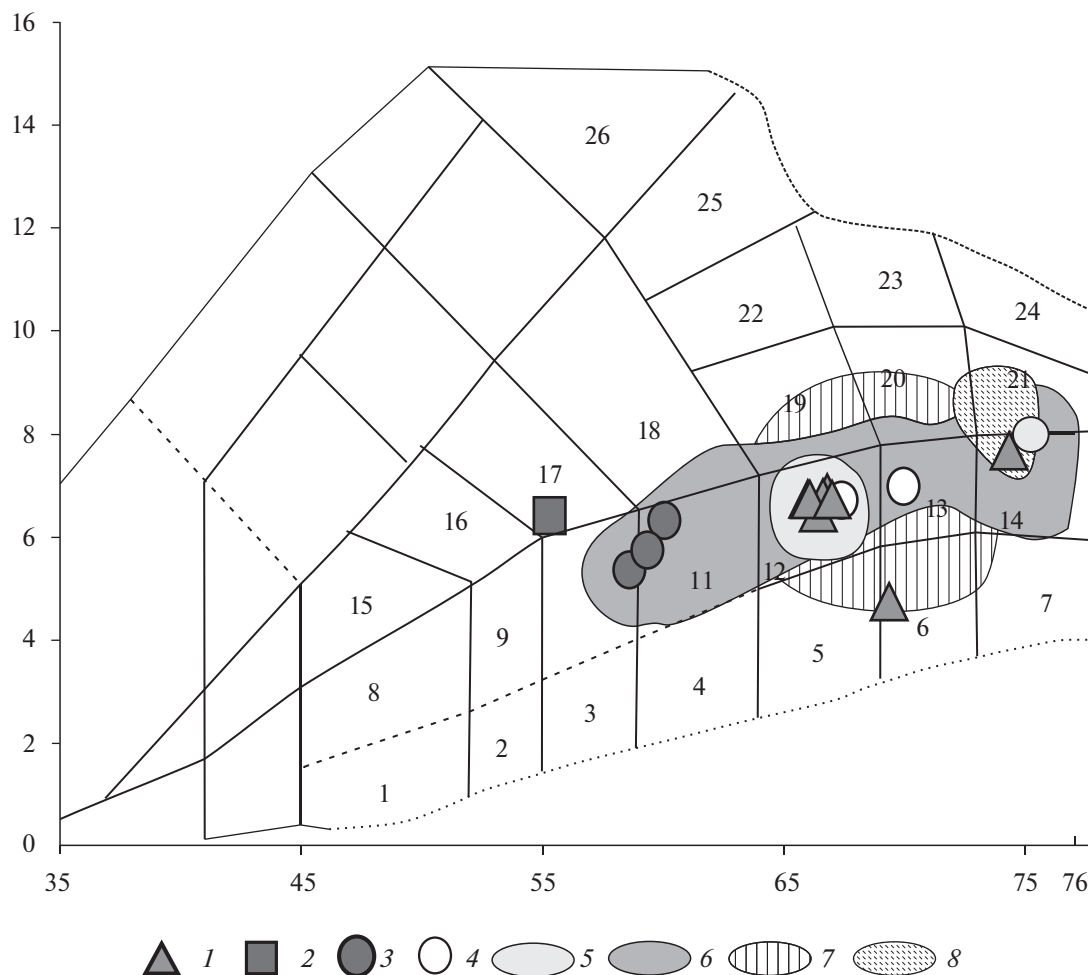


Рис. 9. Диаграмма TAS, по [31], для гранитоидов и пород даек Святоносского массива и гранитоидов о-ва Большой Ляховский.

Поля составов на диаграмме: 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 – монцониты, 19 – граносиениты, 20 – умеренно-щелочные граниты, 21 – умеренно-щелочные лейкограниты, 22 – сиениты, 23 – щелочные граниты, 24 – щелочные лейкограниты, 25 – щелочные сиениты, 26 – фойдитовые сиениты.

1 – кварцевые диориты, монцодиориты, гранодиориты, граниты массива; 2 – монцодиорит из меланократового включения в гранитоидах; 3 – кварцевые монцодиорит-порфириды, диоритовые порфириды из даек; 4 – гранодиорит-порфиры из даек; 5 – поле составов гранитоидов Святоносского массива по [30]; 6–8 – поля составов гранитоидов о-ва Большой Ляховский, по [24]: 6 – диорит-гранодиоритовой формации (святоносский комплекс), 7 – гранит-гранодиоритовой (тарский комплекс), 8 – лейкогранитовой (кигиляхский комплекс)

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Данные по главным и редким элементам в гранитоидах и породах даек Святоносского массива представлены в таблице 2. Гранитоиды характеризуются содержаниями SiO_2 64.65–72.76, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 4.52–7.46 мас. %; дайки – 57.34–68.39, 5.25–6.89 мас. % и по химическому составу соответствуют породам нормальной щелочности – гранодиоритам, лейкогранитам, низкощелочным

гранитам и диоритам, кварцевым диоритам, гранодиоритам, гранитам соответственно; состав меланократового включения в гранитоидах соответствует монцодиориту (рис. 9). Для пород даек характерна несколько большая основность ($\text{CaO} = 2.2\text{--}5.7\%$), чем для гранитоидов ($\text{CaO} = 1.6\text{--}3.8\%$). На диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}\text{--}\text{SiO}_2$ (см. рис. 9) видно, что поле раннемеловых гранитоидов святоносского комплекса о-ва Большой Ляховский занимает те же поля диаграммы, что и

Таблица 2. Петрогенные (мас. %) и элементы-примеси (г/т) в гранитоидах и породах даек Святоносского массива.

Компо- нент	001-06	006-01	006-02	010-01	011-01	012-02	015-03	016-01	018-01	020-01	020-02	022-01	022-02	023-01
SiO ₂	64.65	65.78	53.12	57.34	58.72	67.58	68.39	64.90	65.04	72.76	64.96	57.95	64.76	65.23
TiO ₂	0.72	0.65	0.94	1.10	0.98	0.57	0.66	0.58	0.68	0.25	0.70	0.93	0.66	0.59
Al ₂ O ₃	15.11	14.72	15.33	16.21	16.39	13.82	12.58	14.83	14.75	13.21	14.48	16.27	15.13	14.81
Fe ₂ O ₃	2.20	2.11	3.90	3.34	3.15	2.43	2.20	3.82	2.56	0.75	1.85	3.50	1.51	1.38
FeO	3.25	2.88	6.77	5.26	4.69	3.20	3.52	3.17	3.38	2.09	3.65	4.43	4.32	3.80
MnO	0.08	0.06	0.17	0.14	0.13	0.10	0.11	0.10	0.09	0.05	0.11	0.16	0.09	0.09
MgO	2.34	2.15	5.80	2.74	3.24	2.20	2.34	1.35	2.51	0.88	2.62	3.87	2.21	2.47
CaO	4.42	4.01	5.11	7.73	5.56	4.43	2.46	3.16	4.03	1.80	3.93	6.23	4.10	3.79
K ₂ O	3.42	3.40	1.82	0.52	2.61	1.44	4.04	3.20	3.20	4.38	3.56	2.07	3.20	3.43
Na ₂ O	3.11	3.21	4.38	4.76	3.62	3.09	2.85	3.39	3.06	3.08	2.96	3.58	3.32	3.05
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.14	0.16	0.16	0.09	0.12	0.28	0.11	0.05	0.11	0.14	0.10	0.10
п.п.п.	0.22	0.62	1.77	0.62	0.24	0.7	0.34	0.87	0.22	0.46	0.66	0.38	0.1	0.84
Сумма	99.64	99.68	99.25	99.92	99.48	99.65	99.61	99.64	99.62	99.76	99.59	99.50	99.51	99.58
Li	29.3	39.3	78.8	16.4	42.6	43.2	26.1	24.4	47.5	24.6	35.8	30.7	27.6	33.1
Be	2.1	2.3	3.3	1.6	1.9	2.1	2.3	2.7	1.9	3.6	2.8	2.5	2.3	2.4
Sc	11.5	11.1	30.6	17.3	14.3	8.8	13.6	10.2	12.2	4.7	11.1	17.6	13.6	10.4
V	65.0	59.3	148	131	96.4	59.6	60.1	48.4	69.5	30.9	67.4	98.7	71.6	59.6
Cr	74.1	68.2	198	57.7	88.8	75.8	56.3	28.3	89.1	87.9	72.0	80.8	105.0	75.0
Co	11.6	9.7	22.4	8.7	19.2	8.2	10.9	10.3	13.1	6.4	12.6	20.9	12.9	11.4
Ni	20.9	20.3	64.1	12.2	40.1	17.8	16.3	6.1	23.5	12.2	22.7	22.9	24.6	20.0
Cu	18.5	33.8	73.0	9.7	59.7	14.8	19.9	53.2	22.7	160	40.9	23.7	26.7	39.3
Zn	51.8	41.6	74.6	40.5	119.4	56.5	69.5	78.1	57.5	41.5	59.8	118	56.7	58.8
Ga	16.8	17.0	17.0	17.1	15.4	14.4	14.1	19.4	16.2	13.1	16.1	18.6	16.8	15.6
Rb	133	129	174	3.4	102	41.8	135	122	118	136	146	82.7	134	131
Sr	189	188	151	522	176	238	101	191	180	104	181	236	182	177
Y	23.9	24.3	58.8	26.2	23.0	19.2	30.0	42.1	23.3	16.8	29.2	20.7	26.3	24.0
Zr	86.0	85.6	37.9	196	79.3	81.1	172	171	76.7	83.0	96.7	48.4	102	85.5
Nb	8.9	9.2	12.7	7.9	9.0	6.6	9.8	7.8	8.7	7.3	10.2	8.5	9.3	8.5
Mo	1.5	1.8	0.69	4.4	3.6	5.2	2.2	8.8	2.4	10.2	3.4	1.6	5.2	2.3
Cs	8.0	11.1	10.9	0.13	5.5	2.6	7.9	13.8	6.5	6.0	11.1	5.7	9.8	11.9
Ba	558	532	283	150	417	431	741	443	573	397	595	426	561	529
La	6.2	29.6	18.1	7.5	17.5	7.0	32.3	40.8	11.4	40.6	30.6	18.3	10.7	13.8
Ce	53.0	59.0	55.4	18.6	37.6	51.8	68.1	88.4	52.4	79.5	64.7	41.1	54.1	48.9
Pr	5.7	6.2	7.2	2.7	4.4	5.5	7.5	9.9	5.7	8.0	7.0	4.6	6.0	5.4
Nd	22.1	23.7	31.1	13.9	18.6	21.6	29.5	38.9	22.3	27.6	27.3	19.6	23.4	21.0
Sm	4.8	5.0	8.2	4.0	4.7	4.4	6.5	8.4	5.0	4.9	6.0	4.5	5.4	4.7

Таблица 2. (Окончание)

Компонент	001-06	006-01	006-02	010-01	011-01	012-02	015-03	016-01	018-01	020-01	020-02	022-01	022-02	023-01
Eu	0.85	0.81	0.67	1.5	0.95	0.92	0.60	1.4	0.89	0.55	1.2	1.2	0.94	0.87
Gd	4.1	4.2	8.1	4.5	4.4	3.7	5.6	7.3	4.5	3.5	5.4	4.2	4.8	4.3
Tb	0.67	0.68	1.43	0.71	0.72	0.59	0.93	1.20	0.71	0.54	0.87	0.68	0.81	0.70
Dy	4.2	4.3	9.6	4.7	4.6	3.8	5.9	7.7	4.5	3.2	5.6	4.3	5.1	4.5
Ho	0.82	0.82	1.9	0.92	0.90	0.75	1.1	1.5	0.89	0.61	1.1	0.83	1.0	0.89
Er	2.4	2.5	5.9	2.8	2.6	2.2	3.4	4.7	2.6	1.9	3.2	2.4	2.9	2.6
Tm	0.34	0.35	0.88	0.40	0.37	0.32	0.50	0.67	0.37	0.29	0.49	0.35	0.43	0.38
Yb	2.3	2.3	5.7	2.7	2.3	2.2	3.2	4.4	2.4	2.0	3.2	2.2	2.8	2.5
Lu	0.33	0.35	0.86	0.40	0.34	0.32	0.50	0.66	0.36	0.30	0.47	0.33	0.42	0.37
Hf	3.1	3.2	2.0	4.3	2.4	3.0	5.7	5.4	2.8	3.8	3.6	1.8	3.6	3.1
Ta	0.83	1.0	1.3	0.59	0.71	0.82	0.98	1.0	0.73	1.4	1.3	0.82	0.94	0.94
Pb	18.2	12.2	7.5	5.0	33.4	7.6	22.2	21.9	19.6	30.0	21.2	24.5	17.8	25.0
Th	11.3	14.0	5.2	5.4	6.4	12.0	14.2	17.7	11.4	27.8	14.8	6.2	14.1	15.7
U	3.6	3.0	1.3	2.1	2.1	3.1	4.2	5.1	1.6	12.9	17.2	1.3	2.7	3.2

точки составов гранитоидов и пород даек Святоносского массива. Раннемеловые гранитоиды тарского и кигиляхского комплексов о-ва Большой Ляховский отличаются присутствием пород умеренной щелочности – граносиенитов и умеренно-щелочных гранитов (см. рис. 9).

Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [38] гранитоиды и породы даек Святоносского относятся к известково-щелочной серии, реже – к известковой серии, характеризуются пониженной железистостью ($Fe^* = 0.64–0.76$) и низкой-умеренной глиноземистостью ($ASI = 0.73–1.07$) (рис. 10). Гранитоиды святоносского и тарского комплексов о-ва Большой Ляховский имеют сходство с гранитоидами Святоносского массива и также являются преимущественно магнезиальными образованиями ($Fe^* = 0.60–0.77$) и принадлежат известково-щелочной и известковой сериям, при этом гранитоиды кигиляхского комплекса о-ва Большой Ляховский являются преимущественно железистыми образованиями ($Fe^* = 0.81–0.93$) и сопоставляются по этому параметру с гранитоидами из мелких интрузивных тел, расположенных южнее Святоносского массива с содержанием SiO_2 более 70 мас. % ($Fe^* = 0.89–0.94$). Гранитоиды тарского и кигиляхского комплексов обладают более высокой глиноземистостью ($ASI = 1.03–1.17$), чем гранитоиды Святоносского массива (см. рис. 10).

Редкоэлементный состав гранитоидов Святоносского массива характеризуется:

- низкими–умеренными содержаниями Zr (76–102 г/т), Nb (6.6–10.2 г/т), Rb (42–146 г/т), Sr (104–191 г/т);
- умеренными суммарными содержаниями редкоземельных элементов РЗЭ (105–216 г/т).

Гранодиорит-порфиры даек имеют близкие вариации данных элементов:

- Zr (48–172 г/т),
- Nb (8.5–9.8 г/т),
- Rb (82–135 г/т),
- Sr (101–236 г/т),
- умеренные суммарные содержания РЗЭ (100–166 г/т).

Максимальные значения элементов сопоставимы со средними их содержаниями в гранитах I-типа. Монцодиориты из включения в гранитоидах имеют более высокие содержания Rb, Nb и более низкие Zr (см. табл. 2).

Гранитоиды Святоносского массива и монцодиориты из включения в гранитоидах имеют в разной степени фракционированные распределения РЗЭ, которые характеризуются обогащением ЛРЗЭ, близкое к горизонтальному распределение в тяжелой части ($La_N/Yb_N = 1.98–14.87$) и отчетливую отрицательную Eu-аномалию ($Eu/Eu^* = 0.40–0.69$) (рис. 11, а). Аналогичным типом

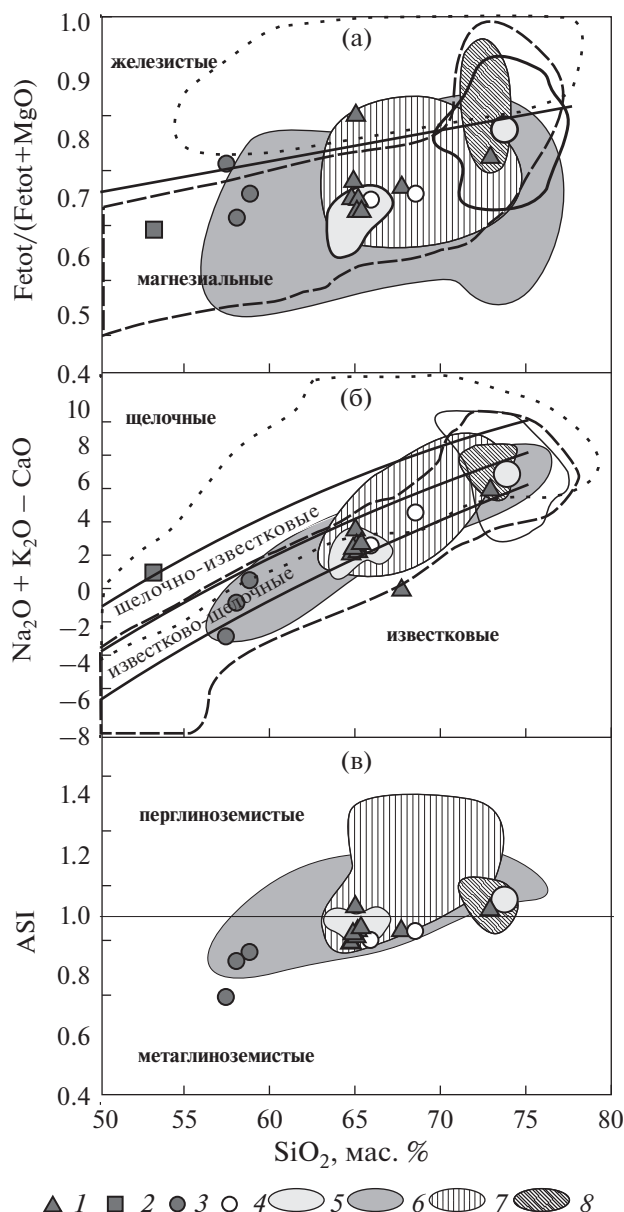


Рис. 10. Диаграммы $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO)$ – SiO_2 (а), $Na_2O + K_2O - CaO$ – SiO_2 (б), ASI – SiO_2 (в), по [38], для гранитоидов и пород даек Святоносского массива и гранитоидов о-ва Большой Ляховский.

1 – кварцевые диориты, монцодиориты, гранодиориты, граниты массива; 2 – монцодиорит из меланократового включения в гранитоидах; 3 – кварцевые монцодиорит-порфиры, диоритовые порфиры из даек; 4 – гранодиорит-порфиры из даек; 5 – поле составов гранитоидов Святоносского массива по [30]; 6–8 – поля составов гранитоидов о-ва Большой Ляховский, по [24]; 6 – диорит-гранодиоритовой формации (святоносский комплекс), 7 – гранит-гранодиоритовой (тарский комплекс), 8 – лейкогранитовой (кигиляхский комплекс)

распределения РЗЭ характеризуются гранодиорит-порфиры и кварцевый диорит (монцодиорит)-порфиры из даек ($La_N/Yb_N = 5.46-9.05$; $Eu/Eu^* = 0.30-0.87$), за исключением диорит-порфиритов одной из даек с пониженными содержаниями легких РЗЭ и слабой положительной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 1.07$) (рис. 11, б).

Спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии для гра-

нитоидов Святоносского массива и гранодиорит-порфиритов, кварцевый диорит (монцодиорит)-порфиритов из даек характеризуются сходным типом распределения с обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высоkozарядных и минимумами Ba, Nb, Ta, Sr, P, Ti (рис. 11, в, г). Исключение составляют диорит-порфириты одной из даек, характеризующиеся пониженными содержаниями Cs, Rb, Ba.

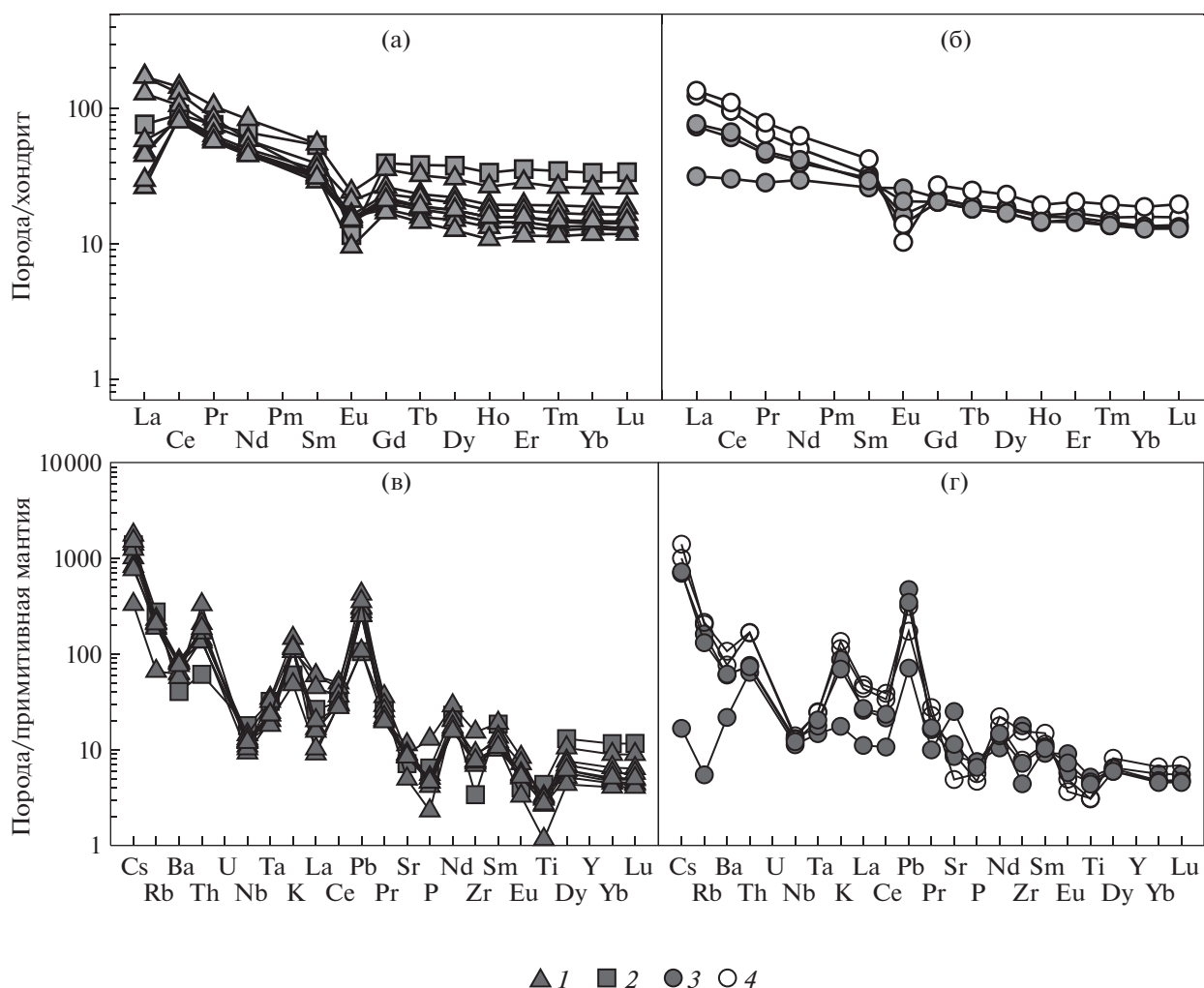


Рис. 11. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а, б) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (в, г) гранитоидов и пород даек Святоносского массива. Состав хондрита и примитивной мантии, по [55]. 1 – кварцевые диориты, монцодиориты, гранодиориты, граниты массива; 2 – монцодиорит из меланократового включения в гранитоидах; 3 – кварцевые монцодиорит-порфириды, диоритовые порфириды из даек; 4 – гранодиорит-порфиры из даек; 5 – поле составов гранитоидов Святоносского массива по [30]; 6–8 – поля составов гранитоидов о-ва Большой Ляховский, по [24]; 6 – диорит-гранодиоритовой формации (святоносский комплекс), 7 – гранит-гранодиоритовой (тарский комплекс), 8 – лейкогранитовой (кигиляхский комплекс)

Использование диаграммы $Zr-10^4Ga/Al$, разделяющей граниты I-, S- и A-типов, показывает, что все гранитоиды и породы даек располагаются в поле гранитов I- и S-типов, в том числе большая часть в поле дифференцированных гранитов I-типа (рис. 12, а), и отличаются по соотношениям Zr и $10^4Ga/Al$, а также Nb и $10^4Ga/Al$, FeO^*/MgO и суммы Ce, Zr, Nb, Y от гранитов A-типа. Это же подтверждается на диаграмме $Nb-Sr$ [56], где точки составов гранитоидов и пород даек группируются вокруг среднего I-типа гранитов (рис. 12, б). На треугольной диаграмме $Fe_2O_3 \cdot 5-Na_2O + K_2O-(CaO + MgO) \cdot 5$ [8] (рис. 12, в) точки составов гранитоидов Святоносского мас-

сива и гранодиоритов из даек располагаются внутри поля гранитов I- и S-типов, так же как и поля гранитоидов святоносского и большей части тарского комплексов о-ва Большой Ляховский. Часть гранитоидов тарского и кигиляхского комплексов о-ва Большой Ляховский и гранитоиды интрузивных тел, расположенных южнее Святоносского массива попадают в поле гранитов A_2 типа, которое объединяет составы кислых магматических ассоциаций, проявленных в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов [8].

На диаграмме Дж. Пирса с соавторами $Rb-(Y + Nb)$ [50] (см. рис. 12, г), используемой для

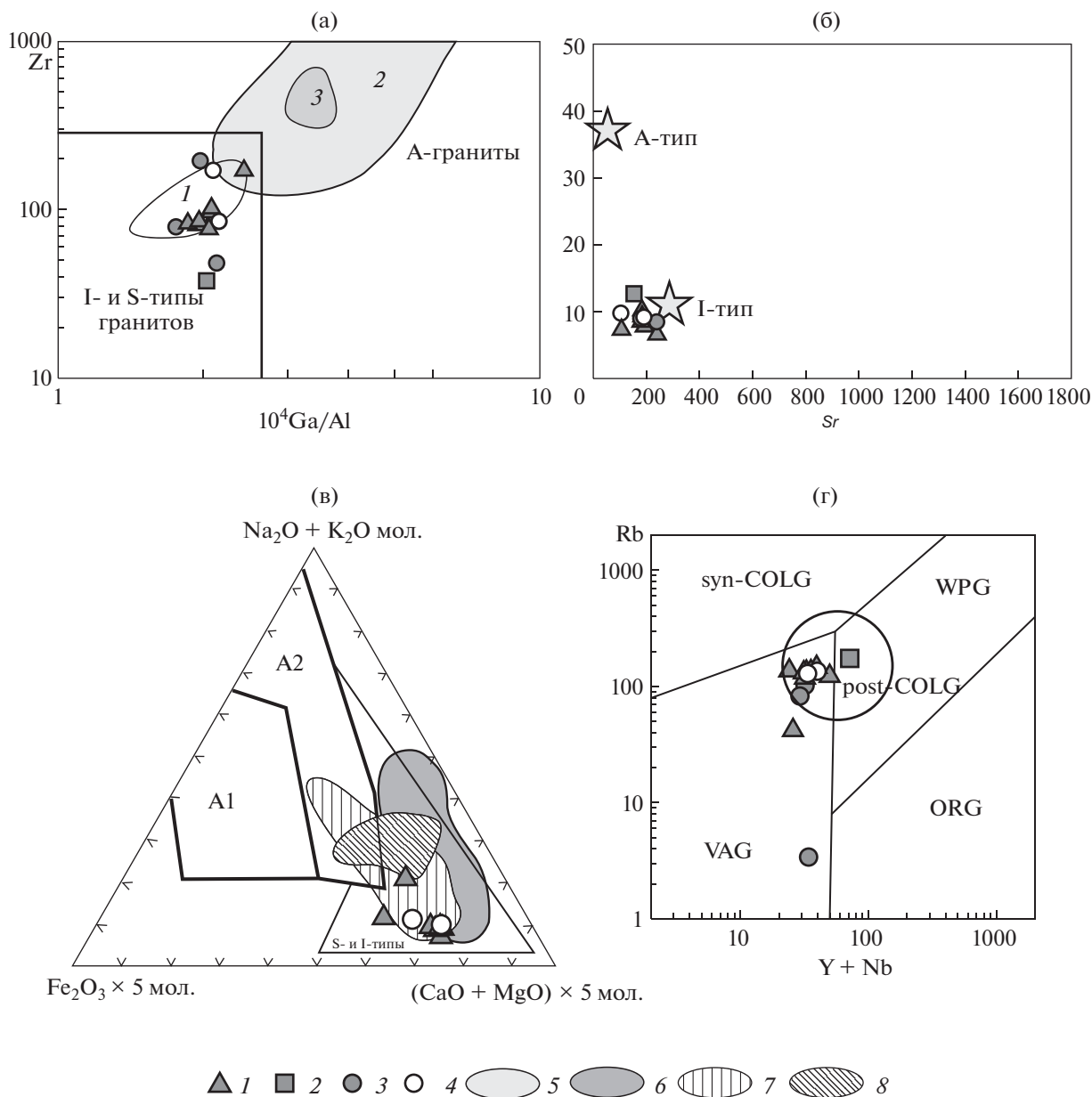


Рис. 12. Диаграммы $\text{Zr}-10^4\text{Ga/Al}$ (а), $\text{Nb}-\text{Sr}$ (б) [55], $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 5-\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-(\text{CaO} + \text{MgO}) \cdot 5$ ($\text{SiO}_2 > 67\%$, мол. кол-ва) (в) [8], (г) [50, 51] для гранитоидов и пород даек Святоносского массива.

Обозначены поля: 1 – дифференцированные граниты I-типа, 2 – граниты A-типа по [37], 3 – поле щелочных гранитов A-типа; 2 и 3 по [36].

1 – кварцевые диориты, монцодиориты, гранодиориты, граниты массива; 2 – монцодиорит из меланократового включения в гранитоидах; 3 – кварцевые монцодиорит-порфиры, диоритовые порфиры из даек; 4 – гранодиорит-порфиры из даек; 5 – поле составов гранитоидов Святоносского массива по [30]; 6–8 – поля составов гранитоидов о-ва Большой Ляховский, по [24]: 6 – диорит-гранодиоритовой формации (святоносский комплекс), 7 – гранит-гранодиоритовой (тарский комплекс), 8 – лейкогранитовой (кигиляхский комплекс)

разделения гранитоидов по геодинамическим обстановкам формирования, точки составов гранитоидов Святоносского массива и пород даек располагаются в поле гранитов вулканических дуг и большинство их составов оконтуривается полем пост-коллизии гранитов [50].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученный интервал возраста кристаллизации гранитоидов и пород даек Святоносского массива 119–111 млн лет соответствует середине апта–началу альба и хорошо коррелируется с таковым для раннемеловых гранитоидов острова

Большой Ляховский. Абсолютный возраст гранитоидов святоносского, тарского и кигильяского комплексов составляет 112–122 млн лет (K–Ar), 111–120 млн лет (U–Pb SIMS), 113, 114 млн лет (Ar–Ar) [9, 41].

Гранитоиды мыса Святой Нос могут быть включены в состав двух поясов гранитоидного магматизма – субмеридионального Чохчуро-Чокурдахского в северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области, к югу от мыса Святой Нос, и субширотного, в пределах Анюйско-Чукотской складчатой области, к юго-востоку и востоку от мыса.

В северной части Чохчуро-Чокурдахского пояса (50 км южнее мыса Святой Нос) гранитоиды образуют изометричные Урюнг-Хаастахский и Хаарстанский массивы, сопоставимые по размерам со Святоносским, а также ряд более мелких тел Массуноухских гор и Зимовьинское интрузивное тело [30]. На материковой части этот пояс прослеживается до Полоусненского синклиниория Верхояно-Колымской складчатой области. На большей части пояса они перекрыты палеогеновыми и четвертичными образованиями. Перечисленные массивы сложены породами святоносского комплекса, как и Святоносский массив, и представлены диоритами, кварцевыми диоритами, лейкократовыми биотитовыми гранитами, гранодиорит-порфирами [30]. Гранитоиды прорывают верхнеюрские флишеидные отложения [3]. В южной части пояса интрузивные тела сложены гранитами, гранодиоритами, аплитовыми гранитами и прорваны дайками гранитов и гранит-порфирами [5]. Относительно возраста гранитоидов нет единого мнения. K–Ar датировки дают большой разброс от 150 до 60 млн лет. Часть исследователей [5] считают, что их возраст моложе, чем у раннемеловых батолитов Главного пояса гранитоидов Верхояно-Колымской складчатой области, другие (публикуется с разрешения А.Г. Аулова, 1988 г.) относят их к поднеюрско-раннемеловой островодужной серии. Ar–Ar датировки для гранитоидов всех тел субмеридионального ряда [41], кроме гранитоидов Святоносского массива, образуют узкий интервал 105–106 млн лет. Авторы [41] предполагают, что внедрение гранитоидов имело место в процессе субширотного растяжения, которое связывают либо с закрытием Южно-Анюйского океана, либо с задуговым растяжением в тылу Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Отсутствие геохимических и геохронологических данных для гранитоидов Чохчуро-Чокурдахского субмеридионального пояса пока не позволяет надежно скоррелировать их с гранитоидами Святоносского массива и раннемеловыми грани-

тоидами Верхояно-Колымской складчатой области и Анюйско-Чукотской складчатой области и установить геодинамическую обстановку их формирования.

Апт-альбский этап гранитоидного магматизма широко проявлен в различных структурах арктической окраины Чукотки в пределах Анюйско-Чукотской складчатой области (см. рис. 1). В предшествующее позднеюрское (волжское)–раннемеловое время происходило закрытие Южно-Анюйского бассейна в результате коллизии микроплиты Чукотка–Арктическая Аляска и активной окраины Сибири, что привело к становлению покровно-складчатой структуры в готериве–барреме [25]. В апт–альбское время режим коллизионного сжатия сменился на постколлизийное растяжение, сопровождаемое сдвигообразованием, что отражено в работах многих авторов [1, 13, 25, 45–47]. Направление регионального растяжения было установлено как субширотное (ВСВ–ЗЮЗ) на основании субмеридиональной ориентировки даек и кварцевых жил в районе г. Певек на территории Анюйско-Чукотской складчатой системы [46]. Апт–альбское растяжение сопровождалось формированием комплексов гранитно-метаморфических ядер в пределах структур, ранее описываемых как структуры поднятий, в которых обнажаются кристаллический фундамент и палеозойский чехол Чукотского микроконтинента, а также формированием наложенных орогенных впадин [1, 2, 4, 28, 46, 54]. Растяжение в апт–альбское время зафиксировано также в пределах Американо-Азиатского бассейна [11, 15, 49].

Апт–альбские гранитоиды в пределах Анюйско-Чукотской складчатой области, которые по возрасту и структурному положению можно коррелировать с рассмотренными в статье гранитоидами и дайками кислого состава мыса Святой Нос, приурочены к Алярмаутскому, Велиткенайскому и Кооленьскому поднятиям [2, 4, 16, 35, 39], присутствуют в виде малых интрузивных тел в Тытельвеевской и Мангазейской наложенных орогенных впадинах [28, 29] и являются составной частью вулкано-интрузивной ассоциации Чаунской складчатой зоны [29].

Гранитоиды образуют Люпвеевский массив в центральной части Алярмаутского поднятия, они прорывают деформированные смятые в складки слабо метаморфизованные терригенно-карбонатные отложения верхнего девона–нижнего карбона и терригенные отложения триаса [16]. U–Pb SIMS возраст гранитоидов Люпвеевского массива, а также гранитоидов более мелких массивов, обрамляющих Алярмаутское поднятие с юга составляет 117–112 млн лет [12, 45].

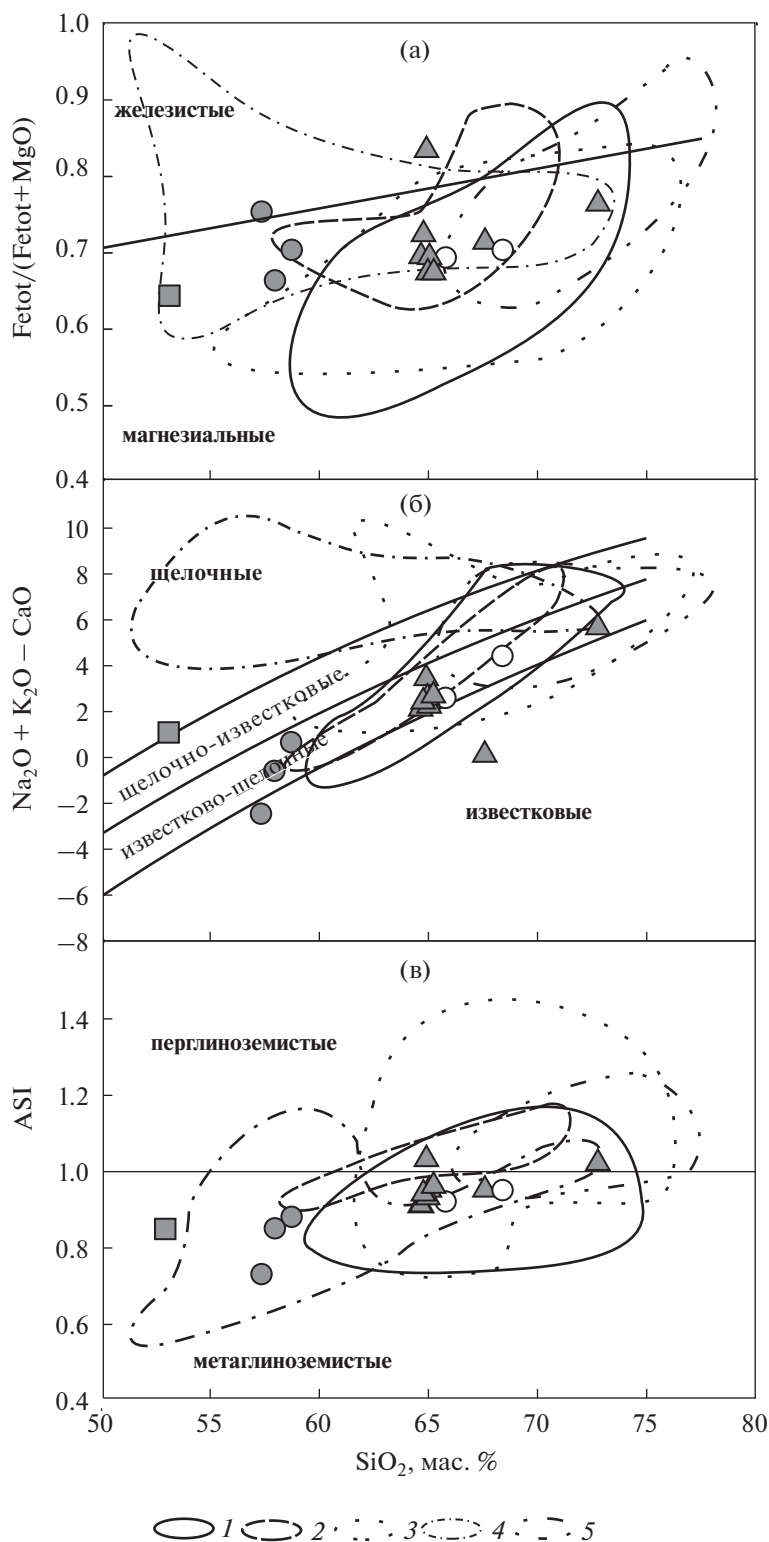


Рис. 13. Диаграммы $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO) - SiO_2$ (а), $Na_2O + K_2O - CaO - SiO_2$ (б), $ASI - SiO_2$ (в) [38] для гранитоидов и пород даек Святоносского массива, гранитоидов Алярмаутского поднятия, Тыгельвеемской впадины, Чаунской складчатой зоны, Западного пояса бассейна Юкон-Коюкук, террейна Руби.
1–5 – гранитоиды: 1 – Алярмаутского поднятия, 2 – Тыгельвеемской впадины, 3 – Чаунской складчатой зоны, 4 – Западного пояса бассейна Юкон-Коюкук, 5 – террейна Руби

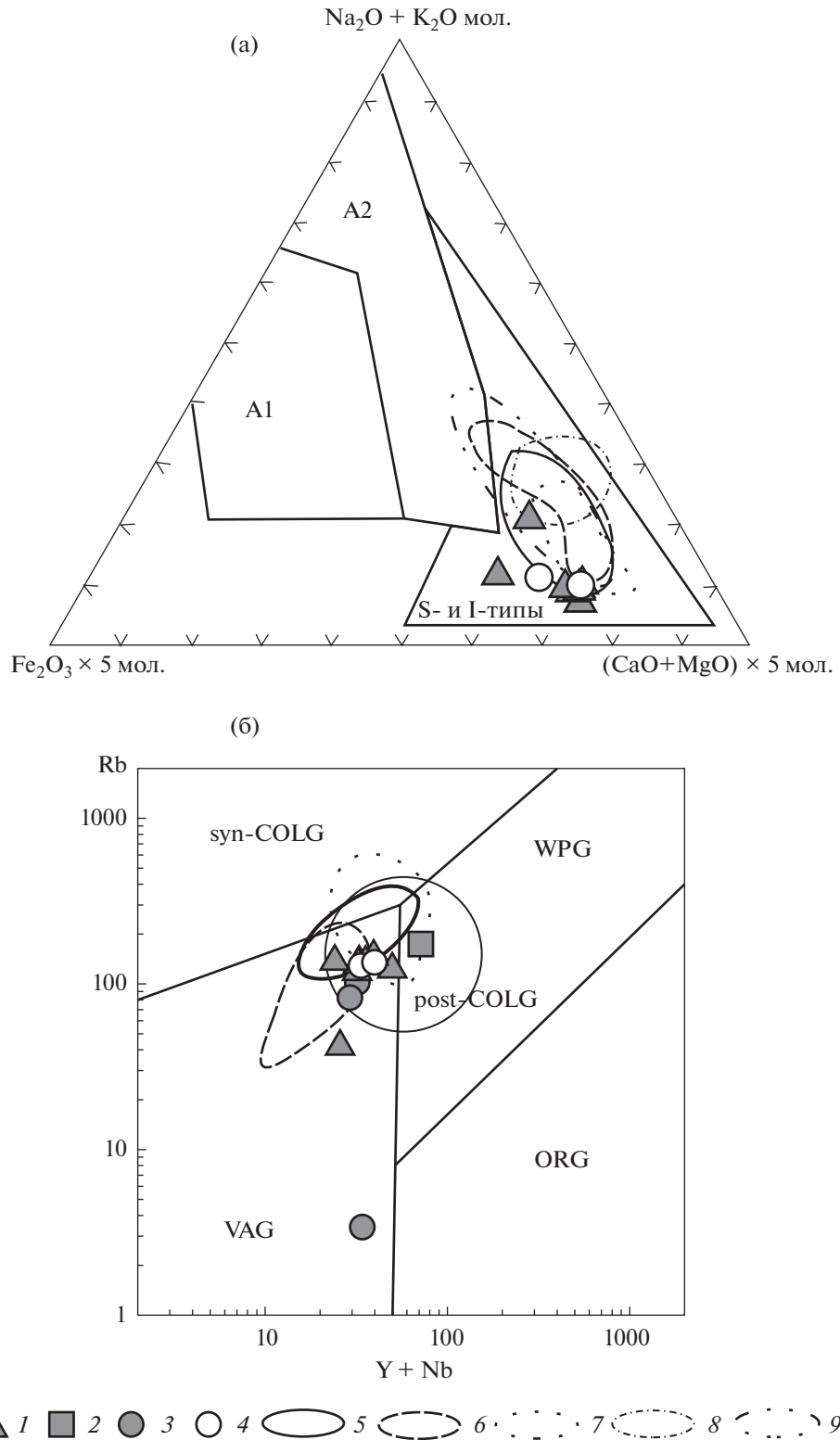


Рис. 14. Диаграммы $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 5 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - (\text{CaO} + \text{MgO}) \cdot 5$ ($\text{SiO}_2 > 67\%$, мол. кол-ва) (а) [8] и $\text{Rb} - \text{Y} + \text{Nb}$ (б) [51] для гранитоидов, пород даек Святоносского массива и гранитоидов Алярмаутского поднятия, Тытельвеемской впадины, Чаунской складчатой зоны, Западного пояса бассейна Юкон-Коюкук, террейна Руби.

1 – кварцевые диориты, монцодиориты, гранодиориты, граниты массива; 2 – монцодиорит из меланократового включения в гранитоидах; 3 – кварцевые монцодиорит-порфириды, диоритовые порфириды из даек; 4 – гранодиорит-порфиры из даек; 5–9 – гранитоиды: 5 – Алярмаутского поднятия, 6 – Тытельвеемской впадины, 7 – Чаунской складчатой зоны, 8 – Западного пояса бассейна Юкон-Коюкук, 9 – террейна Руби

Меловые гранитоиды Кооленского и Велиткенайского поднятий являются несколько более молодыми, чем гранитоиды Алярмаутского поднятия и мыса Святой Нос. В Кооленском куполе U–Pb возрасты по циркону и монациту из гранитоидов составляют 108, 104 и 94 млн лет [35]. В Велиткенайском массиве в центральной части Велиткенайского поднятия, гранитоиды краевых частей имеют U–Pb SIMS возраст 105 ± 1 , а лейкограниты более внутренних частей массива – 102 ± 4 млн лет [27, 32, 39] и 101 млн лет [21]. Современные K–Ar датировки гранитоидов Велиткенайского массива находятся в интервале 102–82 млн лет [21].

Тытельвеевская и Мангазейская наложенные орогенные впадины в тыловой части Центрально-Чукотского и Анадырского сегментов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выполнены терригенными толщами в основании и вулканитами аптского (121 ± 3 и 118 ± 2 млн лет [28]) и апт–альбского возраста мощностью до 2.5 и 2.3 км соответственно. Вулканиты Тытельвеевской впадины прорваны малыми интрузивными телами кварцевых диоритов и граносиенитами Илirianейского массива; вулканиты Мангазейской впадины прорваны небольшими телами, варьирующими по составу от габбро-диоритов до грано- и монцодиоритов [28]. Изохронный Rb–Sr возраст одного из таких интрузивов составляет 117 ± 12 млн лет [28].

Гранитоидные массивы Чаунской складчатой зоны интрузируют складчатые осадочные комплексы девона–карбона, поздней перми–триаса и осадочные толщи синколлизии позднеюрско-раннемеловых бассейнов. Гранитоиды имеют резкие секущие контакты с вмещающими породами, с ореолами роговиков и контролируются структурами как северо-западного, так и северо-восточного направления [27, 29]. U–Pb SIMS возраст гранитоидов Чаунской зоны составляет 112–105 млн лет [17, 21, 27, 32, 46].

Сопоставление гранитоидов и пород даек мыса Святой Нос с гранитоидами перечисленных структур по петрогеохимическому составу показывает следующее. По магнезиальному, известково-щелочному и щелочно-известковистому, метаглиноземистому и умеренно-глиноземистому характеру гранитоидов они сходны с гранитоидами Алярмаутского поднятия и Тытельвеевской впадины (рис. 13). Гранитоиды Чаунской зоны (район г. Певек) отличаются более высокими содержаниями K_2O и более высоким индексом глиноземистости (см. рис. 13). На диаграмме $Fe_2O_3 \cdot 5-Na_2O + K_2O - (CaO + MgO) \cdot 5$ гранитоиды и породы даек мыса Святой Нос и гранитоиды

перечисленных выше структур образуют близкие поля точек в области гранитов I- и S-типов (рис. 14, а). По соотношению Rb и $Y + Nb$ точки все гранитоиды относятся к гранитам вулканических дуг и пост-коллизиионных гранитов (рис. 14, б).

Необходимо отметить, что область распространения апт–альбских гранитоидов арктической окраины Чукотки протягивается и на Арктическую Аляску в район бассейна Юкон-Коюкук и террейна Руби (см. рис. 1) [43, 47]. Здесь выделяется Западный пояс плутонов бассейна Юкон-Коюкук, возраст которых составляет 113–99 млн лет и серия гранитных плутонов террейна Руби с возрастом 112–96 млн лет [43].

Плутоны Западного пояса представлены сиенитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами и лейкогранитами, которые прорывают вулканиты андезитового состава неоконского возраста. Бiotитовые граниты террейна Руби имеют интрузивные контакты с метаморфизованными в зеленосланцевой фации докембрийскими и палеозойскими терригенными и карбонатными породами террейна Руби и с серией тектонических пластин, сложенных позднепалеозойскими–юрскими базит-ультрабазитовыми и вулканогенно-кремнистыми комплексами смежного террейна Ангаючам [43].

Химический состав гранитоидов Западного пояса бассейна Юкон–Коюкук и террейна Руби отличается от состава рассмотренных выше гранитоидов мыса Святой Нос и гранитоидов арктической окраины Чукотки. Гранитоиды Западного пояса бассейна Юкон–Коюкук являются преимущественно железистыми и щелочными образованиями, что сближает их с гранитами А-типа (см. рис. 13); гранитоиды террейна Руби являются высококремнеземистыми, в равной степени магнезиальными и железистыми, известково-щелочными и щелочно-известковыми, перглиноземистыми образованиями, отвечающими гранитам S-типа (см. рис. 13).

По данным [43] происхождение гранитоидов Западного пояса бассейна Юкон-Коюкук и террейна Руби связывают с растяжением в апт–альбское время после завершения коллизии дуги Коюкук с окраиной Северо-Американского континента и воздействием субконтинентальной мантии, однако в процесс плавления были вовлечены различные субстраты. Для гранитоидов Западного пояса предполагаются более древние островодужные комплексы, а для гранитов террейна Руби – метапелитовый материал континентальной коры [43].

Надо отметить, что по данным [50] для пост-коллизиионного гранитоидного магматизма ха-

рактально присутствие гранитов от А- до I-типа, что, по его мнению, связано с эволюцией литосферных мантийных источников. Если до момента коллизии они находились над зоной субдукции, то на постколлизиионном этапе преобладают граниты I-типа (граниты вулканических дуг), а в случае нахождения ранее литосферы под пассивной окраиной, гранитоиды имеют геохимические характеристики гранитов А-типа (внутриплитных гранитов). В рассмотренных выше примерах апт-альбского постколлизиионного магматизма Чукотки и Аляски преобладают граниты I-типа, за исключением гранитоидов Западного пояса бассейна Коюкук Аляски, имеющих геохимические черты гранитов А-типа.

ВЫВОДЫ

1. U–Pb SIMS возрасты цирконов из гранитоидов и пород даек мыса Святой Нос образуют интервал 119–111 млн лет, что соответствует апт-альбу – времени смены режима коллизиионного сжатия на постколлизиионное растяжение в тектонической эволюции арктической окраины Чукотки.

2. Гранитоиды и породы даек кислого состава по петрографическому составу и петрогеохимическим характеристикам соответствуют гранитам I-типа, в том числе высокодифференцированным; они являются магнезиальными, известково-щелочными и щелочно-известковыми, метаклиноземистыми и умеренно-глиноземистыми образованиями. С одной стороны, отмечается сходство по химическому составу с разновозрастными гранитоидами диорит-гранодиоритового святоносского комплекса о-ва Большой Ляховский, наиболее северного представителя Чохчуро-Чокурдахского субмеридионального пояса гранитоидов. С другой стороны, имеется сходство по петрогеохимическому составу с апт-альбскими гранитоидами субширотного пояса Анюйско-Чукотской складчатой области, а именно Алярмаутского поднятия и Тытельвеевской орогенной впадины.

3. Апт-альбский (117–105 млн лет) гранитоидный магматизм и внедрение даек на арктической окраине Чукотки сопровождали формирование комплексов метаморфических ядер и наложенных орогенных впадин, связанных с постколлизиионным растяжением [1, 17, 25, 46, 47]. Растяжение установлено также для альбского времени для субмеридионального Чохчуро-Чокурдахского пояса интрузий в северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области [41]. Апт-альбский возраст, постскладчатый характер внедрения

и сходство гранитоидов мыса Святой Нос по петрогеохимическим характеристикам как с гранитоидами северной части Чохчуро-Чокурдахского субмеридионального пояса, так и с гранитоидами субширотного пояса Анюйско-Чукотской складчатой области позволяют относить их к единому этапу постколлизиионного растяжения. Апт-альбский этап растяжения также широко проявлен в пределах прилегающих к арктической окраине Чукотки шельфах морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского.

Финансирование. Полевые и аналитические работы выполнены по проекту РНФ № 18-77-10073, базовое финансирование сотрудников за счет субсидии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондаренко Г.Е.* Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северного обрамления Тихого океана. Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М.: МГУ, 2004. 48 с.
2. *Бондаренко Г.Е., Луцицкая М.В.* Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия // Бюлл. МОИП. 2003. Отд. Геол. Т. 78. Вып. 3. С. 25–38.
3. *Бургуто А.Г., Дорофеев В.К., Рекант П.В., Шкарубо С.И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-53 – о. Столбовой, S-54 – Ляховские о-ва. Объяснительная записка / СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 300 с. + 9 вкл.
4. *Гельман М.Л.* Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке Сибири. Ст. 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4. С. 102–115.
5. Геологическая карта СССР / Отв. ред. Л.М. Натопов, Е.П. Сурмилова. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист R-53-(55) – Депутатский. Объяснительная записка / СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 105 с.
6. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200000. Серия Новосибирские о-ва. Листы S-53-XVI, XVII, XXII, XXIII; S-54-XIV, XV, XVII; S-54-XXIII, XXIV; S-54-XXVII, XXVIII; S-54-XXIX, XXX. Объяснительная записка. Составители: А.И. Самусин, К.Н. Белоусов. Ред. А.М. Иванова / М.: ВСЕГЕИ, 1982. 130 с.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист S-53-55 – Новосибирские о-ва. Объяснительная записка. Ред. В.И. Гинзбург / СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
8. *Гребенников А.В.* Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.

9. *Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И.* Новосибирские о-ва. Геологическое строение и минерагения. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.
10. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР // М.: Наука, 1990. Т. 2. 327 с.
11. *Казмин Ю.Б., Лобковский Л.И., Кононов М.В.* Геодинамическая модель развития Американо-Арктического бассейна Арктики (к обоснованию принадлежности хребта Ломоносова, поднятия Менделеева и котловины Подводников к Российской материковой окраине) // Арктика: экология и экономика. 2014. № 4. С. 14–27.
12. *Катков С.М., Стрикленд А., Миллер Э.Л.* О возрасте гранитных интрузий Аноуйско-Чукотской складчатой системы // ДАН. 2007. Т. 414. № 2. С. 219–222.
13. *Катков С.М., Миллер Э.Л., Торо Х.* Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Аноуйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2010. № 5. С. 61–80.
14. *Кораго Е.А., Столбов Н.М., Соболев Н.Н., Шманяк А.В.* Магматические комплексы восточного сектора Российской Арктики. В сб.: 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / В.Д. Каминский, Г.П. Аветисов, В.Л. Иванов (ред.). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 101–127.
15. *Лавров Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шпилов Э.В.* Геодинамическая модель развития арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя, и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.
16. *Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Катков С.М.* Состав и геодинамическая обстановка гранитоидного магматизма Алярмаутского поднятия (Западная Чукотка) // Геохимия. 2010. № 9. С. 946–972.
17. *Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Вержбицкий В.Е., Ватрушкина Е.В., Ганелин А.В., Голионко Б.Г.* Постколлизионные гранитоиды и апт-альбское растяжение в тектонической эволюции Чукотских мезозойских структур, Северо-Восток России // ДАН. Т. 484. № 3. С. 329–334.
18. Международная хроностратиграфическая шкала 2017. URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2017-02.pdf>
19. *Натальин Б.А.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы в северной части Циркум-Пацифики. М.: Наука, 1984. 136 с.
20. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.
21. *Ползуненков Г.О., Акинин В.В., Черепанова И.Ю.* Новые данные о возрасте и составе Велиткенянского и Куэкувунского гранито-гнейсовых массивов (Арктическая Чукотка): приложение к разработке моделей гранитогенного оруденения. Золото Северного обрамления Пацифики / II Международный горно-геол. форум, посвященный 110-летию со дня рождения Ю.А. Билибина / Тез. докл. горно-геол. конф. 3–5 сент. 2011 г., г. Магадан / Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 170–171.
22. *Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н., Павлова Г.Г., Фридовский В.Ю., Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Трунилина В.А., Иванов А.И., Травин А.В., Королева О.В., Васильев Д.А., Пономанчук А.В.* Возрастные ограничения и тектоническая обстановка металлогенических и магматических событий в Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. С. 1237–1253.
23. *Прохорова С.М., Иванов О.А.* Оловоносные гранитоиды Яно-Индибирской измененности и связанные с ними россыпи. Л.: Недра, 1973.
24. Россыпные месторождения Ляховского оловоносного района / И.С. Грамберг, В.И. Ушаков (ред.). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2001. 158 с.
25. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Аноуйской суртуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
26. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин (ред.). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
27. *Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В., Шац А.Л.* Возраст гранитоидных плутонов Северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP U–Pb датировки цирконов // ДАН. 2011. Т. 440. № 4. С. 507–510.
28. *Тихомиров П.Л., Прокопьев В.Ю., Калько И.А., Аплеталин А.В., Николаев Ю.Н., Кобаяси К., Накамура Э.* Постколлизионный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2017. № 2. С. 32–54.
29. *Тихомиров П.Л.* Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М.: МГУ, 2018. 43 с.
30. *Узюнкоян А.М., Лискевич Я.В., Фетхуллин И.А., Вишневецкая Р.И., Забуйский Л.И.* Отчет о результатах геолого-съёмочных работ (аэрофотогеологическое картирование) масштаба 1 : 000000 в Чохчуро-Чокурдахской оловоносной зоне в 1976–1978 гг. на территории листов R-54-II-IV, IX, X; S-54-XXVII, XXVIII, XXXII–XXXIV. Багатай, 1979. 298 с.
31. *Шарпенко Л.И., Костин А.Е., Кухаренко Е.А.* TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутоновых пород // Регион. геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
32. *Akinin V.V., Miller E.L., Gotlieb E., Polzunenkov G.* Geochronology and geochemistry of Cretaceous magmatic rocks of Arctic Chukotka: an update of GEO-CHRON2.0. Geophys. Res. Abstr. 2012. Vol. 14. EGU2012-3876.

33. *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. № B4. P. 8065–8084.
34. *Amato J.M., Wright J.E., Gans P.B., Miller E.L.* Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // *Tectonics*. 1994. Vol. 13. № 3. P. 515–527.
35. *Bering Strait Geologic Field Party*, Koolen metamorphic complex, NE Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // *Tectonics*. 1997. Vol. 16. № 5. P. 713–729.
36. *Chen J.-Y., Yang J.-H., Zhang J.-H., Sun J.-F., Wilde S.A.* Petrogenesis of the Cretaceous Zhangzhou batholith in southeastern China: zircon U–Pb age and Sr–Nd–Hf–O isotopic evidence // *Lithos*. 2013. Vol. 162–163. P. 140–156.
37. *Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. Vol. 20. P. 641–644.
38. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al.* A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. № 11. P. 2033–2048.
39. *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 / V. Pease, B. Coakley (eds.). *Circum-Arctic Lithosphere Evolution* // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2017. Vol. 460. <http://www.geolsoc.org.uk/permissions>. Publishing disclaimer: www.geolsoc.org.uk/pub_ethics
40. *Kuzmichev A.B.* Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: implications for the Amerasia basin origin // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 463. P. 86–108.
41. *Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A.* Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. Vol. 29. № 2. P. 167–170.
42. *Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2012. № 5. 75 p.
43. *Miller T.P.* Contrasting rock suites of the Yukon-Koyukuj basin and the Ruby Geanticline, Alaska // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. № B11. P. 15969–15987.
44. *Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopyev A., Tuchkova M.I., Akinin V.V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P.* New Insights into Arctic paleogeography and tectonics from U–Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*. 2006. Vol. 25. TC3013.
45. *Miller E.L., Katkov S.M., Strickland A. et al.* Geochronology and thermochronology of Cretaceous plutons and metamorphic country rocks, Anyui-Chukotka fold belt, North East Arctic Russia // *Stephan Mueller Spec. Publ.* 2009. Ser. 4. P. 157–175.
46. *Miller E.L., Verzhbitsky V.E.* Structural studies near Peverk, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // *Stephan Mueller Spec. Publ.* 2009. Ser. 4. P. 223–241.
47. *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 / V. Pease, B. Coakley (eds.). *Circum-Arctic Lithosphere Evolution* // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2017. Vol. 460. www.geolsoc.org.uk/pub_ethics
48. *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. 4. P. 977–1003.
49. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Ershova V.P.* Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2017. Vol. 8. № 1. P. 11–43.
50. *Pearce J.A.* Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*. 1996. Vol. 19. № 4. P. 120–125.
51. *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. № 4. P. 956–983.
52. *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 / Pease V., Coakley B. (eds.). *Circum-Arctic Lithosphere Evolution* // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2017. Vol. 460. P. 35–62.
53. *Roeske S.M., McClelland W.C., Till A.B.* Generation of the Ruby batholith, North-Central Alaska, by and Early Cretaceous short-lived voluminous intrusive event // *Geol. Soc. Amer. Abstracts*. 2013. Vol. 47. № 1. P. 1–3.
54. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Shekhovtsov V.A., Glotov S.P., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* The South Anyui Suture, NE Arctic Russia: facts and problems to solve. *Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 2002. Vol. 360. P. 209–224.
55. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. Vol. 42. P. 313–345.
56. *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.
57. *Whilliams I.S.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // *Reviews in Economic Geology*. 1998. Vol. 7. P. 1–35.
58. Program “Spectra-Plus”. URL: <https://a-geo.com/catalog/survey-mobile.html>. Accessed February 10, 2020.

Age, Composition and Geodynamic Setting of Granitoids and Dike Rocks from Cape Svyatoi Nos, Eastern Arctic

M. V. Luchitskaya^{a,*}, A. V. Moiseev^a

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

**e-mail: luchitskaya@ginras.ru*

Granitoids and dikes of Svyatoi Nos pluton of Cape Svyatoi Nos in the north-western part of Verkhoyansk-Kolyma folded area, cutting terrigenous and volcanogenic-sedimentary rocks of Upper Jurassic–Lower Cretaceous, are considered. Obtained U–Pb SIMS geochronological data on zircons from granitoids and dike rocks indicate, that their crystallization ages correspond to Aptian–Albian (119–111 Ma). Petrography and geochemical affinities of rocks allow to refer granitoids and felsic dikes to I-type granites. Similarity in chemical composition with coeval granitoids of Bolshoy Lyakhov Island, the most northern member of Chokhchuro–Chokurdakhsy submeridional belt of granitoids and Aptian–Albian granitoids of sublatitudinal belt of Anyui–Chukotka fold belt is shown. Earlier it was established by many authors, that intrusion of Aptian–Albian granitoids and dikes (117–105 Ma) on the Arctic margin of Chukotka and in the north–western part of Verkhoyansk–Kolyma folded area occurred during extension. Aptian–Albian age, post-shortening character of intrusion and similarity of Svyatoi Nos granitoids in chemical composition with mentioned above Aptian–Albian granitoids allow to refer them to a single stage of postcollisional extension.

Keywords: Cape Svyatoi Nos, granitoids, dikes, zircon, concordant age, I-type, extension, Arctic margin of Chukotka