

УДК 550.42:552.321.1:551.71(470.22)

В. П. ЧЕКУЛАЕВ, Н. А. АРЕСТОВА,  
Ю. С. ЕГОРОВА (ИГГД РАН)

### Неоархейские граниты Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, происхождение

Проведено исследование геологии и химического состава неоархейских гранитов Карельской провинции Балтийского щита. Показано, что граниты представлены на всей территории провинции и формировались в течение короткого интервала времени 2,68–2,72 млрд лет назад. Вариации химического состава обусловлены в основном содержаниями редких и редкоземельных элементов, определяющихся минеральным составом рести́та, который зависит от давления и температуры плавления источника. Изотопный состав Nd в гранитах в пределах Водлозерского домена указывает на древний коровый источник, подобный древним ТТГ породам. В большинстве гранитов других доменов он свидетельствует об отделении источника от протолита незадолго до образования исходного расплава. Разнообразие форм проявления и химического состава гранитов не связаны с вариациями геодинамической обстановки.

*Ключевые слова:* Балтийский щит, Карельская провинция, неоархей, граниты, геология, геохимия, происхождение.

V. P. CHEKULAEV, N. A. ARESTOVA,  
JU. S. EGOROVA (IPGG RAS)

### Neoarchaean granite of the Karelian Province: geological setting, geochemistry, origin

Geology and chemical composition of the Neoarchaean granites from the Karelian Province, the Baltic Shield, have been studied. It is shown that the granites is widespread over the area of the province and formed during a short time interval of 2.68–2.72 Ga. Variations in chemical composition are mainly caused by variations in rare and RE element grades controlled by the restite mineral composition, which depends on the pressure and melting temperature in the source. The Nd isotope composition in the granites within the Vodlozero domain indicate on an old crust source, such as old rocks of the TTG association. In the most granites of other domains, it indicates on the separation of the source from the protolyte shortly before the initial melt formation. Variety of geological forms and chemical composition of the granites are not caused by variations in the geodynamic setting.

*Keywords:* Baltic Shield, Karelia, Neoarchaean, granites, geology, geochemistry, origin.

*Для цитирования:* Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Егорова Ю. С. Неоархейские граниты Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, происхождение // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 81. – С. 27–44.

**Введение.** Исследования последних лет позволили создать модель формирования архейской коры Карельской провинции Балтийского щита [1; 12–14]. Согласно этой модели, кора была сформирована в интервале времени 3240–2680 млн лет в результате нескольких этапов образования прежде всего магматических комплексов пород. Завершает архейскую историю рассматриваемой части Балтийского щита гранитоидный магматизм этапа  $2,70 \pm 0,05$  млрд лет [12; 13]. По составу пород и форме проявления гранитоиды этого этапа существенно отличаются от гранитоидов предыдущих этапов, когда формировались преимущественно породы ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) ассоциации. Граниты этого этапа являются двуполевошпатовыми и развиты на всей площади Карельской провинции, однако

остаются наименее изученной группой архейских пород провинции, вероятно, в силу их малой металлогенической перспективности. Задача данного исследования – попытка на базе имеющегося, прежде всего оригинального, фактического материала охарактеризовать геологическое положение, особенности химического состава и вероятные условия образования неоархейских гранитов Карельской провинции. Необходимость исследования обусловлена не только широким распространением этих пород, но и геодинамической спецификой данного этапа в эволюции архейской коры Балтийского щита в целом. В связи с неоднородностью изученности гранитов в разных частях провинции, весьма ограниченным количеством аналитических, главным образом изотопных, данных настоящая работа

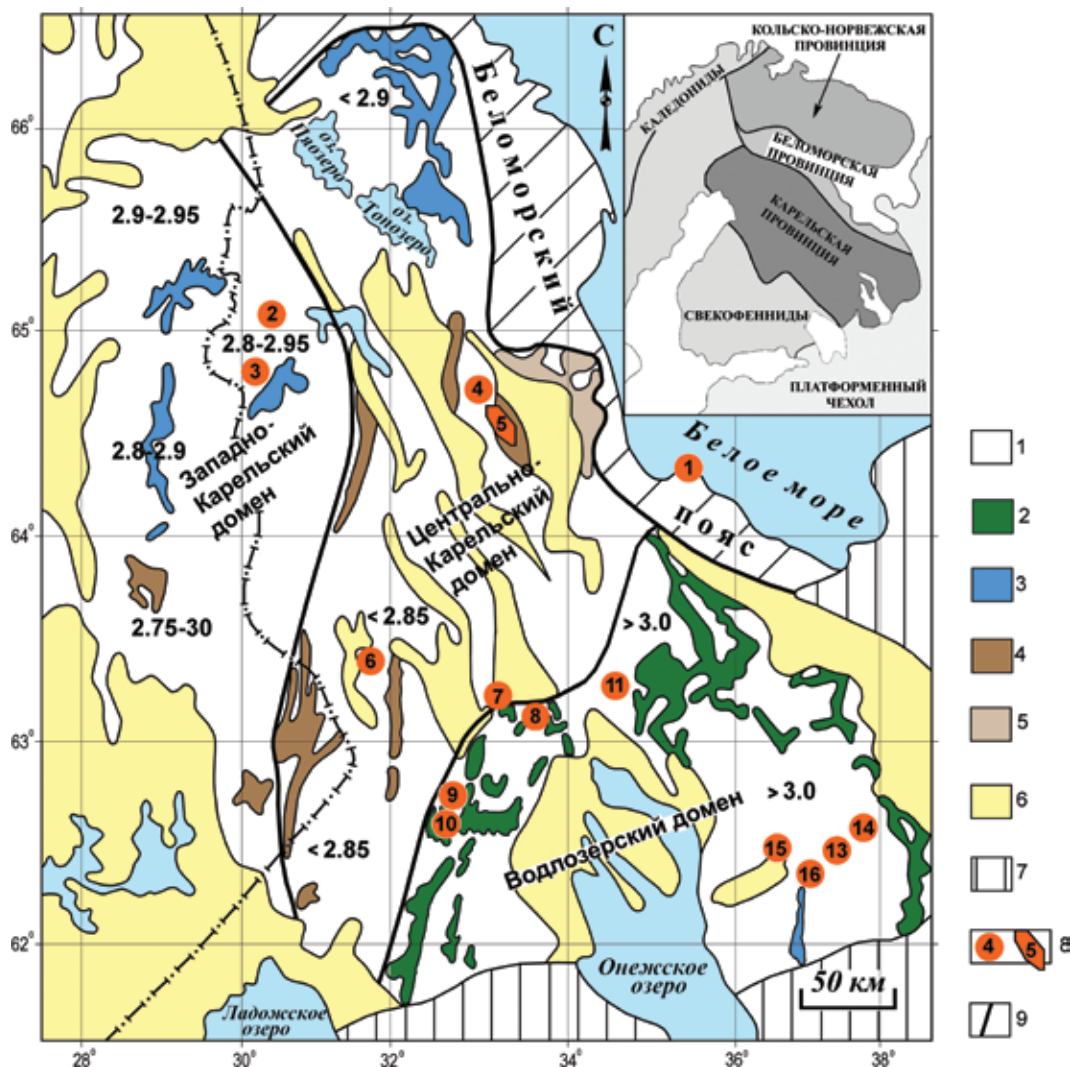
в основном базируется на фактических сведениях по отдельным районам или конкретным интрузиям. Из анализа геохимии гранитов для объективности сравнения исключены породы, в которых содержание  $K_2O$  меньше 3 %, а также граниты самой западной части Карельской провинции (территория Финляндии) из-за недостатка геологических и аналитических данных. Для сравнительного анализа использованы также результаты изучения неархейских гранитов Юковского массива в южной части Беломорской провинции.

**Геология Карельской провинции и основные этапы формирования магматических комплексов.** Карельская провинция (гранит-зеленокаменная область) является наиболее крупной архейской провинцией Балтийского щита [12]. Как и все подобные архейские структуры, она состоит из

гнейсо-гранитных полей (ареалов), сложенных в разной степени переработанными породами ТТГ ассоциации, и разделяющих их зеленокаменных поясов, сформированных преимущественно супракратальными породами.

Главная особенность провинции – гетерогенность ее строения, выраженная в присутствии крупных фрагментов коры (доменов или субпровинций), различающихся прежде всего временем формирования слагающих их комплексов: Водлозерского, Центрально-Карельского и Западно-Карельского [8; 9; 12] (рис. 1).

Кора Водлозерского домена сложена преимущественно палео- и мезоархейскими породами с возрастом 3,24–2,85 млрд лет, образованными в течение нескольких этапов с широким развитием пород ТТГ ассоциации, обладающих возрастом цирконов более 3,0 млрд лет и неодимовым



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Карельской провинции. Составлена на основе карты [14] с упрощениями и дополнениями

1 – гранитоиды; 2–5 – зеленокаменные пояса с возрастом 2,9–3,0 млрд лет (2), 2,8–2,85 млрд лет (3), около 2,75 млрд лет (4), неопределенного возраста (5); 6 – протерозой; 7 – платформенный чехол; 8 – расположение гранитных массивов (цифры в кружках и врезке): 1 – Юково, 2 – Шурловара, 3 – Ниemiaрви, 4 – Лобаш, 5 – группа массивов, приуроченных к Парандовско-Пезозерскому зеленокаменному поясу (см. рис. 2), 6 – Сойминский, 7 – Кармасельгский, 8 – Остерский, 9 – Карташовский, 10 – Суна, 11 – Хижозерский, 12 – Лайручей, 13 – Черева, 14 – Винела, 15 – Охтозеро, 16 – Кубово; 9 – границы доменов

модельным возрастом  $t_{Nd}(DM)$  в интервале 3,3–3,4 млрд лет. Вулканиды разного состава, слагающие зеленокаменные пояса обрамления Водлозерского домена (рис. 1), преимущественно образованы в интервале времени 2,9–3,0 млрд лет назад и имеют модельный возраст  $t_{Nd}(DM)$  более 3,0 млрд лет [12; 13].

Западно-Карельский домен представлен мезоархейскими ТТГ породами и вулканитами зеленокаменных поясов Центральной и Восточной Финляндии (пояса Кухмо, Суомуссалми и Типасъярви) и Западной Карелии (Костомукшский пояс). В отличие от Водлозерского домена, возраст ТТГ пород и вулканитов Западно-Карельского домена в основном около 2,8 млрд лет [12; 24], а модельный возраст  $t_{Nd}(DM)$  пород не превышает 2,9–3,0 млрд лет [25]. При этом мезоархейские среднекислые вулканиды отличаются по составу от аналогичных пород платформенных обстановок и, скорее, как и базит-ультрабазитовые вулканиды, отвечают условиям развития плюмов [16].

Центрально-Карельский домен занимает западную часть Республики Карелия, а также район Иломантси в Восточной Финляндии (рис. 1). На основе сейсмических и магнитных данных было предположено [9], что южная часть Беломорского пояса может являться северным продолжением Центрально-Карельского домена, что позволило включить в рассмотрение расположенный здесь Юковский массив гранитов. Имеющиеся данные по геологии, возрасту и составу пород Центрально-Карельского домена показали их заметное отличие от пород, развитых в прилегающих частях соседних Водлозерского и Западно-Карельского доменов [14]. Домен сложен гранитоидами и подчиненными супра-крупными породами, возраст которых по цирконам не превышает 2,78 млрд лет (рис. 2), а значения  $t_{Nd}(DM)$  составляют 2,8–2,85 млрд лет. Неоархейские вулканиды Карельской провинции отличаются от современных островодужных, приближаясь по составу к вулканитам континентальных дуг [14].

В результате анализа имеющихся геологических, геохимических и геохронологических данных об образовании магматических комплексов, сформировавших архейскую кору Карельской провинции, установлены основные этапы архейского корообразования в интервале 3,24–2,60 млрд лет [1] и изучен химический состав пород ТТГ ассоциации и вулканитов зеленокаменных поясов [14]. На этом основании выявлены различия в составе этих пород в пределах разных доменов до начала неогархея, т. е. до временного уровня 2,75–2,78 млрд лет [14]. С этого времени кора Карельской провинции развивалась практически одинаково. В интервале времени 2,72–2,74 млрд лет на всей территории провинции формировался комплекс интрузивных субщелочных пород, санукитоидов и сиенитов, достаточно хорошо изученных [12, с. 188–343; 13; 26]. Было установлено также, что на всей

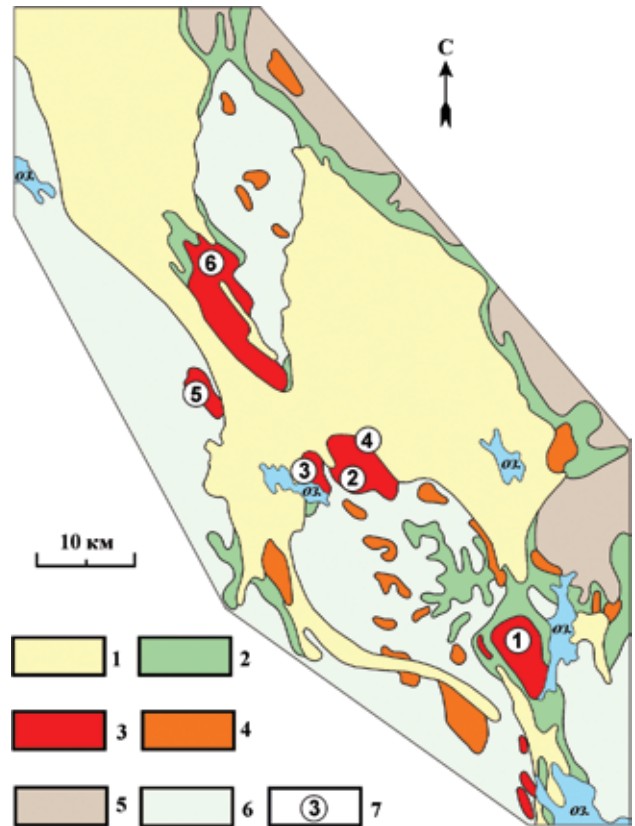


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Парандовско-Пезозерского зеленокаменного пояса по [5] с упрощениями

1 – супракрупные породы протерозоя (сумий, сариолий, ятулий); 2 – архейские супракрупные породы лопия; 3 – интрузии тоналитов, гранодиоритов, гранитов; 4 – анатектит-граниты; 5 – гнейсо-граниты Ондозерского ареала; 6 – гнейсо-граниты и амфиболиты Южного Беломорья; 7 – гранитные массивы (цифры в кружках): 1 – Кочкомский, 2 – Косьюсозерский, 3 – Нигалмский, 4 – Ватулминский, 5 – Каменноозерский, 6 – Шобинский

территории провинции неогархейский этап формирования коры фактически завершился образованием обширного комплекса плагиомикроклиновых гранитоидов в течение довольно узкого интервала времени 2,68–2,75 млрд лет.

**Геологическое положение гранитов.** В пределах Карельской провинции плагиомикроклиновые гранитоиды по форме геологического проявления представлены двумя типами комплексов – ультраметаморфическими и интрузивными.

*Ультраметаморфические плагиомикроклиновые гранитоиды* чрезвычайно широко распространены на уровне современного эрозионного среза и развиты во всех изученных нами районах, слагая большую часть гнейсо-гранитных ареалов [12]. В подавляющем большинстве эти породы образовались в результате К-метасоматоза и связанных с ним процессов перекристаллизации и селективного плавления более древних пород ТТГ ассоциации, обычно сохраняя их особенности текстурно-структурные и вещественного состава [3].

Ультраметаморфическая природа гранитоидов обусловила разнообразие их состава и форм

проявления в зависимости от интенсивности процессов ультраметаморфизма и метасоматоза в частности. Соответственно наблюдаются все переходы от пород, не содержащих калиевый полевой шпат (преимущественно микроклина) до субщелочных существенно калиевых пород. Такое же разнообразие наблюдается и в геологических формах проявления: от порфириовидных до лейкократовых, жильных и пегматоидных. Детально эти породы и процессы, приводящие к их образованию, описаны на примере Юго-Западной Карелии [3; 12, с. 395–417]. Состав этих пород изучен на примере районов озер Ондозеро и Суоярви в Центрально-Карельском домене, так как в его пределах такие гранитоиды имеют наиболее широкое проявление, и приведен в соответствующем разделе.

*Интрузивные гранитоиды* варьируют по составу от гранодиоритов до лейкократовых гранитов и во всех изученных районах имеют возраст в интервале 2,68–2,75 млрд лет. Имеющиеся датировки гранитов российской части Карельской провинции приведены в табл. 1. Возрастные значения этих гранитов на территории Финляндии находятся преимущественно в этом же временном интервале [24]. Рассмотрим две датировки, которые закрепились в геологической литературе и выходят за пределы данного интервала. Это касается возраста гранита района оз. Остер [6] и Карташовского массива [10]. В обоих случаях граниты хорошо изучены, представлены крупнозернистыми породами, прорывающими все остальные породы в этих районах и не имеющими признаков наложенных деформаций [2; 12]. Таким образом, отсутствуют геологические подтверждения таких

значений возраста. Прежде всего они могли быть результатом издержек при определении возраста классическим U-Pb методом по цирконам, что допускали и сами авторы этих датировок. Кроме того, геологическим подтверждением более молодого возраста гранитов Остерского массива является их отсутствие среди галек неоархейских полимиктовых конгломератов [14].

Геологическая форма проявления интрузивных гранитоидов разнообразна, но преобладают разного размера массивы. Хорошо устанавливаются и картируются относительно крупные (до нескольких сотен квадратных километров) массивы, например изученные нами Хижозерский, Карташовский, Остерский, Тубозерский, Охтомозерский, Черевский и Кубовский в пределах Водлозерского домена, Сойминский в Центральной Карелии. Меньшими размерами обладают массивы Юковский (вблизи пос. Колежда в Южном Беломорье), Ниemiaрвинский, Шурловарский, Таловейс в Западной Карелии и серия приуроченных к Парандовско-Пебозерскому поясу на северо-востоке провинции. При этом большинство массивов располагаются внутри гнейсогранитных полей и поэтому не имеют четких контактов с вмещающими гнейсо-тоналитами, обычно микроклинизированными.

Наряду с массивами в ряде районов граниты образуют характерные небольшой мощности (до первых метров) тела, располагающиеся параллельно субгоризонтальным системам трещин или сланцеватости. Классическими примерами такого типа являются граниты на северном берегу р. Суна в северной части Койкарской глыбы и на востоке Водлозерского домена в районе

Таблица 1

## Результаты определения возраста гранитов Карельской провинции

Возраст, млн лет	Метод	Порода, массив, район
2673 ± 10	U-Pb, циркон	Шурловарский массив, Костомукша
2674 ± 35	SHRIMP II	Жильный материал мигматита, Палая Ламба
2680 ± 40	U-Pb, циркон	Кубовский массив, бывшая деревня Кубово
2689 ± 30	U-Pb, циркон	Гранит, р. Суна
2695	U-Pb, циркон	Юковский массив, Южное Беломорье
2700	U-Pb, циркон	Массив Таловейс, Костомукша
2702 ± 84	U-Pb, циркон	Гранит, Панаярви
2703 <sup>+32</sup> <sub>-26</sub>	U-Pb, циркон	Охтомозерский массив, Водлозерский домен
2705 ± 9	SHRIMP II	Телекинский массив, дер. Телекино
2705 ± 8	U-Pb, циркон	Шобинский массив, Парандовско-Пебозерский пояс
2712 ± 8	U-Pb, циркон	Гранит кетанойского комплекса
2715 ± 13	U-Pb, циркон	Лейкогранит Лобашского массива
2720 ± 20	U-Pb, циркон	Ниemiaрвинский массив, Костомукша
2740 ± 70	U-Pb, циркон	Пологое тело гранита, р. Суна
2810 ± 70	U-Pb, циркон	Карташовский массив, бывшая деревня Карташи
2880 ± 1	U-Pb, циркон	Остерский массив

Примечание: Все определения возраста выполнены в разные годы в процессе научных исследований ИГГД РАН и опубликованы в [11; 12].



р. Винела. Следовательно для части гранитов этой группы четко устанавливается связь с пологими структурами.

В одном случае рассматриваемые породы представлены риолитом в форме дайкового тела мощностью более 30 м в районе Лайручья в центральной части Водлозерского домена. Риолит сечет гнейсо-тоналиты и трондьемиты с возрастом около 3,24 млрд лет практически без признаков К-метасоматоза.

В пределах *Западно-Карельского домена* интрузивные граниты образуют небольшие массивы, приуроченные к супракрустальным породам Костомукшской зеленокаменной структуры [12]. Здесь выделяется серия интрузий, которые прорывают метабазалты (массивы Таловейс и Ниемиярвинский) и сланцы гимольской серии – стратотипа верхнего лопия (Шурловарский массив), что указывает на их неoarхейский возраст. Это согласуется с геологическими и геохронологическими данными. Так, граниты Шурловарского массива содержат ксенолиты гнейсов гимольской серии и образуют жилы в парапородах, а полученные значения возраста составляют для массивов Ниемиярвинский – 2720 млн лет и Таловейс – 2700 млн лет (табл. 1).

Неoarхейские гранитоиды в пределах *Водлозерского домена* образуют довольно крупные массивы площадью до 50–150 км<sup>2</sup>, а также многочисленные более мелкие тела. Они секут многократно метаморфизованные и деформированные породы зеленокаменных поясов и более древние породы ТТГ ассоциации. Все интрузии – поздние или постскладчатые и обладают близким возрастом.

Наиболее хорошо изучены восточное тело Хижозерского и Остерский массивы. Хижозерский массив, согласно исследованиям А. В. Коваленко [12, с. 188–343], имеет в плане удлиненную форму, прослеживаясь в меридиональном направлении на 20 км при средней ширине в несколько километров. Восточный контакт массива почти прямолинейен, а западный – более сложной конфигурации, что предполагает его приразломный характер. Граниты массива содержат в северной части мафические включения, рассматриваемые как фрагменты даек.

Остерский массив гранитов расположен в центральной части Остерской зеленокаменной структуры и вытянут в меридиональном направлении вдоль восточного берега оз. Остер на 7 км. Граниты секут вулканы с предполагаемым возрастом 2,9–3,0 млрд лет. Они представлены двумя разновидностями: крупнозернистой и более мелкозернистой, занимающими одинаковое геологическое положение.

В центральной части Водлозерского домена выделяются несколько гранитных массивов, площади которых варьируют от 20 до 500 км<sup>2</sup>. Наиболее крупные – Тубозерский (~ 500 км<sup>2</sup>), Охтомозерский (~ 250 км<sup>2</sup>) и Кубовский (~ 60 км<sup>2</sup>). Анализ детальных магнитных карт позволил сделать вывод, что Охтомозерский и Кубовский массивы представляют фрагменты тонких

пластин. Крупнейший в этом районе Тубозерский гранитный массив представляет собой диапир-плутон [12, с. 188–343], а Охтомозерский массив – совмещение в пространстве двух резко различающихся по составу крупных гранитных тел, границы между которыми и с вмещающими гранит-мигматитами не видны. Они для удобства в дальнейшем названы Охтомозерский и Западно-Охтомозерский. Возраст гранитов Кубовского и Охтомозерского массивов определен U-Pb методом по цирконам соответственно около 2680 и 2700 млн лет (см. табл. 1).

В строении Центрально-Карельского домена преобладают ультраметаморфические гранитоиды, образованные по более древним породам ТТГ ассоциации. В центральной части домена в поле развития данных гранитоидов к западу от Гимольско-Суккозерской зеленокаменной структуры в районе дер. Соймигора развиты однородные граниты, образующие тело площадью не менее 25 км<sup>2</sup>, которое рассматривается нами как Сойминский массив. Границы массива и его соотношение с окружающими гранитоидами не ясны из-за плохой обнаженности и интенсивно проявленных процессов ультраметаморфизма.

Ряд гранитных массивов в северо-восточной части домена пространственно приурочен к Парандовско-Пебозерскому зеленокаменному поясу – Шобинский, Кочкомский, Нигалма, Вотулма, Лобаш и др. – и объединяется В. В. Ивановым и др. [5] в рамках габбро-диорит-гранодиорит-гранитной серии. Массивы образуют магматический пояс северо-западного простирания протяженностью около 200 км, пространственно связанный с вулканитами тунгудско-надвоицкой серии, причем на уровне современного среза интрузивные породы преобладают над супракрустальными (рис. 2). Большинство массивов представляют собой многофазные трещинные интрузии, сформированные на небольших глубинах. Массивы обычно удлиненной формы, вытянуты в северо-западном направлении, являются как круто, так и полого залегающими и их размеры варьируют от нескольких до 140 км<sup>2</sup>. С некоторыми из них связаны месторождения и перспективные проявления молибденовых с золотом руд [5].

**Геохимия гранитов.** Все интрузивные двуполошпатовые граниты Карельской провинции при заметных вариациях SiO<sub>2</sub> в целом имеют много общего в содержаниях главных элементов. Они характеризуются близкой щелочностью при Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O в основном 7,5–8,5 %, высокой железистостью (mg# обычно меньше 30) и являются преимущественно перглиноземистыми (ASI > 1).

В то же время интрузивные граниты при сравнительно узком временном интервале образования характеризуются значительными вариациями в содержаниях редких (РЭ) и редкоземельных элементов (РЗЭ), а это принципиально важно, если исходить из того, что некоторые характеристики химического состава гранитов могут отражать геодинамическую обстановку их

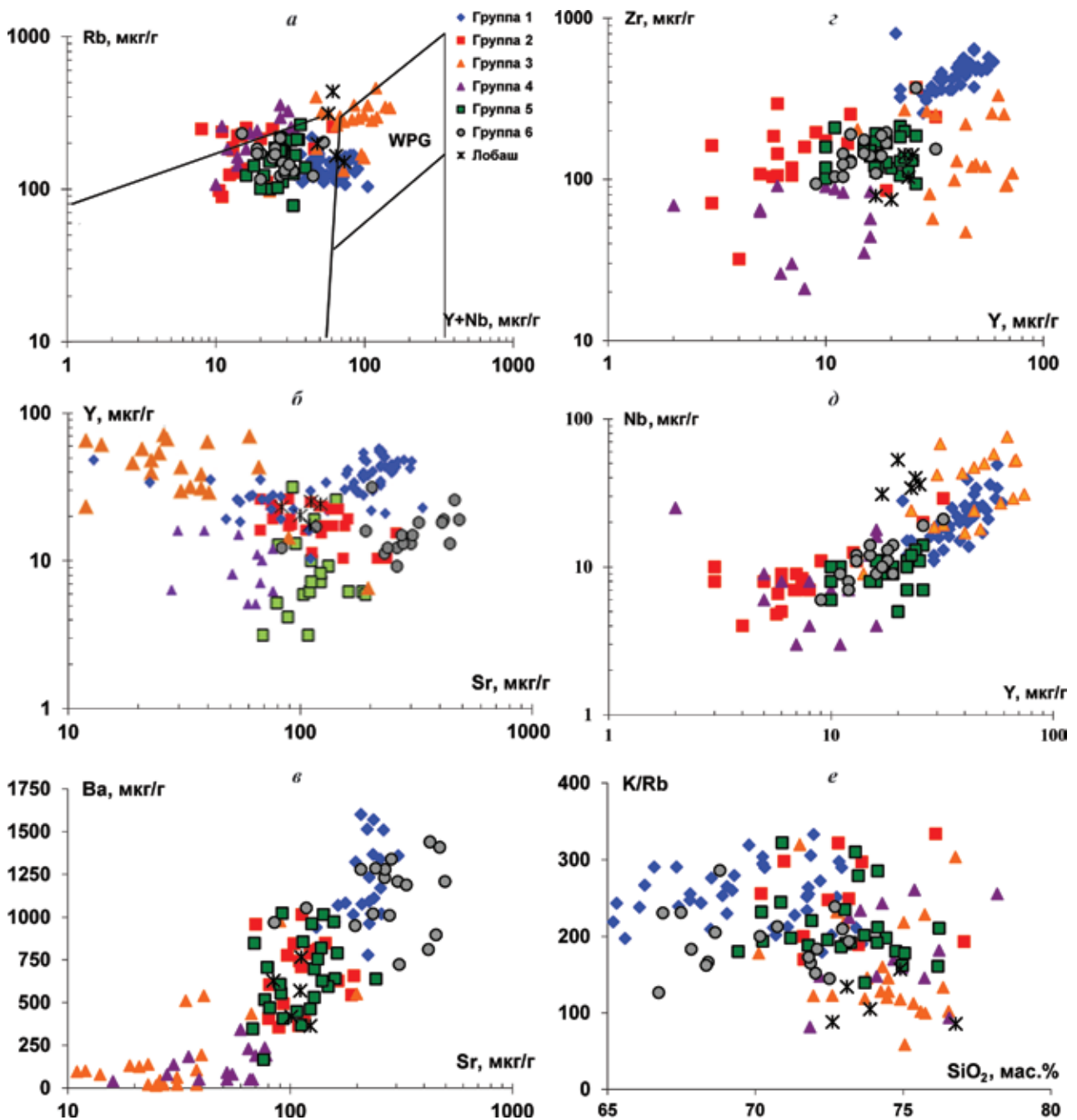


Рис. 3. Серия парных диаграмм для разных групп гранитов Карельской провинции (а по [27])

образования [27]. В то же время нами было доказано [1; 8; 14], что на данном этапе эволюции образование магматических пород Карельской провинции было связано с развитием плюма.

Для того, чтобы охарактеризовать особенности состава гранитов, мы попытались сгруппировать интрузии, характеризующиеся близкими содержаниями или отношениями отдельных РЭ и РЗЭ с использованием ряда парных диаграмм (рис. 3). Для удобства рассмотрения химического состава за основу была взята распространенная дискриминационная диаграмма Дж. Пирса с соавторами [27], основанная на содержаниях Rb, Y и Nb (рис. 3, а) и позволяющая, по

мнению авторов, разделить двуполевошпатовые граниты по условиям образования (прежде всего геотектоническим) на внутриплитные (WPG) синколлизонные (syn-COLG), островодужные (VAG) и гранитов океанических островов (ORG) мантийного происхождения [17; 18; 23]. При этом мы не вкладываем геодинамический смысл в различия между выделенными группами. Наряду с этой диаграммой использованы другие, подчеркивающие геохимическое разнообразие гранитов (рис. 3). Это разнообразие видно также при сравнении отдельных образцов (табл. 2) и средних составов пород конкретных массивов (табл. 3).

## Представительные анализы неорархейских гранитов Карельской провинции

Компонент	Группа 1						Группа 2			
	М а с с и в									
	Хижозеро		Охтомозеро		Юково		Кубово	Лайручей		
	Н о м е р о б р а з ц а									
	260	2515	201	203	128в	128	108	3388л	106	3388в
SiO <sub>2</sub>	64,64	71,97	72,25	71,34	65,59	69,04	73,49	73,6	74,00	72,8
TiO <sub>2</sub>	1,03	0,25	0,45	0,48	0,86	0,64	0,20	0,307	0,30	0,193
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,94	12,25	14,11	14,29	14,91	13,06	13,78	13,7	13,7	14,3
FeO <sub>tot</sub>	4,69	3,99	3,02	3,03	4,22	4,85	1,88	1,68	1,73	1,85
MnO	0,06	0,06	0,05	0,04	0,02	0,07	0,06	0,021	0,03	0,030
MgO	1,47	0,69	0,52	0,77	1,16	0,98	0,69	0,537	0,14	0,48
CaO	3,17	1,7	1,71	1,92	2,36	2,00	1,86	0,924	0,84	1,75
Na <sub>2</sub> O	3,31	2,8	2,86	2,85	4,43	3,45	4,00	3,7	3,61	3,81
K <sub>2</sub> O	5,03	4,8	3,58	3,70	4,08	4,09	4,25	4,43	4,48	3,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,12	0,02	0,02	0,32	0,33	0,04	0,142	0,57	0,07
mg#	0,36	0,24	0,24	0,31	0,33	0,26	0,40	0,36	0,13	0,32
Rb	143	120	143	124	172	148	184	124		98
Sr	236	172	158	164	237	227	81	104		193
Ba	1368	1230	972	1070	1570	963	605	846		657
Y	44	32	31	43	21	44	13	6	7	6
Zr	451	348	377	386	805	477	167	185		104
Ti	4370	1500	2470	2685	5900	4510	1164	1594	1746	1064
Nb	26	13	15,7	13,7	28	31	12,5	6,6	7,0	4,8
Pb	29	23	29	27	18	17		9		11,6
Th	24	27	36,8	30,1	6	7	28,7	25,8	25,3	13,8
La	147	148	111	113	97	86	45,6	21,80	14,80	25,4
Ce	304	293	203	208	166	161	85,6	64,10	51,8	42,9
Pr			22,8	23,9			9,1	5,78	4,3	4,57
Nd	120	132	71,3	78,9	50	82	28,6	20,70	15,80	14,5
Sm	20	17,1	9,89	14,2	8,91	11,2	4,52	4,10	3,99	2,40
Eu	2,03	1,62	1,2	1,19	2,1	3,06	0,47	0,71	0,66	0,53
Gd			8,89	12,3			3,98	2,60	2,69	1,78
Tb	1,8	1,41	1,26	1,93	0,69	1,36	0,58	0,30	0,32	0,26
Dy			6,21	9,8			2,86	1,34	1,50	1,34
Ho			1,12	1,79			0,46	0,21	0,26	0,24
Er			2,91	4,42			1,13	0,49	0,55	0,63
Tm			0,43	0,54			0,13	0,07	0,09	0,08
Yb	4,6	2,73	2,65	3,15	1,43	3,59	0,66	0,50	0,51	0,43
Lu	0,64	0,36	0,37	0,41			0,11	0,08	0,10	0,09
Rb/Sr	0,61	0,70	0,69	0,56	0,73	0,65	2,04	1,19		0,51
Sr/Y	5,4	5,4	5,16	3,84	11,3	5,16	6,43	18,0		33,8
(La/Yb) <sub>n</sub>	22,9	38,9	30,0	25,7	48,7	17,2	49,6	31,3	20,8	42,4
(Tb/Yb) <sub>n</sub>	1,78	2,35	2,16	2,78	2,19	1,72	3,99	2,73	2,85	2,75
(La/Sm) <sub>n</sub>	4,74	5,59	7,25	5,14	7,03	4,96	6,51	3,43	2,39	6,83
Eu/Eu*	0,34	0,32	0,38	0,26	0,81	0,87	0,33	0,60	0,56	0,72
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,52	1,71	1,25	1,30	0,92	1,19	1,06	1,20	1,24	0,99

Примечание: Оксиды приведены в мас. %, редкие и редкоземельные элементы – в мкг/г. ASI = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), мк. Анализы гранитов группы 6 и массива Лобаш предоставлены В. А. Богачевым. Остальные анализы из коллекции сотрудников Карельской группы ИГГД РАН.

Компонент	Группа 3		Группа 4				Группа 5				Номер
	М а с										
	Карташи		Черева	Винела		Суна	Остер		Кармасельга		
	378а	386	57	145	126	152/11	241	241-1	1888	1749	
SiO <sub>2</sub>	72,75	70,1	73,77	71,84	72,18	74,68	70,3	70,9	74,14	74,14	
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,25	0,05	0,04	0,01	0,06	0,56	0,34	0,36	0,34	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,4	13,6	14,18	17,05	15,12	14,42	14,2	14,6	13,43	13,02	
FeO <sub>tot</sub>	2,75	3,27	1,44	0,75	1,01	0,88	3,22	2,24	2,42	2,68	
MnO	0,02	0,02	0,06	0,02	0,04	0,03	0,05	0,02	0,04	0,03	
MgO	0,37	0,96	0,18	0,17	0,16	0,07	0,78	0,71	0,78	0,66	
CaO	0,64	0,54	0,98	0,24	0,98	1,10	2,03	1,7	0,08	0,05	
Na <sub>2</sub> O	3,70	2,93	3,44	5,38	5,25	4,08	3,87	4,75	3,97	3,32	
K <sub>2</sub> O	5,13	6,75	5,09	3,5	4,52	3,74	3,89	3,62	3,50	3,92	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,06		0,01	0,01	0,00	0,13	0,08	0,06	0,04	
mg#	0,19	0,34	0,18	0,29	0,22	0,12	0,30	0,36	0,37	0,31	
Rb	184	315	291	326	246	183	167	123	102	154	
Sr	41	34	31	28	16	52	128	114	141	91	
Ba	540	511	20	79	39	92	698	856	1016	554	
Y	29	32	44	6	16	8	23	11	17	17	
Zr	265	252	47	26	44	21	199	209	192	171	
Ti	1534	1452	127	265	102	276	2777	1862	1941	1997	
Nb	18,6	19,3	47	24,4	17,8	8	11	10	9	9	
Pb				5	21	27	21	27	16	17	
Th	34,7	32,4	21	4,07	11,1	20	24	21	9	14	
La	62,7	97,1	10,8	3,7	15		21	22			
Ce	141	242	28,6	7,3	18,4		53	43			
Pr	14,1	23		0,93	2,66						
Nd	46	73,3	14,5	3,15	9,84		20	17			
Sm	7,77	11,5	5,8	0,97	2,7		3,7	3,3			
Eu	1,04	1,21	0,63	0,06	0,19		0,75	0,62			
Gd	6,08	10,1		0,85	3						
Tb	0,95	1,19	1,1	0,15	0,49		0,69	0,43			
Dy	5,24	5,9		0,96	2,85						
Ho	1,03	1,22		0,17	0,51						
Er	3,14	3,41		0,52	1,39						
Tm	0,45	0,52		0,1	0,2						
Yb	3,28	3,48	5,2	0,66	1,28		2,2	1,3			
Lu	0,45	0,52		0,11	0,17		0,31	0,19			
Rb/Sr	1,72	1,29	9,39	0,94	0,81	3,52	1,30	1,08	0,72	1,69	
Sr/Y	1,41	1,06	0,7	4,52	1,00	6,5	5,6	10,4	8,3	5,4	
(La/Yb) <sub>n</sub>	13,7	20,0	1,5	4,0	8,4		6,8	12,1			
(Tb/Yb) <sub>n</sub>	1,32	1,55	0,96	1,03	1,74		1,43	1,50			
(La/Sm) <sub>n</sub>	5,21	5,45	1,20	2,48	3,59		3,66	4,30			
Eu/Eu*	0,42	0,34	0,31	0,19	0,20		0,58	0,59			
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,39	2,30	1,48	0,65	0,86	0,92	1,01	0,76	0,88	1,18	



Группа 5		Группа 6							
с и в									
Западно-Охтомозерский		Нигалма	Ватулма	Каменно-озерский	Кочкома	Лобаш			
о б р а з ц а									
24	26/2	ni54	va10	км1564	к518м	168/269	168/289	185/344	
73,70	74,12	66,87	72,08	66,73	67,83	72,61	73,1	73,88	
0,17	0,17	0,48	0,25	0,42	0,4	0,09	0,1	0,16	
13,00	13,89	15,16	16,01	15,15	15,65	13,73	13,43	13,18	
1,57	2,20	3,17	1,83	3,78	3,59	1,37	1,60	1,46	
0,05	0,03		0	0,07	0,06	0,02	0,02		
0,44	0,39	1,26	0,34	1,67	1,1	0,73	0,52	0,32	
2,31	0,25	2,53	1,55	3,58	1,98	1,44	1,16	0,77	
3,50	3,29	4,5	3,54	3,44	3,75	5,42	3,98	3,32	
4,45	5,01	3,63	4,08	4,12	3,28	1,75	5,05	5,51	
0,04	0,02	0,26	0,07	0,14	0,2	0,06	0,05	0,02	
0,33	0,24	0,41	0,25	0,44	0,35	0,49	0,37	0,28	
265	181	131	185	115	149	165	313	436	
76	133	497	285	407	425	123	84	112	
167	756	1210	1340	1106	1440	364	628	767	
24	17	19	13	17	19	24	23	25	
112	121	168	127	151	195	103	142	142	
912	620	2794	1455	2444	2328	524	582	931	
13	11,1	14	12	7	9	40	34	36	
31	34	16	16	23	9	13	13	26	
41	34,3	11	6	15	10	24	34	40	
33,8	62,4	42	22		18	18	38	47	
71,4	115	79	41		41	38	83	91	
	13								
27,1	40,9	39	19		19	16	41	40	
6,83	6,55	5,1	2,4		2,8	1,8	4,5	4,9	
0,29	0,62	1,27	0,65		1,06	0,39	0,47	0,61	
4,79	4,55								
0,49	0,6	0,59	0,34		0,67	0,5	0,89	1,0	
	3,04								
	0,56								
	1,66								
	0,25								
1,54	1,61	1,2	0,58		1,21	1,7	2,1	2,5	
	0,25	0,17	0,09		0,14	0,27	0,3	0,39	
3,49	0,11	0,26	0,65	0,28	0,35	1,34	3,73	3,89	
3,2	7,92	26,2	21,9	23,9	22,4	5,1	3,7	4,5	
15,7	27,8	25,1	27,2		10,7	7,6	13,0	13,5	
1,45	1,69	2,23	2,66		2,52	1,34	1,93	1,82	
3,19	6,15	5,32	5,92		4,15	6,46	5,45	6,19	
0,15	0,32	0,80	0,83		1,01	0,55	0,29	0,35	
1,27	1,52	0,81	1,15	1,20	0,87	0,32	1,27	1,66	

## Средние составы неорхейских

Компонент	Ультраметаморф.		Группа 1				Группа 2			Группа 3		
	Р а й о н /											
	Ондо- зеро	Суоярви	Юково	Хижо- зеро	Охтомо- зеро	Шурло- вара	Лайру- чей	Кубово	Сойми	Карташи	Черева	
SiO <sub>2</sub>	70,85	67,49	67,23	70,15	71,43	68,5	73,36	72,74	73,96	74,28	74,54	
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,5	0,75	0,48	0,45	0,83	0,23	0,23	0,17	0,17	0,05	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,86	15,53	14,06	13,10	14,42	14,66	14,03	13,72	13,75	13,07	14,12	
FeO <sub>tot</sub>	2,18	3,47	5,05	3,95	2,54	3,81	1,59	2,00	1,98	2,30	1,07	
MgO	0,63	1,52	0,97	0,80	0,69	0,78	0,33	0,70	0,41	0,41	0,17	
CaO	2,01	2,63	2,41	1,95	1,87	1,66	1,22	1,41		0,66	0,81	
Na <sub>2</sub> O	3,75	4,09	3,39	3,23	3,10	3,3	3,92	3,49	3,22	3,43	3,90	
K <sub>2</sub> O	4,20	3,56	4,15	4,35	3,79	5,18	3,99	4,87	5,41	4,52	4,26	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,27	0,16	0,06	0,17	0,18	0,06	0,03	0,03	0,04	
mg#	0,34	0,44	0,26	0,25	0,34	0,27	0,27	0,38	0,25	0,22	0,20	
Rb	103	89	146	141	147	135	124	190	237	274	283	
Sr	461	619	231	207	181	426	169	114	104	40	31	
Ba	1618	1295	1099	1105	1210	3335	715	603	734	328	45	
Y	10,0	14,0	44,9	36,4	33,7	28	8,7	12,4	6,9	45	52,8	
Zr	113	142	537	410	363	436	161	215	126	211	83	
Ti	813	2529	4926	2978	2493	4831	1399	1321	954	990	247	
Nb	3,4	7	35,3	20,1	15,9	17	6,1	13,3	7,9	22,6	49,3	
Pb	23	15	18,6	21,8	30,3	49	16	23,4	28,3	34,4	34,1	
Th	10,6	7	8	21,8	36,8	43	22,7	41,8	39,0	44,0	20,9	
La			76	143	112,0		27,6	45,6		57,7	10,8	
Ce			141,7	291,7	260,3		63,7	85,6		135,8	28,6	
Nd			65,0	95,5	90,1		21,6	30,2	63,3	42,7	14,5	
Sm			10,34	14,04	13,36		3,98	5,03	9,06	6,90	5,8	
Eu			2,47	1,91	1,16		0,66	0,47		0,91	0,63	
Tb			1,16	1,56	1,43		0,32	0,58		0,77	1,1	
Yb			3,2	3,63	2,27		0,51	0,66		2,60	5,2	
Lu				0,51	0,39		0,09	0,11		0,38		
Rb/Sr	0,26	0,15	0,63	0,78	0,74	0,32	0,79	1,77	2,38	10,87	11,95	
Sr/Y	46,1	42,5	5,6	6,0	5,7	15,2	21,0	15,9	17,2	0,94	0,7	
(La/Yb) <sub>n</sub>			24,3	29,6	27,9		38,4	49,6		14,4	1,5	
(Tb/Yb) <sub>n</sub>			1,78	2,00	3,32		2,85	3,99		1,21	0,96	
Sm/Nd			0,16	0,16	0,15		0,19	0,16	0,14	0,16	0,40	
(La/Sm) <sub>n</sub>			4,89	5,32	6,19		4,61	6,51		5,56	1,20	
Eu/Eu*			0,77	0,37	0,29		0,59	0,33		0,60	0,31	
K/Na	1,12	0,87	1,26	1,36	1,23	1,57	1,03	1,42	1,72	1,38	1,12	
Ba/Sr	3,53	2,12	4,75	5,41	6,64	7,83	4,56	5,21	7,39	7,45	2,03	
Rb/Ba	0,06	0,07	0,13	0,14	0,12	0,04	0,18	0,28	0,35	1,37	10,08	
Zr/Y	11,3	8,8	13,9	11,6	11,1	15,6	19,9	26,4	18,2	5,7	1,7	
K/Rb	340	333	236	257	201	319	267	213	190	129	125	
ASI	1,03	1,01	0,97	0,96	1,14	1,04	1,08	1,01	1,23	1,14	1,13	
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7,95	7,65	7,54	7,58	6,90	8,48	7,91	8,36	8,63	7,95	8,16	
n (гл./ред.)	25/27	12/9	8/8	32/51	3/5	2/10	10/12	8/10	7/7	18/23	10/10	

Примечание: Оксиды приведены в мас. %, редкие и редкоземельные элементы – в мкг/г. ASI = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), мк.  
n – количество анализов (главных/редких элементов).

## гранитов Карельской провинции

	Группа 4		Группа 5				Группа 6					
м а с с и в												
	Ниemi- ярви	Суна	Винела	Остер	Карма- сельга	Западно- Охтомо- зерский	Шобин- ский	Ватулма	Камен- ноозер- ский	Кочкома	Нигалма	Лобаш
	72,26	75,57	72,69	71,84	73,97	73,59	70,41	71,25	65,83	70,36	67,67	74,41
	0,17	0,06	0,02	0,37	0,35	0,18	0,32	0,27	0,42	0,34	0,54	0,09
	13,25	13,64	15,12	14,63	14,63	13,79	14,63	15,42	15,36	15,06	14,82	13,26
	2,01	0,90	1,28	2,32	2,08	1,83	3,18	2,14	4,01	2,86	3,36	1,41
	0,47	0,22	0,22	0,74	0,81	0,49	1,03	0,46	1,70	0,83	1,22	0,47
	1,02	1,01	0,89	1,67	0,12	1,73	1,88	1,47	3,30	1,66	2,44	0,88
	3,78	3,81	4,77	4,01	3,73	3,41	3,28	3,72	3,66	4,21	3,81	4,58
	5,15	4,21	3,98	3,61	3,70	4,72	3,70	4,11	4,04	3,29	3,34	3,65
	0,05	0,02	0,01	0,08	0,05	0,04	0,06	0,07	0,13	0,15	0,26	0,05
	0,29	0,31	0,23	0,36	0,39	0,33	0,37	0,26	0,43	0,33	0,39	0,37
	324	204	245	144	131	207,2	184	176	125	147,6	125	243
	104	61	41	136	103	125,3	197	272	388	360	416	124
	49	109	170	520	735	526,2	1156	1216	1105	965	1210	515
	21	10,2	7,3	19,8	18,7	20,4	18,2	11,6	16,5	16,2	20	20,3
	151	54	63	153	162	126,3	126	120	133	171	238	119
	989	331	279	1767	1933	819	1862	1560	2444	1979	3162	563
	14	6	16,7	10,0	8,9	10,8	11,6	9,4	7,5	10,8	15	36,5
	37	30,1	26,8	24,4	18,3	31,4	12,8	14	22,8	15,8	20,3	16,3
	49	15,3	8,9	13,9	12,3	40,5	22	6,2	17,3	12,8	16	25,2
	80,8		9,4	23,7		46,7	32	22		22	42	34,0
	146,0		12,8	50,7		90,1	61	41		50	79	69,3
	47,5	12,8	6,5	18,9	20,9	33,6	27,5	19		22,8	39	32,0
	10,8	2,69	1,84	3,4	3,42	5,97	4,75	2,4		3,68	5,1	4
	0,62		0,13	0,59		0,46	0,94	0,65		1,22	1,27	0,46
	0,77		0,32	0,60		0,53	0,80	0,34		0,73	0,59	0,80
	1,65		0,97	1,83		1,63	1,95	0,58		1,09	1,2	2,13
			0,14	0,26		0,27	0,28	0,09		0,14	0,17	0,32
	3,11	3,48	8,32	1,28	1,44	1,64	1,22	0,65	0,33	0,46	0,32	1,96
	4,95	6,8	8,3	8,2	5,7	6,6	11,8	23,7	23,9	22,7	21,0	6,13
	35,1		6,2	9,7		20,5	11,87	27,2		14,8	25,1	11,1
	2,12		1,39	1,48		1,49	1,87	2,66		3,11	2,23	1,69
	0,23	0,21	0,29	0,18	0,16	0,18	0,17	0,13		0,163	0,13	0,14
	4,83		3,03	4,43		5,13	4,44	5,92		3,88	5,32	5,29
	0,20		0,19	0,50		0,26	0,60	0,83		0,92	0,80	0,33
	1,36	1,14	0,85	0,92	1,03	1,39	1,19	1,11	1,11	0,79	0,89	0,80
	7,2	1,74	3,98	4,19	7,55	4,09	7,08	4,49	2,70	2,90	3,02	4,15
	0,43	2,43	2,54	0,48	0,21	0,50	0,16	0,15	0,11	0,16	0,11	0,47
	7,19	5,8	12,5	8,9	8,9	6,6	7,6	10,3	8,1	10,7	11,59	5,1
	132	172	147	209	235	183	168	194	268	185	223	125
	0,97	1,07	1,10	1,08	1,41	0,99	1,14	1,16	0,94	1,11	1,03	1,01
	8,93	8,02	8,74	7,62	7,42	8,13	6,98	7,84	7,70	7,49	7,15	8,22
	4/4	9/9	4/6	10/30	9/9	8/10	5/5	5/5	4/4	5/5	3/3	20/20

В результате граниты сгруппированы в шесть групп: группа 1 представлена массивами Хижозерским, Юковским, Охтомозерским, Шурловара; группа 2 – Кубовским и Сойминским массивами и дайковым телом Лайручья; группа 3 – массивами Карташовским, Черевским и Ниемиярви; группа 4 – пологими телами гранитов районов рек Суны и Винелы; группа 5 – массивами Кармасельгским, Остерским, Западно-Охтомозерским; группа 6 – массивами северо-востока провинции Ватулма, Нигалма, Кочкомский, Шобинский. Отдельно показан массив Лобаш, с которым связано проявление золота.

По содержаниям РЭ наиболее четко выделяются граниты группы 1 (табл. 3), составы которых на диаграмме  $Y + Nb - Rb$  (рис. 3, а) располагаются в поле внутриплитных гранитов (гранитов А-типа) или вблизи него в поле островодужных. Граниты этой группы представлены массивами Хижозерским, Юковским и Охтомозерским (его восточной частью). Они характеризуются высокими содержаниями высокозарядных (HFS) элементов (Zr, Y, Nb). Однако при этом они содержат много литофильных Ba и Sr, что не свойственно гранитам А-типа, а отношение  $K/Rb$  близко к среднекоровому. Благодаря этому на большинстве парных диаграмм (рис. 3) составы этих гранитов образуют четкие обособленные поля. Граниты группы 1 отличаются также высокие содержания РЗЭ (рис. 4, а), сумма которых достигает 500–600 г/т, а также значительная отрицательная Eu-аномалия с  $Eu/Eu^* < 0,40$ . Исключением являются граниты Юковского массива, содержащие меньше РЗЭ (до 320 г/т) и не имеющие Eu-аномалии. По содержаниям некоторых элементов (Ba, Zr, Sr) в эту группу попадают граниты массива Шурловара района Костомукши (табл. 2) [12], но, возможно, это связано с их повышенной щелочностью.

Граниты группы 2 отличаются (рис. 3, табл. 3) низкие содержания Y и Nb при средних содержаниях Ba, Sr и Rb. Соответственно на диаграмме Дж. Пирса и др. они попадают в поле островодужных гранитов с отношением  $K/Rb$ , близким к среднекоровому. При суммарном содержании РЗЭ 100–200 г/т они обеднены тяжелыми РЗЭ, имеют высокое отношение  $(La/Yb)_n$  и слабовыраженную отрицательную Eu-аномалию (рис. 4, б).

Составы гранитов группы 3 на диаграмме Дж. Пирса образуют поле на границе синколлизионных и внутриплитных гранитов (рис. 3, а) благодаря одновременно высоким содержаниям Rb, Y и Nb. Из-за высоких концентраций Rb отношение  $K/Rb$  (менее 150) значительно ниже среднекорового. Их отличают также низкие значения Sr и Ba. Содержания РЗЭ в них невысокие и варьируют, что отражает диаграмма на рис. 4, в. Она показывает также отсутствие Eu-аномалии в одном из образцов гранита Карташовского массива, что не имеет объяснения.

Граниты группы 4, изученные в двух районах и присутствующие в виде субгоризонтальных жильных тел, отличаются от других гранитоидов

высокими содержаниями Rb и отвечают составам синколлизионных гранитов по Дж. Пирсу (рис. 3). Другая отличительная особенность гранитов этой группы – низкие содержания всех HFS элементов Zr, Y, Nb, Ti и литофильных Sr и Ba. Они обеднены легкими РЗЭ, характеризуются низкими величинами отношений  $(La/Yb)_n$  и значительной отрицательной Eu-аномалией (рис. 4, з).

Группа 5 включает целый ряд массивов, составы которых отвечают островодужным гранитам по Дж. Пирсу. На всех парных диаграммах они занимают центральное место, т. е. в целом имеют средние содержания большинства РЭ, обладают более фракционированным распределением РЗЭ в легкой части с  $(La/Sm)_n$  до 6, чем в тяжелой части с  $(Tb/Yb)_n$  не более 1,5, а также значительную отрицательную Eu-аномалию (рис. 4, д). Как и в двух предыдущих группах, граниты группы 5 характеризуются отношением  $K/Rb$  ниже среднекорового.

В группу 6 объединены гранитные интрузии северо-восточной части домена. Здесь супра-крупные породы Парандовско-Побозерского пояса прорваны серией массивов – Шобинского, Кочкомского, Нигалма, Ватулма, Лобаш и др. Граниты всех массивов, кроме Лобаш, обладают сходным химическим составом (табл. 3, рис. 3). Их отличают высокие концентрации Ba и особенно Sr. Отношение  $K/Rb$  заметно ниже среднекорового, благодаря невысокому содержанию  $K_2O$ . Несколько отличаются эти граниты и распределением РЗЭ. При средних значениях отношения  $(La/Yb)_n$  (табл. 3) у них более фракционированы тяжелые РЗЭ с  $(Tb/Yb)_n$  больше 2. Кроме того, в этих породах практически отсутствует Eu-аномалия, что согласуется с высокими содержаниями Sr.

Граниты массива Лобаш по содержаниям большинства элементов сходны с гранитами группы 5 (табл. 2, рис. 3) и различаются лишь более высокими показателями Nb, благодаря чему их составы попадают на границу гранитов I- и А-типов. От расположенных рядом массивов гранитов группы 6 их отличают более низкие содержания Ba и Sr, а также значительная отрицательная Eu-аномалия при том же отношении  $(La/Yb)_n$  (рис. 4, з).

Отличительная геохимическая особенность интрузивных пород группы 6 – ее специализация в отношении Mo, U, W, Bi, Ag, Au [5]. Концентрации этих элементов постепенно возрастают при переходе к лейкогранитам.

Как уже отмечалось, ультраметаморфические граниты заимствуют особенности состава пород ТТГ ассоциации, по которым они образуются. В большей степени это относится к содержаниям РЭ и хорошо просматривается на примере необычайно высоких концентраций Sr, которые объясняются высокими показателями этого элемента в ТТГ породах именно Центрально-Карельского домена, в отличие от других доменов [14]. Отличительной особенностью этих гранитов являются также высокие содержания Ba относительно Rb



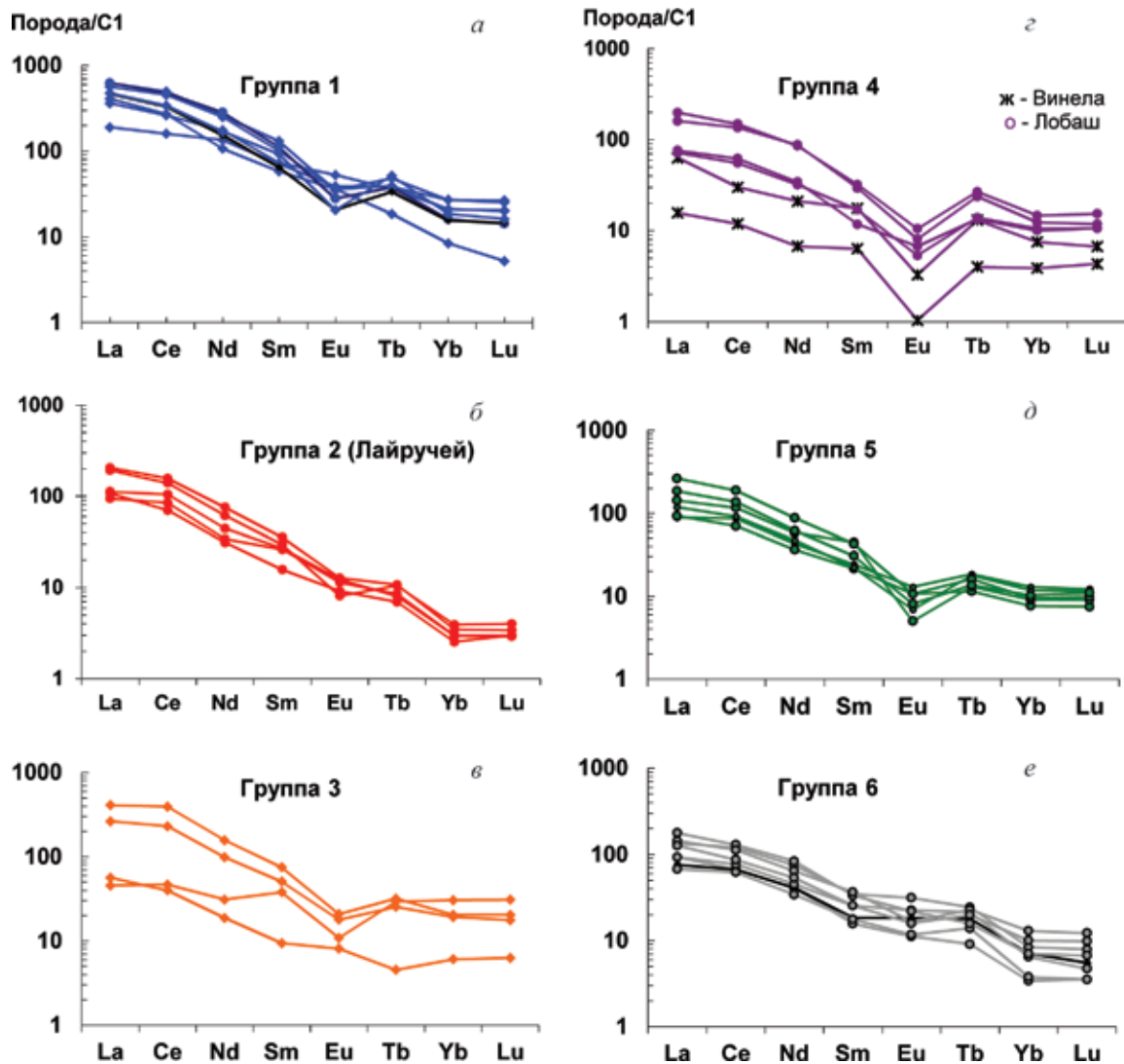


Рис. 4. Нормированные на хондрит C1 [30] содержания РЗЭ в гранитах разных групп Карельской провинции

(табл. 3), свидетельствующие о его вторичной природе, приведшей к аномально высоким отношениям  $K/Rb$  (более 350), т. е. заметно превышающим среднее (250).

Таким образом, сравнительный анализ химического состава неархейских гранитов Карельской провинции позволил сделать вывод, что при близком времени образования наблюдаются значительные вариации их состава, отраженные прежде всего в содержании РЭ и РЗЭ. При этом важно отметить, что породы близкого состава, т. е. отнесенные к одной группе, часто значительно разобщены в пространстве.

**Обсуждение.** Согласно имеющимся экспериментальным данным, источником образования гранитных расплавов служат преимущественно породы среднекислого состава. К неархею была сформирована мощная кора Карельской провинции, в ее строении преобладали палео-, мезо- и неархейские плутонические породы тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, которые наряду со среднекислыми метавулканидами

явились источником для образования двуполевошпатовых гранитов [8; 12].

Существуют разные представления об обстановках образования гранитоидов разного состава. Так, образование синколлизионных гранитов (гранитов S-типа) обычно связывают с моделью плавления метаосадочных пород [17], что отличает их от гранитов I-типа, которые рассматриваются как продукты плавления метаморфизованных изверженных пород [29]. Определенные ограничения для происхождения анорогенных гранитов высказаны К. Конди [19], который доказал, что большинство докембрийских гранулитов и ксенолитов не могут представлять источники либо рестины докембрийских анорогенных гранитов. Учитывая это, проведенное нами разделение гранитов на группы по составу в какой-то мере условное и осуществлено с целью оценки различий при их образовании.

Расплавы гранитов, отнесенных к группе 1 и имеющих состав, присущий внутриплитным гранитам А-типа, согласно экспериментальным данным П. Доуса [21], имели в качестве источника

известково-щелочные гранитоиды, а согласно петрогенетическому моделированию, выполненному А. В. Коваленко, граниты Хижозерского массива, например, образовались в результате плавления источника, обогащенного РЗЭ и Ва при высокой температуре (более 900 °С) и низком (менее 4 кбар) давлении [12, с. 188–343]. Высокие содержания в гранитах этой группы Y, Nb и Zr обусловлены составом рестита, в котором главную роль играли ортопироксен и плагиоклаз, имеющие низкие коэффициенты распределения этих элементов с расплавом. Это подтверждается наличием отрицательной Eu-аномалии, которой нет в гранитах Юковского массива, что указывает на отсутствие в рестите плагиоклаза, т. е. более глубокие условия плавления. Расчет модели

образования гранитов Хижозерского массива, выполненный А. В. Коваленко, показал также, что они кристаллизовались из гранодиоритового расплава, а вариации состава связаны с фракционной кристаллизацией.

Другая отличительная особенность большинства гранитов этой группы – изотопный состав Nd (табл. 4), свидетельствующий об отделении источника от протолита незадолго до образования исходного расплава. На это указывают положительные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  и модельный возраст  $t_{Nd}(DM)$ , близкий к возрасту гранитов. Исключение представляет Охтомозерский массив с отрицательным значением  $\epsilon_{Nd}(t)$  и древним возрастом протолита, что вполне допустимо для пород центральной части Водлозерского

Таблица 4

Значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  в неорархейских гранитах Карельской провинции по [20]

Номер образца	Район/массив	Sm, ppm	Nd, ppm	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(t)$	$T_{Zr}$	$T_{DM}$ [22]
260	Хижозеро *	16,50	104,6	0,16	0,0956	0,51093	16	-33,4	1,5	2680	2750
419	Хижозеро *	7,50	31,0	0,24	0,1461	0,51179	9	-16,6	0,8	2680	2850
295	Хижозеро *	10,19	77,5	0,13	0,0794	0,51061	2	-39,5	0,9	2680	2750
1286	Юково	12,79	62,8	0,20	0,1231	0,5115	8	-22,2	3,4	2695	2590
472-2	Юково	13,50	72,7	0,19	0,1122	0,51114	10	-29,2	0,1	2695	2865
42	Шурловара	13,1	107,6	0,12	0,0734	0,51045	12	-42,7	0,1	2700	2818
47	Шурловара	3,0	22,6	0,13	0,0803	0,51055	12	-40,7	-0,2	2700	2844
9	Шурловара *	16,32	134,1	0,12	0,0729	0,51043	9	-43,2	-0,1	2700	2832
9-1	Шурловара *	14,73	108,0	0,14	0,0817	0,51058	14	-40,1	-0,2	2700	2843
39	Охтомозеро	17,31	142,1	0,12	0,0737	0,51029	5	-45,9	-3,1	2703	3003
105	Лайручей *	5,51	37,8	0,15	0,0880	0,51065	3	-38,7	-1,0	2700	2901
3388-и	Лайручей *	2,80	16,7	0,17	0,1000	0,51069	6	-38,1	-4,5	2700	3176
107	Лайручей *	5,64	39,3	0,14	0,0868	0,51067	3	-38,4	-0,3	2700	2854
3388-к	Лайручей *	2,67	16,6	0,16	0,0972	0,51067	3	-38,5	-3,9	2700	3123
50	Кубово	3,62	23,9	0,15	0,0913	0,51071	13	-37,7	-1,3	2680	2912
19	Кубово	6,94	38,1	0,18	0,1102	0,51097	7	-32,6	-2,8	2680	3070
108	Кубово *	6,30	39,7	0,16	0,0963	0,51073	4	-37,2	-2,6	2680	3009
109	Кубово *	8,30	55,3	0,15	0,0907	0,51059	3	-40,0	-3,5	2680	3050
262	Соймигора	9,06	63,3	0,14	0,0866	0,51079	15	-36,1	2,2	2700	2701
131	Карташи *	7,37	44,8	0,16	0,0987	0,51085	12	-34,9	-0,8	2700	2912
2032	Карташи *	2,64	13,6	0,19	0,1160	0,51108	11	-30,5	-2,4	2700	3086
2035	Карташи *	0,89	3,1	0,29	0,1736	0,51214	4	-9,7	-1,7	2700	3583
144	Суна	2,69	12,8	0,21	0,1273	0,51135	11	-25,1	-1,1	2684	2999
112	Винела	2,49	18,0	0,14	0,0838	0,51047	16	-42,3	-3,1	2700	3025
221-1	Остер	2,29	11,4	0,20	0,1219	0,51122	16	-27,7	-1,7	2700	3044
241	Остер	3,78	18,3	0,21	0,1253	0,51113	9	-29,4	-2,9	2700	3426
239	Остер	4,31	24,1	0,18	0,1081	0,51095	11	-32,9	0,0	2700	3188
1116	Остер	3,75	20,5	0,18	0,1110	0,5111	13	-30,0	1,8	2700	3038
1749-а	Кармасельга *	3,42	20,9	0,16	0,0984	0,51084	9	-35,0	-0,9	2700	2913
24	Западно-Охтомозерский	5,30	27,9	0,19	0,1152	0,51103	7	-31,4	-3,1	2703	3141
23	Западно-Охтомозерский	5,81	37,7	0,15	0,0931	0,5107	8	-37,9	-1,8	2703	2970

Примечание: Все определения изотопного состава Nd и Sm, частично опубликованные [9; 17], частично новые (отмечены звездочкой), выполнены в лаборатории ИГГД РАН на приборе Finnigan MAT-261; методика измерений та же, что в работе [15].

домена, характеризующихся наиболее высокими (до 3240 млн лет) значениями возраста. Массивы гранитов группы 1, имеющие близкий возраст, установлены в разных доменах Карельской, а также в пределах Беломорской провинций. Это показывает, что локально создавались одинаковые, но специфические условия гранитообразования.

Граниты группы 2 характеризуются низкими содержаниями Nb и особенно Y, типичными для гранитов I-типа, что может указывать на более глубокие условия плавления источника с обязательным присутствием в рестите граната и, вероятно, рутила. Изотопный состав Nd в гранитах Водлозерского домена (табл. 4, районы Лайручья и Кубово), выраженный отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(t)$  и большим модельным возрастом  $t_{Nd}(DM)$ , указывает на древний возраст протолита, что характерно для большинства пород домена. Иным изотопным составом Nd обладает гранит Сойминского массива (табл. 4), что естественно, так как массив расположен в пределах Центрально-Карельского домена, имеющего более молодую кору [8]. Расположение массива в пределах этого домена, сложенного на 95 % породами ТТГ ассоциации, которые к тому же, согласно сейсмическим данным, прослеживаются на глубину практически до границы с мантией [4], предполагает в качестве источника гранитов неогарейские тоналит-трондьемиты [14].

Составы гранитов группы 3 на рис. 3, а попадают на границу составов гранитов S- и A-типов, благодаря одновременно высоким содержаниям Rb, Y и Nb. Образование гранитов S-типа, характеризующихся высоким содержанием Rb, связывают с плавлением метасадков в синколлизивной обстановке [17; 18]. Однако в пределах Карельской провинции архейские осадки, особенно глиноземистые породы, имеют ограниченное распространение и близкий, т. е. неогарейский, возраст [13]. В сочетании с большим (около 3 млрд лет) модельным возрастом  $t_{Nd}(DM)$  (табл. 4) такой состав гранитов этой группы предполагает иное объяснение. Высокое содержание в расплаве Rb требует отсутствия в рестите биотита – единственного концентратора Rb. Другая особенность гранитов этой группы – низкие содержания Sr и Ba, требующие наличия в рестите плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Это подтверждается значительной отрицательной Eu-аномалией (рис. 4). Наличие полевошпатового рестита может свидетельствовать о сравнительно малых глубинах плавления источника. Граниты р. Черева отличаются очень высокими (0,40) отношениями Sm-Nd (табл. 2), что указывает на фракционирование Sm относительно Nd. А. В. Коваленко [12, с. 188–343] было показано, что к обогащению расплава Sm по отношению к Nd может привести кристаллизация алланита, имеющего больший коэффициент распределения для Nd, чем Sm.

Граниты группы 4, присутствующие в виде субгоризонтальных жильных тел, отличаются от других гранитоидов высокими содержаниями Rb

и отвечают составам гранитов S-типа (рис. 3, а). Соответственно к ним подходит все, сказанное о гранитах группы 3, тем более что граниты группы 4 отличается их структурное положение в виде пологих тел, контролирующих субгоризонтальные деформации [12]. Однако наличие таких структур не является показателем коллизивной обстановки, так как отсутствуют все характерные для нее признаки, хотя такая обстановка в неогарее предполагается рядом исследователей [12] для соседней Беломорской провинции. Другая отличительная особенность гранитов этой группы – низкие содержания всех HFS элементов Zr, Y, Nb, Ti и литофильных Sr и Ba. Они обеднены легкими РЗЭ, как и расположенные вблизи граниты Черевы (гр. 3), что требует иного источника, чем ТТГ породы, которым могли быть среднекислые вулканы, и характеризуются низкими величинами отношений  $(La/Yb)_n$  и значительной отрицательной Eu-аномалией (рис. 4, з). Такие особенности состава могут быть объяснены присутствием в рестите плагиоклаза и амфибола, но не биотита. В определенной мере это согласуется с низкими содержаниями Zr (табл. 2) при достаточно значимых количествах щелочей, что указывает на относительно низкотемпературные условия их образования [31]. По аналогии с гранитами группы 3 они характеризуются отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(t)$  и большим (около 3 млрд лет) модельным возрастом  $t_{Nd}(DM)$  (табл. 4), что указывает на значительный интервал времени между отделением источника от мантии и его плавлением.

Граниты группы 5, наиболее широко распространенные в Карельской провинции, по составу типичные граниты I-типа. Моделирование, выполненное А. В. Коваленко [12, с. 188–343] на примере гранитов Остерского массива, показало возможность их образования в «результате 60 % плавления пород гранодиоритового состава с присутствием в составе рестита ортопироксена, граната и титаномагнетита». Таковыми могли быть древние (с возрастом около 3140 млн лет) гранодиориты района р. Выг [7] или Палой Ламбы [1]. Внутренняя неоднородность Остерской и других подобных интрузий обусловлена фракционной кристаллизацией. Все представленные массивы этой группы расположены в пределах древнего Водлозерского домена и имеют модельный возраст  $t_{Nd}(DM)$  не менее 3 млрд лет (табл. 4), что характерно для большинства пород, слагающих домен.

К группе 6 отнесены компактно расположенные и сходные по составу граниты в северо-восточной части Карельской провинции, приуроченные к Парандовско-Побозерскому зеленокаменному поясу. Детально их изучавшие В. В. Иваников с коллегами [5] рассматривают эти граниты как конечные члены габбро-диорит-гранодиорит-гранитной серии. Однако экспериментальные исследования по плавлению [22; 28] и Nd изотопные данные для гранитов этого возраста в других частях провинции указывают

на коровый источник, т. е. граниты группы 6, как и другие двуполевошпатовые граниты, являются более поздними образованиями по отношению к габбро и диоритам. По составу они близки к гранитам группы 5, отличаясь лишь отсутствием Eu-аномалии, что может указывать на более глубокие или высокотемпературные условия образования расплава при отсутствии в рестите плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Это подтверждается высокими содержаниями в них Sr и особенно Ba. Высокая температура плавления источника могла быть обеспечена подъемом плюма, как это и предполагается для времени около 2,7 млрд лет назад [1; 16]. Главная особенность гранитов этой группы – ее специализация в отношении Mo, U, W, Bi, Ag, Au, наиболее ярко выраженная в гранитах и лейкогранитах массива Лобаш, которые отличаются от остальных гранитов группы лишь более высокими содержаниями Rb и Nb.

Таким образом, наблюдаемые вариации состава неархейских гранитов Карельской провинции, сформированных в течение довольно короткого интервала времени, не могут быть объяснены разными геодинамическими обстановками, а являются отражением различий в условиях плавления источника.

**Выводы.** Анализ имеющихся данных по геологии и химическому составу неархейских двуполевошпатовых гранитов Карельской провинции Балтийского щита позволил сделать следующие выводы.

Двуполевошпатовые граниты широко представлены на всей территории провинции и формировались в течение короткого интервала времени 2,68–2,72 млрд лет назад, практически завершив становление архейской коры.

Граниты характеризуются большим разнообразием форм проявления от ультраметаморфических, возникших в результате преобразования пород ТТГ ассоциации, до разного размера интрузий и даек.

Вариации химического состава определяются в основном содержаниями RЭ и PЗЭ и зависят прежде всего от минерального состава рестита, который обусловлен в первую очередь глубиной плавления источника, т. е. давлением, и во вторую – температурой. Состав источника, который был представлен преимущественно породами ТТГ ассоциации, играл второстепенную роль.

Изотопный состав Nd в гранитах в пределах Водлозерского домена указывает на древний коровый источник, подобно древним ТТГ породам. В большинстве гранитов других доменов провинции этот состав свидетельствует об отделении источника от протолита незадолго до образования исходного расплава. Это подтверждают положительные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  и модельный возраст  $t_{Nd}(DM)$ , близкий к возрасту гранитов.

Разнообразие форм проявления и химического состава гранитов не связано с вариациями геодинамической обстановки, которая

характеризовалась развитием плюма на всей территории Карельской провинции и, вероятно, на всей архейской части Балтийского щита.

Работа выполнена в рамках Госзадания (тема НИР № 0153-2019-0001).

1. Арестова Н. А. Корреляция процессов формирования архейской коры древнего Водлозерского домена (Балтийский щит) / Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, С. Б. Лобач-Жученко, Г. А. Кучеровский // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2015. – Т. 23, № 2. – С. 1–13.
2. Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / под ред. К. О. Кратца. – Л.: Наука, 1978. – 262 с.
3. Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии / под ред. К. О. Кратца. – Л.: Наука, 1969. – 226 с.
4. Гончаров А. Г., Кальнин К. А., Лизинский М. Д. и др. Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. – Л.: Недра, 1991. – С. 53–84.
5. Иваников В. В., Григорьева Л. В., Шинкарёв Н. Ф. и др. Позднеархейская рудно-магматическая гранит-молибденовая система в северо-восточной Карелии // Вестник СПбГУ. Сер. 7: Геология, география. – 1995. – Вып. 4, № 28. – С. 35–44.
6. Коваленко А. В., Ризванова Н. Г. Остерский плутон (Центральная Карелия) – древнейший массив двуполевошпатовых гранитов на Балтийском щите // Докл. РАН. – 2000. – Т. 373, № 2. – С. 210–214.
7. Лобач-Жученко С. Б. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии / С. Б. Лобач-Жученко, Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, О. А. Левченков, И. Н. Крылов, Л. К. Левский, Е. С. Богомолов, А. В. Коваленко // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 2. – С. 156–173.
8. Лобач-Жученко С. Б. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование / С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова, Л. К. Левский, А. В. Коваленко // Геотектоника. – 2000. – № 6. – С. 26–42.
9. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Берковский А. Н. Гнейсо-гранитные ареалы Карелии // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. – Л.: Наука, 1986. – С. 153–163.
10. Макеев А. Ф. Радиационно-химические превращения цирконов и их применение в геохронологии. – Л.: Наука, 1981. – 64 с.
11. Матреничев В. А. Выделение второй генерации архейских зеленокаменных поясов Карелии: Геология и геохронология / В. А. Матреничев, Л. О. Пинькова, О. А. Левченков, А. Ф. Макеев, С. З. Яковлева // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докладов. – М., 2000. – С. 245–247.
12. Ранний докембрий Балтийского щита / ред. В. А. Глебовицкий. – СПб.: Наука, 2005. – 711 с.
13. Чекулаев В. П., Арестова Н. А. Гетерогенность строения Карельской провинции Фенноскандинавского щита как отражение условий корообразования от палео- до неархея // Эволюция вещества и изотопного состава докембрийской литосферы / под ред.: В. А. Глебовицкий, Ш. К. Балтыбаев. – СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2018. – С. 35–61.
14. Чекулаев В. П. Изменение условий формирования коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неархею: результаты геохимических исследований / В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова, Ю. С. Егорова, Г. А. Кучеровский // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2018. – Т. 26, № 3. – С. 3–23.



15. Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Левский Л. К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // *Геохимия*. — 1997. — № 8. — С. 808–816.
16. Arestova N. A., Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P. Early Precambrian mafic rocks of the Fennoscandian Shield as reflection of plume magmatism: Geochemical types and formation stages // *Russian journal of Earth Sciences*. — 2003. — Vol. 5, No. 3. — Pp. 145–163.
17. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // *Pacific Geology*. — 1974. — Vol. 8. — Pp. 173–174.
18. Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 1982. — Vol. 80. — Pp. 189–200.
19. Condie K. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // *Chemical Geology*. — 1993. — Vol. 104. — Pp. 1–37.
20. DePaolo D. J. Neodimium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // *Nature*. — 1981. — Vol. 291. — Pp. 684–687.
21. Douce P. A. E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids // *Geology*. — 1997. — Vol. 25, No. 8. — Pp. 743–746.
22. Douce P. A. E., Beard J. S. Degradation-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *Journal of Petrology*. — 1995. — Vol. 36. — Pp. 707–738.
23. Eby G. N. The A-type granitoids. A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*. — 1990. — Vol. 26. — Pp. 115–134.
24. Huhma H., Manttari I., Peltonen P. et al. The age of the Archaean greenstone belts of Finland // *Geological Survey of Finland, Special Paper*. — 2012. — Vol. 12. — Pp. 73–174.
25. Huhma H., Kontinen A., Mikkola P. et al. Nd isotopic evidence for Archaean crustal growth in Finland // *Geological Survey of Finland, Special Paper*. — 2012. — Vol. 12. — Pp. 175–212.
26. Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V. P. et al. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // *Lithos*. — 2005. — Vol. 79. — Pp. 107–128.
27. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. — 1984. — Vol. 25. — Pp. 956–983.
28. Rapp R. P., Watson E. B., Miller C. F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities // *Precambrian Research*. 1991. — Vol. 51. — Pp. 1–25.
29. Roberts M. P., Clemens J. D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // *Geology*. — 1993. — Vol. 23. — Pp. 825–828.
30. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / eds.: A. D. Saunders, M. J. Norry // *Magmatism in the ocean basins*. — Geological Society, London, Special Publications, 1989. — Vol. 42. — Pp. 313–345. — URL: <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>.
31. Watson J. B., Harrison T. M. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth and Planetary Science Letters*. — 1983. — Vol. 64. — Pp. 295–304.
- petrology of the Archaean granite-greenstone complex of the Central Karelia] Ed. by K. O. Krattsa. Leningrad: Nauka. 1978. 262 p.
3. *Geologiya i petrologiya granito-gneysovoy oblasti Yugo-Zapadnoy Karelii* [Geology and petrology of the granite-greenstone terrain of the South-Western Karelia]. Ed. by K. O. Krattsa. Leningrad: Nauka. 1969. 226 p.
4. Goncharov A. G., Kal'nin K. A., Lizinskiy M. D. et al. Seismo-geologic characteristics of the earth's crust of the Karelia. *The problems of the complex interpretation of geology-geophysics data*. Leningrad: Nedra. 1991. Pp. 53–84. (In Russian).
5. Ivanikov V. V., Grigor'eva L. V., Shinkarev N. Ph. et al. Late-Archaean ore-magmatic granite-molibdenium system in the North-Eastern Karelia. *Vestnik SPbGU. Ser. 7: geology-geography*. 1995. Vol. 4, No. 28, pp. 35–44. (In Russian).
6. Kovalenko A. V., Rizvanova N. G. Ostersky pluton (Central Karelia) — the oldest massif of two-fieldspate granites on the Baltic Shield. *Doclady RAS*. 2000. Vol. 373. No. 2, pp. 210–214. (In Russian).
7. Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P. et al. Evolution of the South-Vygozero greenstone belt of the Karelia. *Petrologiya*. 1999. Vol. 7, No. 2, pp. 156–173. (In Russian).
8. Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A. et al. Archean terranes of Karelia: their geological and isotope-geochemical substantiation. *Geotektonika*. 2000. No. 6, pp. 26–42. (In Russian).
9. Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Berkovskiy A. N. Gneiss-granite areas of Karelia. *Problems of the evolution of the Precambrian lithosphere*. Leningrad: Nauka. 1986. Pp. 153–163. (In Russian).
10. Makeev A. F. Radiatsionno-khimicheskie prevrashcheniya tsirkonov i ikh primeneniye v geokhronologii [Radiation-chemical transformations of zircons and their application in geochronology]. Leningrad: Nauka. 1981. 64 p.
11. Matrenichev V. A., Pin'kova L. O., Levchenkov O. A. et al. Isolation of the second generation of Archean greenstone belts of Karelia: Geology and geochronology. *Isotopic dating of geological processes: new methods and results: Abstract. Reports*. Moscow. 2000. Pp. 245–247. (In Russian).
12. Ranniy dokembriy Baltiyskogo shchita [Early Precambrian of the Baltic Shield]. Ed. by V. A. Glebovitskiy. St. Petersburg: Nauka. 2005. 711 p.
13. Chekulaev V. P., Arestova N. A. Heterogeneity of the structure of the Karelian Province of the Fennoscandian Shield as a reflection of crustal conditions from Paleo- to Neoproterozoic. *Evolution of the material and isotopic composition of the Precambrian lithosphere*. St. Petersburg. 2018. Pp. 35–61. (In Russian).
14. Chekulaev V. P., Arestova N. A., Egorova Ju. S., Kucherovskiy G. A. Change in the conditions for the formation of the crust of the Karelian province of the Baltic Shield during the transition from Meso-Neoproterozoic: results of geochemical studies. *Stratigrafiya. Geologicheskaya Korrelyatsiya*. 2018. No. 3, pp. 3–23. (In Russian).
15. Chekulaev V. P., Lobach-Zhuchenko S. B., Levskiy L. K. Archaean granites of Karelia as the indicators of composition and age of continental crust. *Geochimiya*. 1997. No. 8, pp. 808–816. (In Russian).
16. Arestova, N. A., Lobach-Zhuchenko, S. B., Chekulaev, V. P. 2003: Early Precambrian mafic rocks of the Fennoscandian Shield as reflection of plume magmatism: Geochemical types and formation stages. *Russian journal of Earth Sciences*. 5. 3. 145–163.
17. Chappell, B. W., White, A. J. R. 1974: Two contrasting granite types. *Pacific Geology*. 8. 173–174.
18. Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. 1982: Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 80. 189–200.
19. Condie, K. 1993: Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*. 104. 1–37.
1. Arestova N. A., Chekulaev V. P., Lobach-Zhuchenko S. B. et al. Correlation of the formation of the Archean crust of the ancient Vodlozersky domain (Baltic Shield). *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*. 2015. Vol. 23, No. 2, pp. 1–13. (In Russian).
2. *Geologiya i petrologiya arkheyskogo granitno-zeleznokamennogo kompleksa Tsentral'noy Karelii* [Geology and

20. DePaolo, D. J. 1981: Neodimium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*. 291. 684–687.
21. Douce, P. A. E. 1997: Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*. 25. 8. 743–746.
22. Douce, P. A. E., Beard, J. S. 1995: Degidration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*. 36. 707–738.
23. Eby, G. N. 1990: The A-type granitoids. A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*. 26. 115–134.
24. Huhma, H., Manttari, I., Peltonen, P. et al. 2012: The age of the Archaean greenstone belts of Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*. 12. 73–174.
25. Huhma, H., Kontinen, A., Mikkola, P. et al. 2012: Nd isotopic evidence for Archaean crustal growth in Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*. 12. 175–212.
26. Lobach-Zhuchenko, S. B., Rollinson, H. R., Chekulaev, V. P. et al. 2005: The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos*. 79. 107–128.
27. Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. 25. 956–983.
28. Rapp, R. P., Watson, E. B., Miller, C. F. 1991: Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Research*. 51. 1–25.
29. Roberts, M. P., Clemens, J. D. 1993: Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*. 23. 825–828.
30. Sun, S. S., McDonough, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins*. – Geological Society, London, Special Publications. 42. 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>.
31. Watson, J. B., Harrison, T. M. 1983: Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*. 64. 295–304.

---

Чекулаев Валерий Петрович – доктор геол.-минерал. наук, гл. науч. сотрудник, ИГГД РАН<sup>1</sup>. <vpchekulaev@mail.ru>

Арестова Наталья Александровна – доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ИГГД РАН<sup>1</sup>.

<narestova2009@rambler.ru>

Егорова Юлия Сергеевна – канд. геол.-минерал. наук, науч. сотрудник ИГГД РАН<sup>1</sup>. <ax-ox-yx@mail.ru>

*Chekulaev Valeriy Petrovich* – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, IPGG RAS<sup>1</sup>.

<vpchekulaev@mail.ru>

*Arestova Natalia Aleksandrovna* – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, IPGG RAS<sup>1</sup>.

<narestova2009@rambler.ru>

*Egorova Yulia Sergeevna* – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Researcher, IPGG RAS<sup>1</sup>. <ax-ox-yx@mail.ru>

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences (IGGP RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia.