

**НЕОАРХЕЙСКИЕ Ba-Sr МЕТАДАЦИТЫ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ, СОСТАВ, Sm-Nd
СИСТЕМАТИКА.
ЭФФУЗИВНЫЕ АНАЛОГИ САНУКИТОИДОВ?**

**Ю. С. Егорова*, В. П. Чекулаев, Г. А. Кучеровский, А. А. Иванова, Е. Б.
Сальникова, Ю. В. Плоткина, Н. А. Арестова**

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия
e-mail: egorova@ipggras.ru

Поступила в редакцию 18.09.2023 г.

После доработки 19.05.2024 г.

Принята к публикации 28.09.2024 г.

U-Pb (CA-ID-TIMS) методом по циркону получены новые прецизионные данные о возрасте метадацитов межезерской свиты Мегриярвинской структуры Гимольско-Суккозерского пояса Центрально-Карельского домена Карельской провинции Фенноскандинавского щита. Метадациты представлены мелкозернистой породой с порфиоровыми вкрапленниками плагиоклаза в эпидот-мусковит-биотит-кварц-плагиоклазовой основной массе. Особенности их химического состава являются обогащение Ba (900–1300 мкг/г), Sr (в среднем 650 мкг/г), легкими РЗЭ (в среднем: $(La/Yb)_n = 20$; La = 38 мкг/г) и ярко выраженные Nb- и Ti-минимумы на спайдер-диаграммах. Конкордантный возраст циркона из метадацита составил 2735 ± 6 млн лет (СКВО = 0.061). По породе в целом получены значения $\epsilon_{Nd}(t) +0.5$ и $+0.8$, $t_{Nd(DM)} 2.83$ – 2.85 млрд лет. Близкие по составу, структурным особенностям, возрасту и изотопному составу Nd неоархейские метаандезиты и метадациты присутствуют и в других зеленокаменных поясах как Центрально-Карельского домена, так и за его пределами. Они имеют близкий возраст и геохимическое сходство со средне-кислыми разностями пород санукитоидной серии Карельской провинции, но отличаются от примитивных умереннощелочных санукитоидов более низкими концентрациями MgO, Cr, Ni, щелочей, РЗЭ (особенно легких), Ba и Sr. В большей степени они соответствуют санукитоидам нормальнощелочной группы (имеющим промежуточный состав между породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации и умеренно-щелочными санукитоидами) и, возможно, являются их эффузивными аналогами. В Гимольско-Суккозерском поясе сходный состав и возраст с изученными метадацитами межезерской свиты имеют породы толщи полимиктовых конгломератов суккозерской свиты (плагиопорфиоровые гальки, матрикс, прослой биотит-

кварц-плагиоклазовых сланцев), в которой преобладает циркон с возрастом около 2.76 млрд лет. Это может указывать на субсинхронность вулканизма и осадконакопления в данной структуре в начале неoarхея.

Ключевые слова: вулканиды, санукитоиды, возраст, неoarхей, гимольская серия, U–Pb (CA-ID-TIMS) метод, Sm–Nd изотопные исследования, Гимольско-Суккозерский пояс, Центрально-Карельский домен

ВВЕДЕНИЕ

Супракрустальные породы неoarхея Карельской провинции (ранее гимольская серия) были детально геологически и петрографически описаны и закартированы в середине- второй половине XX века (Чернов, Стенарь, 1960; Чернов и др., 1970; Кратц, 1963; Харитонов и др., 1966; Хейсканен и др., 1977; Горьковец и др., 1991; Костомукшский..., 2015 и др). При этом для них только в последние годы стали появляться прецизионные геохронологические данные, что имеет принципиальное значение не только для разработки и коррекции стратиграфической шкалы раннего докембрия, но и для реконструкции условий неoarхейского корообразования. Вопросы о возрасте и стратиграфической последовательности пород гимольской серии и о положении самой серии в общей стратиграфической шкале остаются до сих пор дискуссионными (Чернов и др., 1970; Горьковец и др., 1991; Богданов, Робонен, 2011; Негруца, 2011; Максимов и др., 2015; Костомукшский..., 2015).

Наиболее крупным фрагментом неoarхейской коры в Карельской провинции является Центрально-Карельский домен (Лобач-Жученко и др., 2000б). Он сложен преимущественно гранитоидами, в основном гранит-мигматитами, субстратом которых являются породы тоналит-грандземит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГ), а жильным материалом – микроклинсодержащие гранитоиды (Геология..., 1969; Чекулаев, 1996). В отличие от соседних доменов – Водлозерского на юго-востоке и Западно-Карельского на западе, Центрально-Карельский домен сложен породами, U–Pb возраст которых по циркону, как правило, не превышает 2.78 млрд лет, а значения $t_{Nd(DM)} = 2.85$ млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2000б; Ранний..., 2005).

Исключением являются мезoarхейские метавулканиды на юго-западной границе домена (Ялонваара-Пертинъярвинская структура, 2.95–2.93 млрд лет; Мыскова и др., 2022; и зеленокаменный комплекс Коверо, 2.88 млрд лет; Nuhma et al., 2012a), которые скорее должны относиться к Западно-Карельскому домену.

Неоархейские супракрустальные породы – вулканиты преимущественно среднекислого состава и метаосадочные породы – присутствуют в субмеридиональных структурах и занимают не более 10% от площади Центрально-Карельского домена (рис. 1а). Наиболее крупными из них являются пояса Иломанси (Хатту) и Хедозеро-Большозеро-Нюкозерский на западе, Западно-Сегозерский, Парандовско-Пебозерский на востоке–северо-востоке и Гимольско-Суккозерский пояс, в состав которого входит структура оз. Мегриярви, на юге домена. В подчиненном количестве неоархейские супракрустальные породы присутствуют и в составе мезо-неоархейских зеленокаменных поясов в обрамлении домена: Тикшозерского на северо-восточной границе Центрально-Карельского домена с Беломорской провинцией и Костомукшского, Типасъярви, Кухмо, Таканен в Западно-Карельском домене вдоль западной границы с Центрально-Карельским доменом (рис. 1а).

Рис. 1. Схемы геологического строения (а) Карельской гранит-зеленокаменной области Фенноскандинавского щита по (Лобач-Жученко и др., 2000б; Ранний..., 2005; Слабунов и др., 2011; Hölttä et al., 2012; Костомукшский..., 2015), с дополнениями авторов, и (б) северной и центральной частей Гимольско-Суккозерского пояса по (Горьковец и др., 1991), данным Госгеолкарты 1965 г. (1 : 200000), 2015 г. (1 : 1000000) и полевым материалам авторов.

Согласно стратиграфической шкале (Общая..., 2002), супракрустальные породы с возрастными в интервале 2800–2500 млн лет относятся к гимольской серии гимольского надгоризонта верхнего лопия (неоархея – в международной стратиграфической шкале). Стратотипическими районами развития гимольской серии считаются Костомукшская и Гимольско-Суккозерская структуры, в строении которых исторически выделялись суккозерская, межезерская, костомукшская и кадиозерская (сурлампинская) свиты (рис. 2а). Позднее по результатам деятельности Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России (1984–2010) (Богданов, Робонен, 2011) гимольская серия была отнесена к нижнему интервалу верхнего лопия (неоархея). Метаморфизованные вулканогенные и осадочные отложения Гимольско-Суккозерской структуры (суккозерская, межезерская и кадиозерская/сурлампинская свиты, которые ранее относились к гимольской серии) выделены в самостоятельную паданскую толщу, залегающую выше (рис. 2б), что вносит дополнительную путаницу при корреляции разрезов разных неоархейских структур. Такое расчленение верхнего лопия (неоархея) Карельской провинции легло в основу легенды и объяснительной записки к последней Госгеолкарте 1000/3 (Максимов и др., 2015).

Рис. 2. Варианты общей стратиграфической колонки и корреляции сводных стратиграфических разрезов неоархейских супракрустальных пород опорных районов: (а) на основе сопоставления современных геохронологических данных и представлений о геологическом строении района (Кратц, 1963; Чернов и др., 1970; Горьковец и др., 1991; Костомукшский..., 2015); (б) по результатам деятельности Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России (1984–2010) (Богданов, Робонен, 2011) и на основе современной легенды к Госгеолкарте 1000/3 (Максимов и др., 2015). Ссылки в скобках указывают на источник геологических и геохронологических данных, на основании которых построены колонки.

Сама стратиграфическая последовательность неоархейских супракрустальных пород остается дискуссионной. По представлениям ряда исследователей (Кратц, 1963; Чернов и др., 1970; Горьковец и др., 1991; Слабунов и др., 2021), в основании разреза гимольской серии залегают полимиктовые базальные конгломераты (суккозерская свита) (рис. 2а), налегающие непосредственно на площадную архейскую кору выветривания (Горьковец и др., 1991; Костомукшский..., 2015). Согласно другой точке зрения (Харитонов и др., 1966; Хейсканен и др., 1977; Максимов и др., 2015), толща конгломератов завершает неоархейский вулканогенно-осадочный разрез, в частности в Гимольско-Суккозерской структуре (рис. 2б). В поясе Иломанси (Хатту) аналогичные полимиктовые конгломераты также отнесены к верхним частям разрезов неоархейских супракрустальных пород (Sorjonen-Ward, 1993).

Другой проблемой исследования неоархейских пород является не только недостаток, но и противоречивость изотопно-геохронологических данных, т.е. остаются неясными время и последовательность формирования пород гимольской серии – стратотипа позднего архея в стратиграфической шкале докембрия России. Эта проблема начала активно решаться в последние годы для неоархейских вулканитов и терригенных пород Центрально-Карельского домена и прилегающей восточной окраины Западно-Карельского домена (рис. 3).

Рис. 3. Схема корреляции U–Pb (по циркону) геохронологических данных для неоархейских вулканических и осадочных пород гимольского надгоризонта (левый столбец); для субвулканических и интрузивных пород (правый столбец), полученных: (а) классическим методом (TIMS), (б) SIMS, SHRIMP II, (в) SIMS, Nordsim, (г) LA-ICP-MS.

Несмотря на неоднозначность некоторых геохронологических данных, становится очевидным, что неоархейский средне-кислый вулканизм на этапе 2.75–2.71 млрд лет имел широкое распространение на большой территории от восточной части Западно-Карельского домена до западной границы Беломорской провинции (рис. 1а). Так, близкие значения U–Pb возраста по циркону получены для метавулканитов Пастаярвинской

структуры (2733 ± 9 млн лет, SIMS SRIMP II; Мыскова и др., 2022) и пояса Хатту (2754 ± 9 млн лет, TIMS; Vaasjoki et al., 1993) зеленокаменного пояса Иломантси юго-западной окраины Центрально-Карельского домена. Для порфиroidов (метадацитов) Гимольско-Суккозерской структуры центральной части Центрально-Карельского домена получено сходное значение возраста 2749 ± 5 млн лет (TIMS, Левченков и др., 2000), однако эти данные не имеют точной геологической привязки, кроме указания принадлежности образца к кадиозерской свите района пос. Суккозеро. Близкие оценки возраста – 2.72–2.74 млрд лет (рис. 3) были получены для метавулканитов хизоваарской свиты Кичанской структуры Тикшозерского пояса на северо-западной границе Беломорской провинции с Центрально-Карельским доменом (Мыскова и др., 2022). Для цирконов из аналогичных по составу пород Хедозерско-Большезерской структуры получены более молодые оценки возраста: ~2.71 млрд лет (SIMS SRIMP II; Мыскова, Львов, 2019), хотя ранее для дайки метариолита, секущей вулканиты Большезерской структуры, был получен возраст 2730 ± 5 млн лет (SIMS Nordsim; Самсонов и др., 2001). Столь же противоречивые данные получены при определении возраста Ньюкозерской интрузии умереннощелочных пород в северной части структуры (рис. 3): 2709–2716 млн лет (SIMS Nordsim; Bibikova et al., 2005) и 2732 ± 4 млн лет (TIMS, Чекулаев и др., 2004). С другой стороны, в зеленокаменной структуре Таканен (Восточная Финляндия, к северу от пояса Суомуссалми; рис. 1а) были установлены неoarхейские метадациты (2706 ± 4 млн лет, LA-ICP-MS; Jarvinen et al., 2023), близкие по возрасту к вулканитам Большезерской структуры. Однако метадациты Таканен отличаются от большезерских существенно меньшим содержанием K, Ba, Sr и легких редкоземельных элементов (Jarvinen et al., 2023).

Результаты изучения детритового циркона из метаосадочных пород поясов Западной Карелии (Финляндия) (Nuhma et al., 2012a; Lehtonen et al., 2016) и матрикса полимиктовых конгломератов суккозерской свиты Гимольско-Суккозерского пояса Центрально-Карельского домена (Кучеровский и др., 2023) свидетельствуют о преобладании в источнике сноса неoarхейских пород с возрастом около 2.75 млрд лет (рис. 2, 3). Такая же нижняя возрастная граница установлена для метаосадков Хедозерско-Большезерской структуры (Мыскова, Львов, 2019). Таким образом, можно предположить, что накопление терригенных толщ происходило близко по времени с вулканической активностью. Это подтверждается плохой сортировкой, слабой степенью изменения осадков и близостью их химического состава к таковому вулканитов (Чекулаев, Арестова, 2020; Кучеровский и др., 2023). Формирование осадочной толщи синхронно с кислым вулканизмом 2.76–2.74 млрд лет назад было установлено также для пород гимольской серии Костомукшского зеленокаменного пояса (Слабунов и др., 2021).

С другой стороны, на этом же этапе 2.74–2.71 млрд лет назад происходило становление санукитоидных интрузий на всем Карельском кратоне (рис. 1а). Установлено, что внедрение санукитоидов было после формирования ТТГ фундамента и толщи супракрустальных пород зеленокаменных поясов (Ранний..., 2005). Однако появление в последние годы новых геохронологических данных указывает на субсинхронность различных типов магматизма в Карельской гранит-зеленокаменной области в начале неогархея (рис. 3; Nuhma et al., 2012a; Дмитриева и др., 2021). Близость неогархейских среднекислых вулканитов по возрасту и химическому составу к санукитоидам послужила основанием более детального сравнительного анализа пород этих двух серий, результаты которого приведены в данной работе.

Для уточнения времени проявления андезит-дацитового вулканизма в Центрально-Карельском домене, а также для его корреляции с другими геологическими событиями неогархея U–Pb (CA-ID-TIMS) методом было выполнено прецизионное определение возраста циркона из Ba–Sr метадацита межезерской свиты района оз. Мегриярви, где метавулканиты слагают центральную часть Гимольско-Суккозерского пояса (рис. 1).

КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Структура Мегриярви является частью Гимольско-Суккозерского зеленокаменного пояса, расположенного в южной части Центрально-Карельского домена (рис. 1а, 1б). Пояс представляет собой узкую синклиналь меридионального простиранья (Горьковец и др., 1991), прослеживаемую от восточного берега оз. Суккозеро через оз. Мегриярви до оз. Суоярви в виде прерывистой полосы шириной от 1 до 10 км. Пояс ограничен с запада и востока антиклинальными поднятиями, а местами осложнен и центральным поднятием фундамента (архейские гнейсовидные ТТГ и мигматиты по ним) и разбит на блоки разломами преимущественно СЗ простиранья (рис. 1б). Слагающие пояс архейские супракрустальные породы метаморфизованы и смяты в серию мелких изоклинальных, иногда опрокинутых складок. Точное установление геологических границ и первичной природы пород внутри комплекса затруднено из-за наложенных структурно-метаморфических изменений и плохой обнаженности, что определяет наличие различных взглядов на внутреннее строение и стратиграфическую последовательность пород. По данным ряда исследователей (Чернов, Стенарь, 1960; Чернов и др., 1970; Кратц, 1963; Горьковец и др., 1991), в основании вулканогенно-осадочного комплекса Гимольско-Суккозерской структуры (ранее относимого к гимольской серии) залегает толща полимиктовых конгломератов, переслаивающихся с амфибол-биотитовыми и кварц-плагиоклаз-биотитовыми сланцами (суккозерская свита) (рис. 2а), в которых преобладает

детритовый циркон с возрастом около 2.75 млрд лет (Кучеровский и др., 2023). В районе пос. Суккозеро описан непосредственный контакт конгломератов суккозерской свиты с подстилающей корой химического выветривания по гнейсо-гранодиоритам фундамента (Горьковец и др., 1991). Выше по разрезу толща конгломератов согласно перекрывается метавулканитами андезит-дацитового и риодацитового состава межезерской свиты с линзами и прослоями метатерригенных пород. Верхние части разреза представлены метаморфизованными хемогенными (включая VIF – железистые кварциты) и терригенными флишеподобными осадками костомукшской и кадиозерской (сурлампинской) свит (Горьковец и др., 1991). Ряд других исследователей (Харитонов и др., 1966; Хейсканен и др., 1977; Максимов и др., 2015) придерживается точки зрения о положении толщи полимиктовых конгломератов в верхних частях разреза (рис. 2б).

Литологические и фациальные разновидности пород архейского супракрустального комплекса района не выдержанны по простиранию. В западном крыле синклинали на восточном берегу оз. Гимольского полимиктовые конгломераты суккозерской свиты отсутствуют (рис. 1б), а в основании разреза установлена толща metabазальтов с реликтами подушечных текстур, отсутствующая в других частях структуры (Горьковец и др., 1991). Границы толщи не установлены. Метабазальты были отнесены к контоксской серии (Горьковец и др., 1991) по аналогии с Костомукшской структурой. Такое сопоставление является не совсем однозначным, так как в Костомукшской структуре metabазальты контоксской серии представлены метатолитами и отделены от вышележащих пород гимольской серии структурным несогласием, корой химического выветривания и базальными конгломератами (рис. 2). Гимольские metabазальты отличаются от костомукшских более высокими содержаниями SiO_2 и щелочей (Горьковец и др., 1991) и по химическому составу ближе к неархейским известково-щелочным андезибазальтам Хедозерско-Большезерской структуры (Мыскова и др., 2020). Поэтому нельзя исключать принадлежность metabазальтов к неархейскому вулканогенному комплексу, по аналогии со строением поясов Иломанси и Хедозерско-Большезерского (рис. 2).

Породы архейского вулканогенно-осадочного комплекса секутся дайками габброидов и жилами неархейских плагиомикроклиновых пегматоидных гранитов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания породообразующих оксидов в породах определены методом РФА по стандартной методике; редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) измерены методом ICP-MS на приборах VRA-30 и ELAN-DRC-6100 соответственно в центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Калибровка измерений проводилась с

использованием Rb, Re и In в качестве внутренних стандартов. Ошибка определения элементов Th, U, Lu, Yb, Er и Dy методом ICP-MS оценивается в 10–15%, для остальных редких элементов (Ti, Zr, Sr, Y) не более 5%.

U–Pb геохронологические и Sm–Nd изотопные исследования были выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Отобранные для U–Pb геохронологических исследований микронавески наиболее чистых и прозрачных кристаллов циркона (1–50 зерен) подвергались высокотемпературному отжигу в муфельной печи SNOL E5CC в керамических или кварцевых тиглях при 850°C в течение 48 ч (Mattinson, 2005) с последующей кислотной обработкой смесью 35% HF + 15% HNO₃ в пропорции 5 : 1 в течение 2–4 ч при температуре 180 или 220°C. После предварительной обработки циркон был проанализирован по стандартной методике (Krogh, 1973). Для изотопных исследований использован изотопный индикатор ²⁰²Pb–²³⁵U. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON T1 в статическом и динамическом (при помощи счетчика ионов) режимах. Точность определения U/Pb отношений, а также содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проведена с использованием программ PbDAT и ISOPLOT (Ludwig, 1991, 2003). При расчете возрастов были использованы значения констант распада урана по (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с эволюционной моделью Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975).

Химическое разложение проб и выделение Sm и Nd методом ионообменной хроматографии выполнено согласно методике, описанной в (Саватенков и др., 2004). Определение изотопного состава Sm и Nd проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton T1 в статическом режиме. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов La Jolla и SRM_987. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 и приведены к табличному значению стандарта La Jolla (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860). Среднее значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в изотопном стандарте jNd-1 в период работы составило 0.512098 ± 0.000008 (2σ, n = 6). Уровень холостого опыта за время исследований равнялся 0.03–0.2 нг для Sm, 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила ± 0.5%, изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd ± 0.5%, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ± 0.005% (2σ). Для расчета значений ε_{Nd}(t) использованы параметры для однородного хондритового резервуара на сегодняшний день: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638 и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967 (Фоп, 1989). Расчет модельного Sm–Nd возраста t_{Nd(DM)} выполнен согласно модели (DePaolo, 1981).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАДАЦИТОВ ОЗЕРА МЕГРИЯРВИ

В районе оз. Мегриярви выходы метавулканитов межезерской свиты приурочены к полосе протяженностью до 15 км и шириной 5–7 км, ориентированной в субмеридиональном направлении (Мегриярвинская структура) и прослеживаемой на север почти до Гимольской зеленокаменной структуры (рис. 1б). Геологическое строение данного района, как и всей южной части Центрально-Карельского домена, было детально изучено С.Б. Лобач-Жученко с коллегами в 1963–1965 гг. под руководством К.О. Кратца. Из-за плохой обнаженности, неоднократных структурно-метаморфических преобразований, разнообразных процессов ультраметаморфизма (Геология..., 1969) размеры и количество выходов метавулканитов также, как и их границы с окружающими гранитоидами, остаются неясными. Наблюдаются постепенные переходы метадацит-порфиоров в порфиробластические гнейсы с реликтовой бластопорфировой структурой и гнейсогранитоиды в разных частях структуры (Геология..., 1969). В то же время здесь имеются выходы слабоизмененных пород. В одном из таких выходов (62°45'06.4" с.ш.; 32°23'13.6" в.д.) отобрана проба метадацита 13/14 для геохронологических исследований (рис. 1б).

Метадацит представляет собой плотную мелкозернистую породу с хорошо сохранившейся первичной структурой, выраженной наличием вкрапленников плагиоклаза размером 1–4 мм, составляющих от 5 до 20% породы, в эпидот-мусковит-биотит-кварц-плагиоклазовой основной массе (рис. 4).

Рис. 4. Микрофотографии шлифа метадацита Мегриярвинской структуры: в поляризованном (слева) и проходящем свете (справа).

По химическому составу изученные метавулканиты относятся к магнезиальным дацитам-трахидацитам повышенной щелочности: $\text{SiO}_2 = 64$ мас.%; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6.7\text{--}7.6$ мас.%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.9$; $\#mg = 45\text{--}48$ (табл. 1, рис. 5а, 5б, 8). Особенностью их химического состава является обогащение Ва (900–1300 мкг/г), Sr (в среднем 650 мкг/г), LREE (в среднем: $(\text{La}/\text{Yb})_n = 20$, La = 38 мкг/г) и ярко выраженные Nb- и Ti-минимумы на спайдер-диаграммах (рис. 5в, 9).

Таблица 1. Содержания главных (мас. %) и редких (мкг/г) элементов в неoarхейских средне-кислых вулканитах (1–7) зеленокаменных поясов Центрально-Карельского домена в сравнении с представительными анализами состава пород толщи полимиктовых конгломератов суккозерской свиты Гимольско-Суккозерского пояса (8, 9), а также со средними составами неoarхейских ТТГ Центрально-Карельского домена (10) и санукитоидов среднекислого состава ($\text{SiO}_2 > 55$ мас.%) Карельской провинции (11, 12).

Район	Центрально-Карельский домен							
Структура	Мегриярви		Сяргозеро	Ондозеро			Среднее для домена	
Порода	Метавулканыты							
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	
№ пробы	13/14	15/14	37/14a	452e	935a-85	592	59/38*	Ст. откл.
SiO ₂	64.08	64.26	65.44	60.8	66.75	68.69	65.29	2.55
TiO ₂	0.45	0.51	0.41	0.71	0.41	0.39	0.54	0.16
Al ₂ O ₃	17.61	16.50	18.12	17.35	17.24	16.37	16.41	1.30
FeO _{tot}	3.64	4.57	2.74	6.23	3.51	2.48	4.06	1.23
MnO	0.06	0.08	0.03	0.11	0.04	0.06	0.08	0.03
MgO	1.86	2.10	0.85	1.84	0.90	0.63	1.71	0.73
CaO	3.24	3.58	3.16	3.9	2.98	2.44	3.16	0.94
Na ₂ O	3.99	3.56	5.53	4.59	4.59	4.19	4.22	0.97
K ₂ O	3.58	3.19	1.96	2.43	2.44	3.01	2.72	0.84
P ₂ O ₅	0.13	0.18	0.19	0.8	0.24	0.11	0.19	0.10
Ппп	0.99	0.97	1.35	1.11	0.88	0.12	1.02	0.18
mg#	0.48	0.45	0.36	0.35	0.31	0.31	0.42	
Rb	92	107	39	102	61	79	100	35
Sr	641	671	836	1051	618	555	731	304
Ba	1290	910	1100	1621	1265	1003	1043	425
Y	14.9	16.5	5.95	35	13	11	12	8
Zr	104	181	155	282	290	221	182	128
Nb	7.23	6.71	4.82	12	3.48	8	11.4	7.0
Th	10	11	4.43	15	16	11	9.4	3.8
U	2.74	2.91	1.26		1.09		2.06	0.83
Cr	22.6	27.1	16.1		4.58		62	44
Ni	12.7	16	9.4		6.11		25	18
V	76.9	87.4	41.3		36.1		80	27
La	35.8	39.1	31.3		79.2		30.0	17.1
Ce	70.6	70.6	61.5		156		56.0	32.5
Pr	8.33	8.74	7.86		16.7		9.7	3.46
Nd	30.6	33.5	28.9		62.9		23.8	12.7
Sm	4.75	4.64	5.07		8.38		4.23	1.47
Eu	1.48	1.38	1.58		1.39		1.10	0.30
Gd	3.82	4.4	3.55		6.99		4.28	1.30
Tb	0.54	0.58	0.38		0.63		0.40	0.10
Dy	2.66	2.9	1.2		2.77		2.21	0.56
Ho	0.5	0.54	0.18		0.43		0.37	0.12
Er	1.57	1.50	0.41		1.08		1.02	0.39
Tm	0.25	0.20	0.05		0.14		0.15	0.06
Yb	1.24	1.51	0.29		0.90		0.98	0.44
Lu	0.20	0.23	0.03		0.15		0.16	0.07
PЗЭ	162	170	142		338		134	
Sr/Y	43	41	141	30	48	51	89	
(La/Yb) _n	20	18	74		60		21	
Eu/Eu*	1.04	0.93	1.09		0.54		0.79	
K ₂ O/Na ₂ O	0.90	0.90	0.35	0.53	0.53	0.72	0.64	
K ₂ O+Na ₂ O	7.6	6.7	7.5	7.0	7.0	7.2	6.9	
Ссылка	1	1	1	1	1	1	2	

Таблица 1. Окончание

Район	Центрально-Карельский домен				Карельская провинция			
Структура	Суккозеро		Среднее		Среднее			
Порода	Конгломераты		ТТГ		Санукитоиды			
	Прослой bt-qtz-pl- сланца	Галька плаггио- порфира			Умереннощелочные		Нормальнощелочные	
	8	9	10		11		12	
№ пробы	430/1	C2013c	72/64*	<i>Ст. откл.</i>	186/146/49**	<i>Ст. откл.</i>	242/238/73**	<i>Ст. откл.</i>
SiO ₂	66.14	64.29	68.87	2.65	62.31	4.40	65.1	2.64
TiO ₂	0.59	0.47	0.34	0.14	0.52	0.20	0.50	0.13
Al ₂ O ₃	15.96	15.91	16.25	1.18	15.85	0.96	15.7	0.59
FeO _{tot}	4.39	6.05	2.82	1.05	4.46	1.71	4.1	1.05
MnO	0.08	0.11	0.05	0.04	0.12	0.29	0.09	0.05
MgO	1.80	2.06	0.94	0.57	2.78	1.59	2.4	0.86
CaO	2.85	2.65	3.08	0.61	3.37	1.60	3.6	0.93
Na ₂ O	3.39	4.58	4.73	0.77	5.26	1.01	4.4	0.62
K ₂ O	2.68	2.07	1.72	0.68	3.57	0.98	2.6	0.59
P ₂ O ₅	0.17	0.22	0.13	0.07	0.25	0.10	0.21	0.08
Ппп	1.40	0.68	0.77	0.34	0.80	0.27	1.2	0.50
mg#	0.42	0.38	0.35		0.50		0.49	
Rb	82	74	55	29	93	28	88	25
Sr	733	621	571	143	1214	397	711	188
Ba	1240	842	705	472	1765	577	1062	270
Y	12.7	18.2	8.5	4.2	19	7.5	13	3.6
Zr	129	162	151	77	171	75	143	43
Nb	4.96	5.11	6.2	3.6	9.47	4.3	7.0	2.8
Th	11.0	14.1	8.9	6.3	12.3	8.8	8.5	3.2
U	2.16	3.56	0.52	0.42	2.4	1.7	1.6	1.0
Cr	153	78	73	39	98	75	71	35
Ni	55	61	22	10	41	27	29	19
V	111	101	58	28	96	48	76	29
La	49.2	65.3	30.5	22.0	68.6	38.2	27.0	9.93
Ce	88.1	102	56.1	37.2	148	81.7	51.7	19.4
Pr	10.1	14.8	2.25	1.14	19.8	8.74	6.86	1.46
Nd	39.5	55.3	23.9	15.3	67.0	34.1	22.8	9.51
Sm	6.34	9.54	3.81	2.12	10.8	5.43	4.05	1.52
Eu	1.47	1.85	0.87	0.46	2.75	1.31	0.87	0.42
Gd	5.20	6.38	1.33	0.89	8.59	3.85	3.84	0.94
Tb	0.57	0.71	0.38	0.19	0.87	0.39	0.41	0.14
Dy	2.60	3.28	0.86	0.69	3.67	1.41	2.16	0.59
Ho	0.49	0.62	0.15	0.12	0.59	0.22	0.38	0.10
Er	1.09	1.66	0.43	0.34	1.51	0.57	1.00	0.30
Tm	0.19	0.24	0.06	0.05	0.21	0.11	0.14	0.04
Yb	1.21	1.50	0.37	0.17	1.17	0.45	0.92	0.28
Lu	0.17	0.23	0.07	0.05	0.16	0.04	0.15	0.05
P3Э	206	263	121		334		122	
Sr/Y	58	34	82		60		57	
(La/Yb) _n	28	31	57		32		23	
Eu/Eu*	0.77	0.68	0.96		0.79		0.82	
K ₂ O/Na ₂ O	0.79	0.45	0.36		0.71		0.59	
K ₂ O+Na ₂ O	6.1	6.7	6.4		8.8		7.0	
Ссылка	1	3	4		5		6	

Примечание. Ссылки: 1 – настоящая работа, 2 – Чекулаев и др., 2018; 3 – Кучеровский и др., 2023; 4 – Чекулаев и др., 2022; 5 – умереннощелочные санукитоиды, массивы: Панозеро, Шаравалампи, Сяргозеро, Хаутаваара, Эльмус, Хижьярви, Бергаул – данные авторов, частично опубликованные в (Lobach-Zhuchenko et al., 2005, 2008; Бибикина и др., 2006; Егорова, Лобиков, 2013; Егорова, 2014), а также (Дмитриева, 2012, 2015; Дмитриева и др., 2021; Слюсарев и др., 2001); Пяозеро, Бергаул (Ларионова и др., 2007); 6 – нормальнощелочные санукитоиды, массивы: Кургенлампи, Нюк, Тулос, Ялонваара, Чалка – данные авторов, частично опубликованные в (Чекулаев и др., 2004; Лобач-Жученко и др., 2005; Егорова, 2014), а также Дмитриева и др., 2021 (Чалка); Большозеро (Самсонов и др., 2001), Восточная Финляндия: Арола, Лосо, Иломантсиярви, Сисманьярви, Куйттила, Тасанваара, Койтере, Куусамо, Каапинсалми – по (O'Brien et al., 1993; Halla, 2005; Käruaho, 2006; Neilimo et al., 2011). (*) – соотношение количества анализов на содержание главных и редких элементов, (**) – главных/редких/редкоземельных элементов, используемых для расчета средних значений.

Рис. 5. Парные диаграммы, показывающие геохимические особенности метадацитов Мегриярви в сравнении с неоархейскими метавулканитами других зеленокаменных структур Центрально-Карельского домена и Тикшозерского пояса, а также с полями составов архейских пород Карельской провинции: мезоархейских вулканитов среднекислого состава, архейских ТТГ и санукитоидов.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон из метадацита (проба 13/14) Мегриярвинской структуры представлен идиоморфными и субидиоморфными призматическими и коротко-призматическими кристаллами, облик которых определяется комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {211} (рис. 6, I–IV). Зерна непрозрачные и полупрозрачные, редко прозрачные, светло-коричневого цвета. Наиболее прозрачные кристаллы сконцентрированы преимущественно в мелких размерных фракциях. Кристаллы часто содержат метамиктные центральные зоны мощностью до 80%. Циркон характеризуется сравнительно слабой люминесценцией и тонкой осцилляторной зональностью (рис. 6, V–VIII).

Рис. 6. Микрофотографии кристаллов циркона из метадацита (проба 13/14) Мегриярвинской структуры, выполненные на СЭМ TESCAN VEGA 3 в режимах вторичных электронов (I–IV) и катодолюминесценции (V–VIII).

Для U–Pb геохронологических исследований выбраны наиболее “чистые” и прозрачные кристаллы из размерной фракции 50–75 мкм, подвергнутые “химической абразии” – предварительному высокотемпературному отжигу в течение 48 ч при $T = 850^{\circ}\text{C}$ и последующей кислотной обработке с экспозицией от 2 до 4 ч при температуре 180 или 220°C (табл. 2). В результате “химической абразии” циркон интенсивно растворялся и фрагментировался. Полученный после кислотной обработки остаток циркона характеризуется низким содержанием примесного “обыкновенного” свинца и конкордантным или незначительно дискордантным ($D < 2\%$) возрастом (табл. 2, рис. 7). Конкордантная оценка возраста по точке 4 соответствует 2735 ± 6 млн лет (СКВО = 0.061,

вероятность 0.81). Точки изотопного состава циркона 1–4 образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует 2736 ± 2 млн лет (СКВО = 1.5, нижнее пересечение практически отвечает нулю).

Рис. 7. Диаграмма с конкордией для циркона из метадацита (проба 13/14) Мегриярвинской структуры. Номера точек соответствуют номерам в табл. 2.

Морфологические особенности и внутреннее строение кристаллов свидетельствуют о магматическом происхождении изученного циркона. Полученное значение возраста (2735 ± 6 млн лет) можно считать наиболее точной оценкой возраста кристаллизации метадацита (проба 13/14) Мегриярвинской структуры.

Таблица 2. Результаты U–Pb изотопных исследований циркона

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	U/Pb	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	50–75, 49 з., ВО, кисл.обр. = 2.0 (220°C)	1.59	986	0.1896 ± 1	0.1872 ± 1	13.6598 ± 205	0.5224 ± 5	0.95	2726 ± 4	2710 ± 3	2739 ± 1
2	50–75, 44 з., ВО, кисл.обр. = 4.0 (180°C)	1.62	1464	0.1894 ± 1	0.1800 ± 1	13.4781 ± 270	0.5161 ± 10	0.98	2714 ± 5	2683 ± 5	2737 ± 1
3	50–75, 1 з., ВО, кисл.обр. = 4.0 (180°C)	1.59	168	0.1891 ± 6	0.1721 ± 1	13.9077 ± 695	0.5334 ± 16	0.75	2743 ± 14	2756 ± 8	2734 ± 5
4	50–75, 41 з., ВО, кисл.обр. = 4.0 (180°C)	1.62	6797	0.1892 ± 1	0.1702 ± 1	13.7803 ± 139	0.5282 ± 5	0.97	2735 ± 3	2734 ± 3	2736 ± 1

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл.обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы) и температурой (°C). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

РЕЗУЛЬТАТЫ Sm–Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Измерения изотопного состава Sm и Nd выполнены для двух образцов метадацитов Мегриярвинской структуры Гимольско-Суккозерского пояса и близкого по составу образца метадацита Сяргозерской структуры Западно-Сегозерского пояса (табл. 3). Для удобства сравнения, значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ рассчитаны на полученный возраст для метадацитов Мегриярви

– 2735 млн лет. Для метадацитов Мегриярви значения $\epsilon_{Nd}(2.735) = +0.5$ и $+0.8$ и немного ниже для метадацита Сяргозера – $\epsilon_{Nd}(2.735) = -0.2$. Рассчитанный модельный возраст (по модели DePaolo, 1981) для метадацитов Мегриярви и Сяргозера равен 2.83–2.85 и 2.91 млрд лет соответственно (табл. 3). В таблице 3 дополнительно приведен Sm–Nd изотопный состав матрикса неоархейских полимиктовых конгломератов Гимольско-Суккозерского пояса, для которых неоархейские метадациты предполагаются в качестве источника обломочного материала (Кучеровский и др., 2023). Для матрикса конгломерата получен слегка более молодой модельный возраст – 2.78 млрд лет и более высокое значение $\epsilon_{Nd}(2.735) = +1.4$, в сравнении с метадацитами.

Таблица 3. Sm–Nd изотопные данные для метадацитов и матрикса полимиктовых конгломератов неоархейских Западно-Сегозерского (1) и Гимольско-Суккозерского (2–4) зеленокаменных поясов Центрально-Карельского домена

№ п/п	№ обр.	Порода	Район	Sm, мкг /г	Nd, мкг /г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd}(2.735)$	$t_{Nd(DM)}$, млрд лет
1	37/14a	метадацит	оз. Сяргозера	5.30	30.4	0.1052	0.510976	–0.2	2.91
2	13/14	метадацит	оз. Мегриярви	4.79	28.4	0.1021	0.510958	+0.5	2.85
3	15/14	метадацит	оз. Мегриярви	5.59	33.1	0.1021	0.510971	+0.8	2.83
4	C2013	матрикс конгломерата	пос. Суккозера	6.10	41.3	0.0898	0.510780	+1.4	2.78

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение составов метадацитов структуры Мегриярви с составами неоархейских среднекислых метавулканитов поясов западной (Хедозера-Большозера, Иломантси) и восточной (Сяргозера, Ондозера, Тикшозера) окраин Центрально-Карельского домена показало их большое сходство (табл. 1, рис. 5, 8–10). Неоархейские метаандезиты и метадациты существенно отличаются от мезоархейских аналогов более высокими концентрациями щелочей (особенно K), Ba и Sr (рис. 5, 8). Для архейских магматических пород одновременное обогащение Ba (> 500 мкг/г) и Sr (>500 мкг/г) является уникальной спецификой санукитоидной серии, в частности отличающей ее от пород ТТГ-ассоциации (Halla et al., 2009; Mouen, 2020). Изначально к санукитоидной серии архея были отнесены не только магниезиальные гранитоиды, обогащенные щелочами, крупноионными литофильными и легкими редкоземельными элементами, но и комплементарные по возрасту и составу вулканиты провинции Сьюпериор Канадского щита (Shirey, Hanson, 1984), позднее эта связь была показана и для санукитоидов Бунделкхандского кратона в Индии (Slabunov, Singh, 2020).

Санукитоиды – это первые в геологической истории Карельской провинции породы повышенной щелочности. По степени обогащения щелочами, крупноионными литофильными и легкими редкоземельными элементами они делятся на *умереннощелочную* и *нормальнощелочную* группы (Егорова, 2014). Последняя имеет промежуточный состав между ТТГ и умереннощелочными санукитоидами (рис. 5, 8, 9). Сравнение состава неогархейских средне-кислых метавулканитов с составом гранитоидных разностей пород ($\text{SiO}_2 > 55$ мас.%) санукитоидной серии Карельской провинции (табл. 1, рис. 5, 8, 9) показало, что большая часть неогархейских метавулканитов близки по химическому составу, в том числе по содержанию щелочей, Ba (500–1500 мкг/г) и Sr (500–1000 мкг/г), к нормальнощелочной группе санукитоидов. Неогархейские ТТГ Центрально-Карельского домена также показывают повышенные концентрации Ba и Sr (табл. 1), что отличает их от мезогархейских ТТГ (Чекулаев и др., 2022). Из этого следует, что обогащение Ba и Sr характерно для всего спектра неогархейских средне-кислых магматических пород Центрально-Карельского домена.

Рис. 8. Соотношение содержаний главных элементов и магнезиальности относительно SiO_2 для неогархейских метавулканитов средне-кислого состава Центрально-Карельского домена и Тикшозерского пояса.

Для сравнения показаны поля составов архейских пород Карельской провинции: мезогархейских вулканитов средне-кислого состава, архейских ТТГ и санукитоидов Карельской провинции. Источники данных те же, что и на рис. 5.

Рис. 9. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в неогархейских метаандезидацитах, метадацитах и метаграувакках зеленокаменных поясов Центрально-Карельского домена и обрамления, содержания нормированы на таковые в хондрите CI (а, в) и примитивной мантии (б, г) по (Sun, McDonough, 1989). Для сравнения показаны поля составов неогархейских санукитоидов и ТТГ Центрально-Карельского домена.

Санукитоиды умереннощелочной группы (Егорова, 2014) отличаются существенно более высокими концентрациями Ba (до 3500 мкг/г) и Sr (до 2500 мкг/г), а также щелочей, особенно K, и легких РЗЭ (табл. 1, рис. 5, 8, 9).

Другим отличием санукитоидов от ТТГ является более высокое содержание MgO , Cr, Ni и индекс #mg (Shirey, Hanson, 1984; Moyen, 2020). Анализ составов различных архейских средне-кислых магматических пород Карельской гранит-зеленокаменной области показал (табл. 1, рис. 8), что в среднем в санукитоидах содержания MgO , Cr, Ni и индекс #mg выше, чем в вулканитах и ТТГ, но эти параметры сильно варьируют, и в общем поле составов различия не являются столь очевидными (рис. 8).

Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в неогархейских метадацитах рассматриваемых зеленокаменных поясов очень похожи на спектры составов

неоархейских санукитоидов и ТТГ Центрально-Карельского домена (рис. 9). Для всех рассмотренных пород характерно обогащение крупноионными литофильными элементами (К, Ва, Sr) и легкими РЗЭ, минимумы по высокозарядным элементам (Nb, Zr, Hf, Ti) и Р; Eu-аномалия отсутствует или выражена слабо. Однако очевидно, что умереннощелочные санукитоиды на порядок больше обогащены РЗЭ (особенно легкими), Ва и Sr, хотя наблюдается перекрытие в области составов санукитоидов и Ва–Sr вулканитов (рис. 9).

Рассмотренные неоархейские Ва–Sr вулканиты разных тектонических структур Центрально-Карельского домена и Тикшозерского пояса также имеют сходный изотопный состав неодима (рис. 10). На диаграмме $\epsilon_{Nd}(t)$ –возраст большая часть вулканитов попадает в поле эволюции составов неоархейских ТТГ Центрально-Карельского домена. Для вулканитов пояса Хатту наблюдается более широкий разброс значений $\epsilon_{Nd}(2.74)$ от -2.6 до $+1.3$ (Nuhma et al., 2012б). Сравнение значений $\epsilon_{Nd}(t)$ для неоархейских вулканитов с полем составов санукитоидов (рис. 10) также показало их сходство с нормальнощелочной группой. Умереннощелочные санукитоиды характеризуются менее радиогенным изотопным составом неодима. В целом как вулканиты, так и санукитоиды в основной массе имеют невысокие положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ и вместе с ТТГ характеризуют неоархейский этап формирования новой континентальной коры. При этом в составе и тех, и других присутствуют породы с пониженными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, что может свидетельствовать о контаминации древним коровым материалом. Стоит иметь в виду, что, при широкой вариации значений $\epsilon_{Nd}(t)$, отклонение в область положительных и/или отрицательных значений может быть обусловлено нарушением Sm–Nd изотопной системы породы, как это было показано для сумийских базальтовых андезитов в (Арестова и др., 2023).

Рис. 10. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(t)$ –возраст для неоархейских метаандезидацитов и метадацитов Центрально-Карельского домена и Тикшозерского пояса, а также матрикса полимиктовых конгломератов Гимольско-Суккозерского пояса. Для сравнения показаны поля составов неоархейских санукитоидов и области эволюции изотопного состава неодима архейских ТТГ Карельской провинции.

Подводя итог сравнительного анализа, можно заключить, что неоархейские Ва–Sr средне-кислые вулканиты зеленокаменных структур Центрально-Карельского домена и Тикшозерского пояса сопоставимы по возрасту, химическому и Sm–Nd изотопному составу с нормальнощелочной группой санукитоидов Карельской провинции и, возможно, являются их эффузивными аналогами. И те, и другие можно считать переходным типом пород между ТТГ и умереннощелочной группой санукитоидов, что может отражать

близкое по времени плавление гетерогенной литосферы на разных уровнях и смешение в разных пропорциях вещества из обогащенного мантийного и необогащенного корового источников. Ва–Sr средне-кислые вулканиты отличаются от санукитоидов большим разбросом значений индекса магнезиальности и меньшими концентрациями Sr и Ni, что может быть связано как с большей степенью фракционирования первичной магмы, так и с изначально меньшим вкладом мантийной компоненты.

Эти геохимические особенности, в том числе обогащение Ва и Sr, также характерны и для большинства неоархейских метатерригенных пород Карельской провинции (O'Brien et al., 1993; Чекулаев, Арестова, 2020; Слабунов и др., 2021) (рис. 9), в частности для толщи неоархейских полимиктовых конгломератов суккозерской свиты Гимольско-Суккозерского пояса (табл. 1, рис. 5, 8–10) (Кучеровский и др., 2023). В конгломератах в целом преобладают окатанные обломки ТТГ, но также в значительном количестве присутствуют деформированные обломки порфиroidных пород, по структуре и химическому составу аналогичных неоархейским метадацитам (табл. 1; Кучеровский и др., 2023). Такие же породы образуют прослои мощностью до 1–2 м в толще конгломератов. Некоторые особенности их состава (значения индекса зрелости CIA < 55; Nesbitt, Young, 1982) и отрицательные значения функции DF(x) (Великославинский и др., 2013; Кучеровский и др., 2023) подтверждают их вулканическую природу. Близкие U–Pb оценки возраста циркона из толщи полимиктовых конгломератов суккозерской свиты и метадацитов межезерской свиты (рис. 2, 3), а также общие геохимические особенности и Sm–Nd изотопный состав пород (табл. 1, 3; рис. 5, 8–10) позволяют предположить субсинхронное формирование вулканитов межезерской свиты и терригенных пород суккозерской свиты Гимольско-Суккозерского пояса 2.75–2.73 млрд лет назад. Ранее аналогичный вывод был сделан для вулканитов и терригенных осадков гимольской серии Костомукшской структуры (Слабунов и др., 2021).

Близкие оценки времени формирования неоархейских вулканических и осадочных пород в разных структурах Карельской провинции (рис. 3) позволяют предположить формирование всего неоархейского супракрустального комплекса (ранее гимольской серии): конгломератов, вулканитов, хемогенных и терригенных осадков – параллельно в интервале 2.76–2.71 млрд лет назад в условиях внутрикратонного осадочного бассейна переменной глубинности при *нерегулярной* вулканической и тектонической активности.

О режиме внутриконтинентального бассейна свидетельствуют: 1) залегание неоархейских супракрустальных пород на площадных корах выветривания, переходящих в грубообломочные базальные комплексы конгломератов, гравелитов и граувакк; 2)

субсинхронное осадконакопление и/или вулканизм на обширной территории: в западной, центральной и северо-восточной частях кратона.

ВЫВОДЫ

Возраст метадацитов межезерской свиты Мегриярвинской структуры Гимольско-Суккозерского пояса Центрально-Карельского домена Фенноскандинавского щита составляет 2735 ± 6 млн лет и согласуется с полученными ранее данными для северной части пояса.

Изученные метадациты Мегриярвинской структуры южной части Центрально-Карельского домена близки по возрасту, структурно-текстурным особенностям и составу к метавулканитам средне-кислого состава как западной (Иломанси, Хедозеро-Большозеро), так и восточной (Сяргозеро, Ондозеро) окраин Центрально-Карельского домена, а также Тикшозерского зеленокаменного пояса на северо-восточной границе Беломорской провинции с Центрально-Карельским доменом.

Проанализированные неоархейские метаандезидациты и метадациты существенно отличаются от мезоархейских и протерозойских аналогов, в первую очередь, повышенными концентрациями Ва (500–1500 мкг/г) и Sr (250–1000 мкг/г). Для них также характерны обогащение щелочами, особенно К, легкими РЗЭ, минимумы Nb, Zr, Hf, Ti, Р и отсутствующая или слабо выраженная Eu-аномалия на спайдер-диаграммах.

По возрасту, химическому и Sm–Nd изотопному составу они близки к нормальнощелочной группе санукитоидов Карельской провинции и могут являться их эффузивными аналогами. Однако они существенно отличаются от примитивных умереннощелочных санукитоидов более низкими концентрациями щелочей, особенно К, РЗЭ (особенно легких), Ва и Sr, а также MgO, Cr, Ni и индексом #mg.

Неоархейские Ва–Sr метаандезидациты и метадациты зеленокаменных поясов Центрально-Карельского домена имеют преимущественно положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ и вместе с неоархейскими ТТГ и санукитоидами характеризуют неоархейский этап формирования новой континентальной коры.

Близкие возраст и геохимические особенности состава пород толщи полимиктовых конгломератов (плагиопорфировые гальки, матрикс, прослои биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев) суккозерской свиты и метавулканитов межезерской свиты Гимольско-Суккозерского пояса могут указывать на субсинхронность вулканизма и осадконакопления в данной структуре в начале неоархея.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Госзадания (тема FMUW - 2022-0004) с использованием оборудования ЦКП “АИРИЗ” (Кузнецов и др., 2022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Сумийские базальты и базальтовые андезиты Карельской провинции Фенноскандинавского щита: геологическое положение, состав, условия образования // Геология и геофизика. 2023. Т. 64 (5). С. 619–644.

<https://doi.org/10.15372/GiG2022133>.

Бибикова Е.В., Бергман И.А., Грачева Т.В., Макарова В.А. Архейский возраст железорудных формаций Карелии // Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977. С. 25–32.

Бибикова Е.В., Арестова Н.А., Иваников В.В., Клаэссон С., Левченков О.А., Петрова А.Ю. Изотопная геохронология посттектонической ассоциации санукитоидов, сиенитов и гранитоидов в архее центральной Карелии // Петрология. 2006. № 1. С. 44–55.

Богданов Ю.Б., Робонен В.И. Результаты деятельности Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, 24–26 мая 2011 г. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2011. С. 56–65.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминационного анализа // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.

Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Ред. Кратц К.О. Л.: Наука, 1969. 226 с.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Володичев О.И., Голованова Л.С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций. Л.: Наука, 1991. 173 с.

Дмитриева А.В. Новые данные по геохимии и минералогии Сяргозерского умереннощелочного комплекса (Центральная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2012. № 15. С. 102–115.

Дмитриева А.В. Геохимические особенности интрузивных пород Эльмусской структуры и их рудоносность // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XXVI Молодежной научной конференции памяти А.П. Кратца и акад. Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск, 2015. С. 89–92.

Дмитриева А.В., Гордон Ф.А., Лепехина Е.Н., Загорная Н.Ю. Неоархейские гранитоиды Хаутаваарской структуры, Карелия: плавление гетерогенной литосферы аккреционного орогена // *Петрология*. 2021. Т. 29. № 3. С. 309–336.

<https://doi.org/10.31857/S0869590321020035>

Егорова Ю.С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. С.-Петербург, 2014. 209 с.

Егорова Ю.С., Лобиков А.Ф. Изотопный состав свинца и неодима санукитоидов Карелии как свидетельство их гетерогенной природы // *Докл. АН*. 2013. Т. 453. № 2. С. 196–200.

Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия). Отв. ред. Горьковец В.Я., Шаров Н.В. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. 322 с.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Л.: Наука, 1963. 210 с.

Кузнецов А.Б., Зайцева Т.С., Сальникова Е.Б. Центр коллективного пользования “АИРИЗ” (ИГГД РАН, Санкт-Петербург): научное оборудование, основные направления исследований и результаты // *Геодинамика и тектонофизика*. 2022. Т. 13. № 2. 0584.

Кучеровский Г.А., Чекулаев В.П., Кузнецов А.Б., Егорова Ю.С., Арестова Н.А., Зайцева Т.С., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В. U–Pb возраст детритового циркона из матрикса раннедокембрийских полимиктовых конгломератов Центрально-Карельского домена Карельской провинции Фенноскандинавского щита // *Докл. РАН*. 2023. Т. 509. № 2. С. 24–35.

Ларионова Ю.А., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm–Nd и Rb–Sr изотопно-геохимические данные // *Петрология*. 2007. Т. 15. № 6. С. 571–593.

Левченков О.А., Богданов Ю.Б., Матреничев В.А., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Макеев А.Ф. Новые данные о возрасте вулканитов лопия Карелии // *Материалы 3-го Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия”*. Апатиты, 2000. С. 143–145.

Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Милькевич Р.И., Левченков О.А., Сергеев С.А. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2000а. Т. 8. № 4. С. 319–326.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000б. № 6. С. 26–42.

Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Геохимия и изотопный состав неодима позднеархейских высокомагнезиальных гранитоидов Костомукшского блока западной Карелии, Балтийский щит // Геохимия. 2005. № 6. С. 579–598.

Максимов А.В., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Коссовая О.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35),36 – Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 400 с.

Мыскова Т.А., Львов П.А. История формирования Хедозеро-Большозерской структуры Балтийского щита в свете новых геохимических и геохронологических данных // Труды Карельского НЦ РАН. 2019. № 10. С. 1–25.

Мыскова Т.А., Львов П.А. Супракрустальные образования разновозрастных архейских зеленокаменных структур Карельского кратона Фенноскандинавского щита на границе со Свекофеннским блоком: состав, возраст, происхождение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 1. С. 3–32.

Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов П.А., Житникова И.А. Неоархейские вулканиты Хедозеро-Большозерской зеленокаменной структуры Центральной Карелии: состав, возраст и тектоническая обстановка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 2. С. 3–32.

Мыскова Т.А., Никонова А.С., Никонов К.А., Житникова И.А., Львов П.А. Кичанская островодужная система архея (новые геохимические и изотопно-геохронологические доказательства) // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 103–106.

<https://doi.org/10.17076>

Негруца В.З. Проблемы стратиграфии нижнего докембрия России (историко-методологический анализ) // Литосфера. 2011. № 1. С. 3–19.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Ред. Митрофанов Ф.П., Негруца В.З. Апатиты, 2002. 13 с.

Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. Глебовицкий В.А. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm–Nd, Rb–Sr, K–Ar, U–Pb) при щелочном метасоматозе (фенниты экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049.

Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможная Н.Г., Щипанский А.А., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Конилов А.Н. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-

Западной Карелии, Балтийский щит: результаты петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.

Самсонов А.В., Бибикова Е.В., Ларионова Ю.О., Петрова А.Ю., Пухтель И.С. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 495–529.

Слабунов А.И., Хёлтта П., Шаров Н.В., Нестерова Н.С. 4-D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 13–21.

Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Егоров А.В., Кулешевич Л.В., Кевлич В.И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // Геохимия. 2021. Т. 66. № 4. С. 291–307.

<https://doi.org/10.31857/S0016752521040063>

Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Павлов Г.М., Лавров М.М., Земцов В.А. Субщелочной магматизм района Сяргозеро // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2001. № 3. С. 66–86.

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 359 с.

Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии // Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН. СССР. 1977. Вып. 36. 216 с.

Чекулаев В.П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 1996. 42 с.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А. Архейские метатерригенные осадочные породы Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, источники сноса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 3–25.

Чекулаев В.П., Баянова Т.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Левкович Н.В. О возрасте высоко-Mg гранитоидов Ньюкозерского массива, Карелия // Докл. АН. 2004. Т. 394. № 1. С. 101–104.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Изменение условий формирования коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неогархею: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 3. С. 3–23.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С. Архейская тоналит-гранодиоритовая ассоциация Карельской провинции: геология, геохимия, этапы и условия образования // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 4. С. 3–21.

Чернов В.М., Стенарь М.М. Стратиграфия карельских образований западной Карелии // Труды Карельского филиала АН СССР. 1960. Вып. 26. С. 29–45.

Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970. 284 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Bibikova E., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U–Th–Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.

DePaolo D.J. Neodimium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291. P. 684–687.

Halla J. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in southern Karelian Domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust–mantle interactions // Lithos. 2005. V. 79. P. 161–178.

Halla J., van Hunen J., Heilimo E., Hölttä P. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics // Precambrian Res. 2009. V. 174. P. 155–162.

Heilimo E., Halla J., Hölttä P. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland) // Lithos. 2010. V. 115. P. 27–39.

Heilimo E., Halla J., Huhma H. Single-grain zircon U–Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province // Lithos. 2011. V. 121. P. 87–99.

Heilimo E., Halla J., Andersen T., Huhma H. Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf–Nd–Pb–O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield // Precambrian Res. 2013. V. 228. P. 250–266.

Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. The Archean of the Karelia Province in Finland // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 2012. V. 54. P. 21–73.

Huhma H., Manttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. The age of the Archaean greenstone belt of Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 2012a. V. 12. P. 73–174.

Huhma H., Kontinen A., Mikkola P., Halkoaho T., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Luukkonen E., Mutanen T., Peltonen P., Pietikäinen K., Pulkkinen A. Nd isotopic evidence for Archaean crustal growth in Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 2012b. V. 12. P. 175–212.

Järvinen V., Karampelas N., Rämö O.T., Halkoaho T., Mikkola P., Lahaye Ya. Secular change of tectonic setting in the Archean Takanen greenstone belt, northeastern Karelia Province, Fennoscandian Shield // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 2023. V. 95 (part 2). P. 107–134.
<https://doi.org/10.17741/bgsf/95.2.002>

Käpyaho A. Whole-rock geochemistry of some tonalite and high Mg/Fe gabbro, diorite, and granodiorite plutons (sanukitoid suite) in the Kuhmo district, Eastern // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 2006. V. 78. P. 121–141.

Käpyaho A., Mänttari I., Huhma H. Growth of Archaean crust in the Kuhmo district, eastern Finland: U–Pb and Sm–Nd isotope constraints on plutonic rocks // *Precambrian Res.* 2006. V. 146. P. 95–119.

Kovalenko A.V., Clemens J.D., Savatkov V.M. Sm–Nd and Rb–Sr isotopic data in the sanukitoid intrusions of Karelia, Baltic Shield: implications for their genesis and lithospheric evolution // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 147–160.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.

Lehtonen E., Heilimo E., Halkoaho T., Käpyaho A., Holttä P. U–Pb geochronology of Archaean volcanic-sedimentary sequences in the Kuhmo greenstone belt, Karelia Province – Multiphase volcanism from Meso- to Neoarchaeon and a Neoarchaeon depositional basin? // *Precambrian Res.* 2016. V. 275. P. 48–69

<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2015.12.002>

Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Kovalenko A.V., Ivanikov V.V., Guseva N.S., Sergeev S.A., Matukov D.I., Jarvis K.E. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 107–128.

Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P., Savatkov V.M., Kovalenko A.V., Martin H., Guseva N.S., Arestova N.A. Petrology of a Late Archaean, highly potassic, sanukitoid

pluton from the Baltic Shield: insights into Late Archean mantle metasomatism // *J. Petrol.* 2008. V. 49. № 3. P. 393–420.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 88–542. 1991. 35 p.

Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* 2003. V. 4.

Mattinson J.M. Zircon U–Pb chemical abrasion “CA-TIMS” method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages // *Chem. Geol.* 2005. V. 220. P. 47–66.

Mikkola P., Huhma H., Heilimo E., Whitehouse M. Archean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: constraints from geochemistry and isotopes of granitoids // *Lithos.* 2011. V. 125. P. 287–307.

Moyen J. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin // *Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics* Eds. Dey S., Moyen J.-F. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2020. V. 489.

<https://doi.org/10.1144/SP489-2018-34>

Myskova T.A., Nikonova A.S., Nikonov K.A., Zhitnikova I.A., Lvov P.A. Kichany Structure of the Archean Tiksheozero Greenstone Belt of the Fennoscandian: evidence from new geochemical and geochronological data // *Geochem. Int.* 2024. V. 62. № 9. P. 979–1003.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 299. P. 715–717.

O'Brien H., Huhma H., Sorjonen-Ward P. Petrogenesis of the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // *Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland.* *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 1993. V. 17. P. 147–184.

Shirey S.B., Hanson G.N. Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites // *Nature.* 1984. V. 310. P. 222–224.

Slabunov A.I., Singh V.K. Bundelkhand, Aravalli and Dharwar cratons (Indian Shield): comparison of Archean crustal evolution and location in the Kenorland Supercontinent structure // *Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences.* 2020. № 2. P. 5–17.

<https://doi.org/10.17076/geo1180>

Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // *Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern*

Finland. Eds. Nurmi P.A., Sorjonen-Ward P. Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 1993. V. 17. P. 9–102.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

Steiger R.H., Jager E. Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

<http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>.

Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S. U–Pb age determinations and sulfide Pb–Pb characteristics from the late Archaean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 1993. V. 17. P. 103–131.

Рецензенты А.М. Ларин, А.И. Слабунов, А.Б. Котов

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Рис. 1. Схемы геологического строения (а) Карельской гранит-зеленокаменной области Фенноскандинавского щита по (Лобач-Жученко и др., 2000б; Ранний..., 2005; Слабунов и др., 2011; Hölttä et al., 2012; Костомукшский..., 2015), с дополнениями авторов, и (б) северной и центральной частей Гимольско-Суккозерского пояса по (Горьковец и др., 1991), данным Госгеолкарты 1965 г. (1 : 200000), 2015 г. (1 : 1000000) и полевым материалам авторов.

Условные обозначения для рис. 1а: 1–7 – архей: 1 – нерасчлененные породы фундамента, преимущественно гранитоиды; 2 – санукитоиды (по Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Heilimo et al., 2011): а, б – нормально-щелочная группа (а – в масштабе схемы, б – вне масштаба), в – умеренно-щелочная группа; 3 – области существенной переработки архейской коры в протерозое; 4–6 – метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы зеленокаменных поясов с возрастом: 4 – 3.1–2.92 млрд лет, 5 – 2.88–2.74 млрд лет, 6 – 2.75–2.71 млрд лет; 7 – парагнейсовые пояса; 8 – протерозойские супракрустальные образования; 9 – палеозойские образования, 10 – тектонические структуры, в которых описаны Ba–Sr андезиты и дациты, 11 – границы доменов, 12 – государственная граница. На врезке деление Карельской провинции на домены по (Лобач-Жученко и др., 2000б). Положение санукитоидных интрузий по (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Ларионова и др., 2007; Егорова, 2014; Heilimo et al., 2010).

Условные обозначения для рис. 1б: 1–7 – архей: 1 – нерасчлененные породы фундамента, преимущественно ТТГ и мигматиты по ним; 2 – мигматизированные Vt-гнейсы; 3 – неoarхейские интрузии плагиомикроклиновых гранитов и гранодиоритов; 4–7 – метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы Гимольско-Суккозерского пояса: 4 – подушечные лавы метабазальтов (контокская серия по (Горьковец и др., 1991)); 5–7 – “гимольская серия” (“паданская толща” по (Максимов и др., 2015)); 5 – полимиктовые конгломераты (суккозерская свита), 6 – метавулканиты андезит-дацитового и риодацитового состава с прослоями метаосадочных пород (межезерская свита), 7 – преимущественно метаосадочные хемогенные (в том числе магнетитовые кварциты (BIF)) и терригенные породы (костомукшская и кадиозерская (сурлампинская) свиты); 8 – дайки и интрузии габбро; 9 – протерозойские супракрустальные образования; 10 – четвертичные образования; 11 – элементы залегания: а – слоистости, б – кристаллизационной сланцеватости и гнейсовидности; 12а – кристаллизационная сланцеватость, 12б – предполагаемые линии разломов. Кружком отмечено место отбора геохронологической пробы.

Рис. 2. Варианты общей стратиграфической колонки и корреляции сводных стратиграфических разрезов неoarхейских супракрустальных пород опорных районов: (а) на основе сопоставления современных геохронологических данных и представлений о геологическом строении района (Кратц, 1963; Чернов и др., 1970; Горьковец и др., 1991; Костомукшский..., 2015); (б) по результатам деятельности Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России (1984–2010) (Богданов, Робонен, 2011) и на основе современной легенды к Госгеолкарте 1000/3 (Максимов и др., 2015). Ссылки в скобках указывают на источник геологических и геохронологических данных, на основании которых построены колонки.

Рис. 3. Схема корреляции U–Pb (по циркону) геохронологических данных для неoarхейских вулканических и осадочных пород гимольского надгоризонта (левый столбец); для субвулканических и интрузивных пород (правый столбец), полученных: (а) классическим методом (TIMS), (б) SIMS, SHRIMP II, (в) SIMS, Nordsim, (г) LA-ICP-MS.

Ссылки на источник данных: (Би, 77) – Бибикина и др., 1977; (Би, 06) – Бибикина и др., 2006; (Ку, 23) – Кучеровский и др., 2023; (ЛЖ, 00) – Лобач-Жученко и др., 2000а; (Ле, 00) – Левченков и др., 2000; (Ма, 15) – Максимов и др., 2015; (М, Л, 19) – Мыскова, Львов, 2019; (Мы, 20) – Мыскова и др., 2020; (М, Л, 22) – Мыскова, Львов, 2022; (Мы, 22) – Мыскова и др., 2022; (Са, 01) – Самсонов и др., 2001; (Сл, 21) – Слабунов и др., 2021; (Ч, 04) – Чекулаев и др., 2004; (Bi, 05) – Bibikova et al., 2005; (He, 11) – Heilimo et al., 2011; (Hu, 12) – Huhma et al., 2012a; (J, 23) – Jarvinen et al., 2023; (L, 16) – Lehtonen et al., 2016; (V, 93)

– Vaasjoki et al., 1993. БП – Беломорская провинция. Названия пород указаны без приставки мета. Возраст приведен в млн лет.

Рис. 4. Микрофотографии шлифа метадацита Мегриярвинской структуры: в поляризованном (слева) и проходящем свете (справа).

Рис. 5. Парные диаграммы, показывающие геохимические особенности метадацитов Мегриярви в сравнении с неоархейскими метавулканитами других зеленокаменных структур Центрально-Карельского домена и Тикшозерского пояса, а также с полями составов архейских пород Карельской провинции: мезоархейских вулканитов среднекислого состава, архейских ТТГ и санукитоидов.

Источники данных: структура Мегриярви (Гимольско-Суккозерский пояс), Сяргозерская структура (Западно-Сегозерский пояс), Ондозерская структура (табл. 1, данные авторов); пояс Хатту (O'Brien et al., 1993); Пастаярвинская структура (Мыскова и др., 2022); Хедозерско-Большезерский пояс (Мыскова и др., 2020); Тикшозерский пояс (Мыскова и др., 2022; Myskova et al., 2024); среднекислые вулканиты мезоархея Западно-Карельского и Водлозерского доменов по (Чекулаев и др., 2018; неопубликованные данные); ТТГ по (Чекулаев и др., 2022; неопубликованные данные); ссылки на источники данных о составе санукитоидов даны в примечании к табл. 1.

Рис. 6. Микрофотографии кристаллов циркона из метадацита (пр. 13/14) Мегриярвинской структуры, выполненные на СЭМ TESCAN VEGA 3 в режимах вторичных электронов (I–IV) и катодолюминесценции (V–VIII).

Рис. 7. Диаграмма с конкордией для циркона из метадацита (проба 13/14) Мегриярвинской структуры. Номера точек соответствуют номерам в табл. 2.

Рис. 8. Соотношение содержаний главных элементов и магнезиальности относительно SiO_2 для неоархейских метавулканитов среднекислого состава Центрально-Карельского домена и Тикшозерского пояса.

Для сравнения показаны поля составов архейских пород Карельской провинции: мезоархейских вулканитов среднекислого состава, архейских ТТГ и санукитоидов Карельской провинции. Источники данных те же, что и на рис. 5.

Рис. 9. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в неоархейских метаандезидацитах, метадацитах и метаграувакках зеленокаменных поясов Центрально-Карельского домена и обрамления, содержания нормированы на таковые в хондрите CI (а, в) и примитивной мантии (б, г) по (Sun, McDonough, 1989). Для сравнения показаны поля составов неоархейских санукитоидов и ТТГ Центрально-Карельского домена.

1–3 – Ba–Sr метаандезидациты и метадациты: 1, 2 – Мегриярвинская структура Гимольско-Суккозерского пояса (1 – обр. 13/14, 2 – обр. 15/14, табл. 1), 3 – поле составов поясов:

Иломантси (Хатту и Пастаярвинская структуры), Хедозерско-Большезерского, Западно-Сегозерского (Сяргозерская структура), Тикшозерского; 4, 5 – метаосадочные породы: 4 – матрикс полимиктовых конгломератов Гимольско-Суккозерского пояса (Кучеровский и др., 2023), 5 – средний состав метаграувакк по (Чекулаев, Арестова, 2020). Источники данных для вулканитов, ТТГ и санукитоидов те же, что и на рис. 5. Сокращения: санукитоиды УЩ – санукитоиды умереннощелочные, санукитоиды НЩ – санукитоиды нормальнощелочные.

Рис. 10. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ –возраст для неоархейских метаандезидацитов и метадацитов Центрально-Карельского домена и Тикшозерского пояса, а также матрикса полимиктовых конгломератов Гимольско-Суккозерского пояса. Для сравнения показаны поля составов неоархейских санукитоидов и области эволюции изотопного состава неодима архейских ТТГ Карельской провинции.

Источники данных для метавулканитов и конгломератов: структуры Мегриярви, Сяргозеро, конгломераты суккозерской свиты – табл. 3; пояс Хатту (Nuhma et al., 2012b); Пастаярвинская структура (Мыскова, Львов, 2022); Хедозерско-Большезерский пояс (Мыскова и др., 2020); Тикшозерский пояс (Мыскова и др., 2022).

Поля санукитоидов оконтурены на основании данных из работ (Лобач-Жученко и др., 2000б; Самсонов и др., 2004; Ларионова и др., 2007; Егорова, Лобиков, 2013; Halla, 2005; Kovalenko et al., 2005; Käryaho et al., 2006; Mikkola et al., 2011; Neilimo et al., 2013). Области эволюции изотопного состава неодима в ТТГ разного возраста архейских доменов Карельской провинции построены для России по данным авторов; для районов Финляндии: Иисалми, Западно-Карельского домена (Кухмо, Суомуссалми, Коиллисмаа) и Центрально-Карельского домена (Иломантси) – по (Nuhma et al., 2012b). Сокращения: ВД – Водлозерский домен, ЗКД – Западно-Карельский домен, ЦКД – Центрально-Карельский домен.

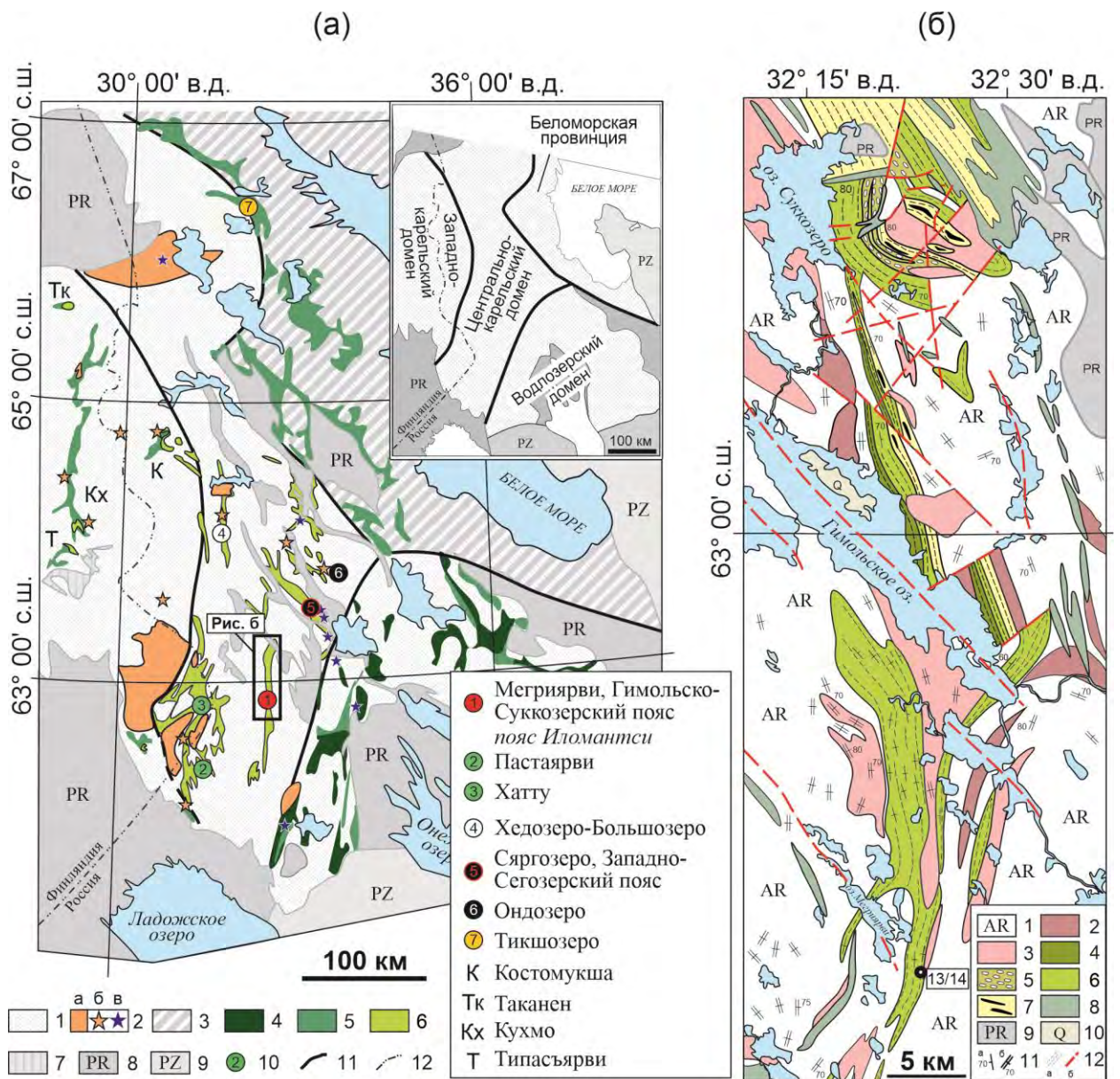
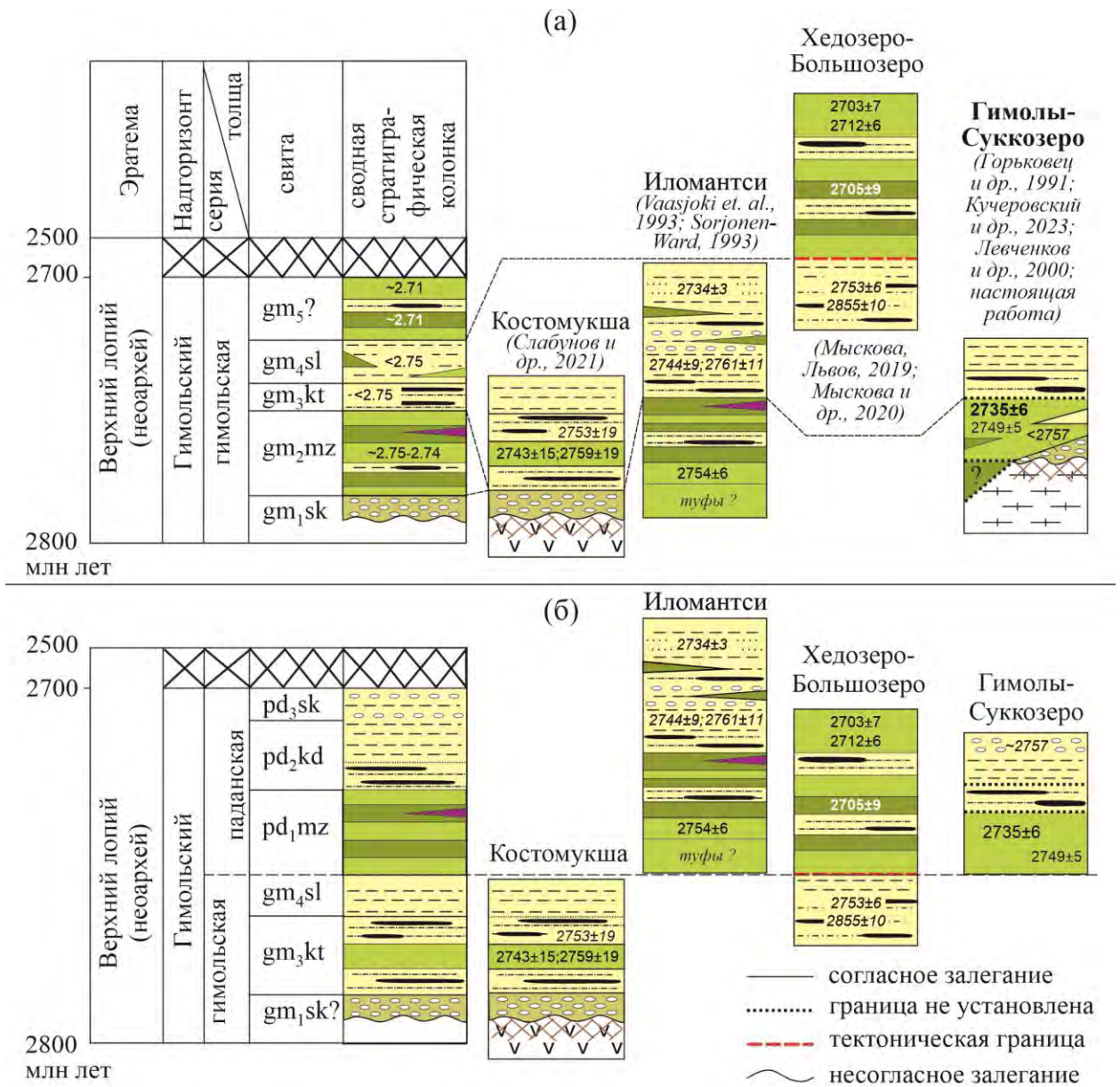


Рис. 1.



Литологические типы пород		
	Отсутствие стратиграфических подразделений в разрезе	
	Сурламтинская (кадиозерская) свита (sl): преимущественно терригенные метаосадки флишоидного типа: ритмично-слоистые Qtz-Pl-Bt/Mus сланцы (± гранат, амфибол, кордиерит), гнейсосланцы и кварцито-гнейсы	
	Костомукшиская свита (kt): хемогенные и терригенные метаосадки: Mgt-Amp-кварциты (BIF), высокоглиноземистые сланцы, графитистые сланцы с Sulf	
	андезиты, дациты, риодациты и их туфы базальты, андезибазальты коматииты	Межезерская свита (mz): метавулканииты
	Суккозерская свита (sk): полимиктовые конгломераты, граувакки	
	Кора химического выветривания	
	Конттокская серия: метавулканииты: базальты, коматииты, риодациты с прослоями метаосадков	
	Архейские ТТГ фундамента	

Рис. 2.

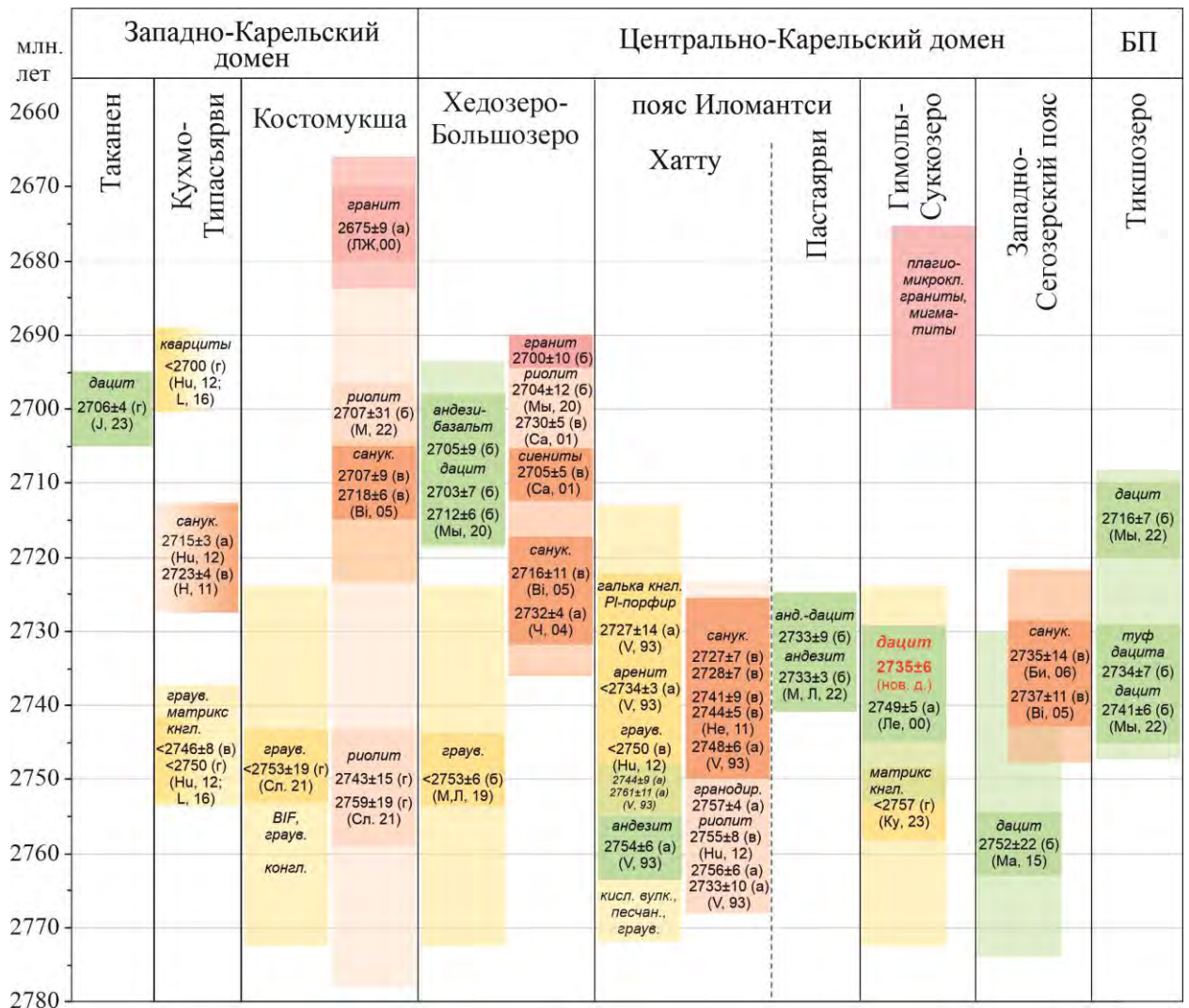


Рис. 3.

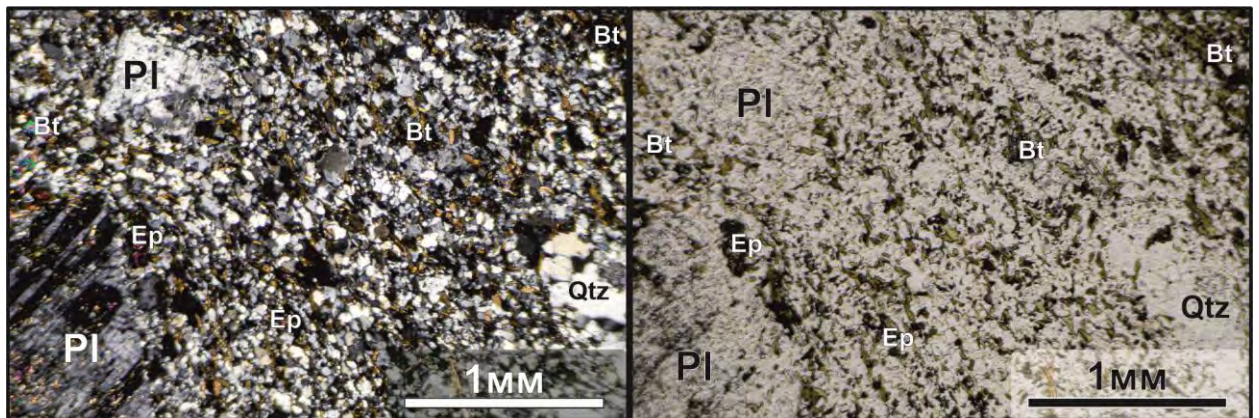


Рис. 4.

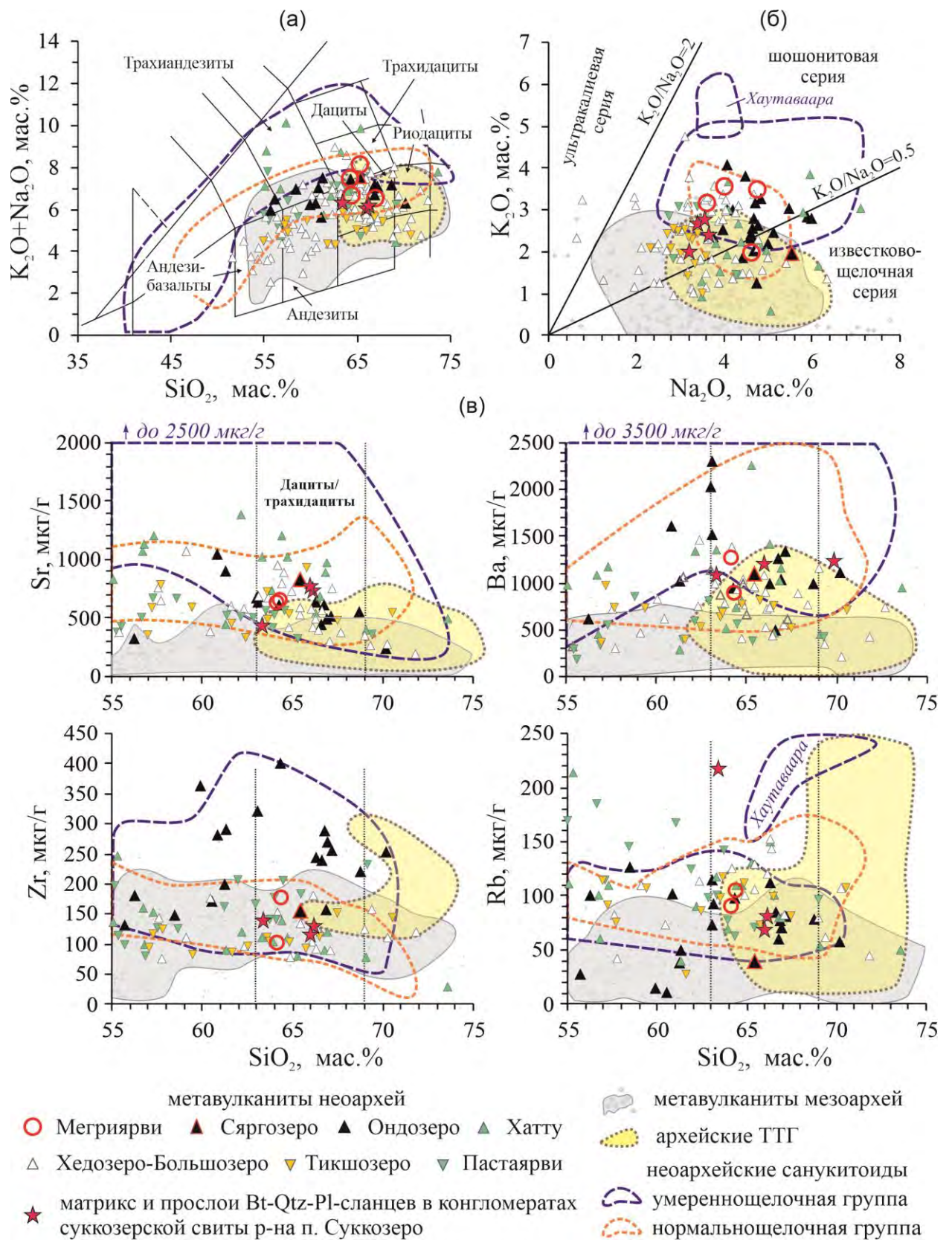


Рис. 5.

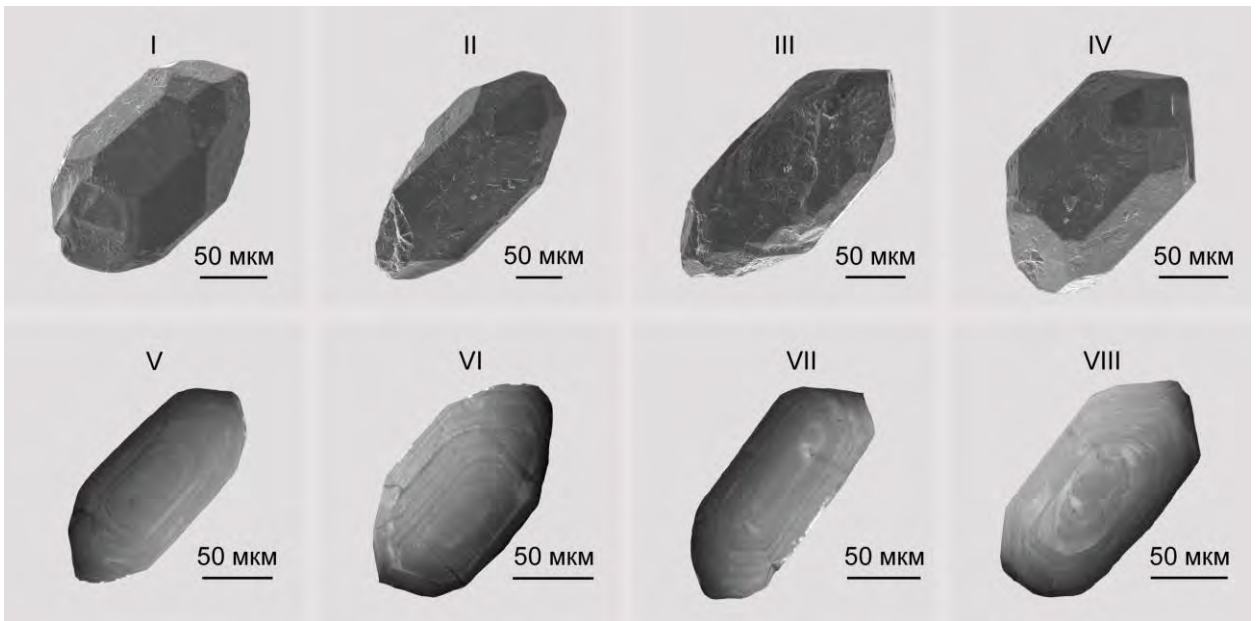


Рис. 6.

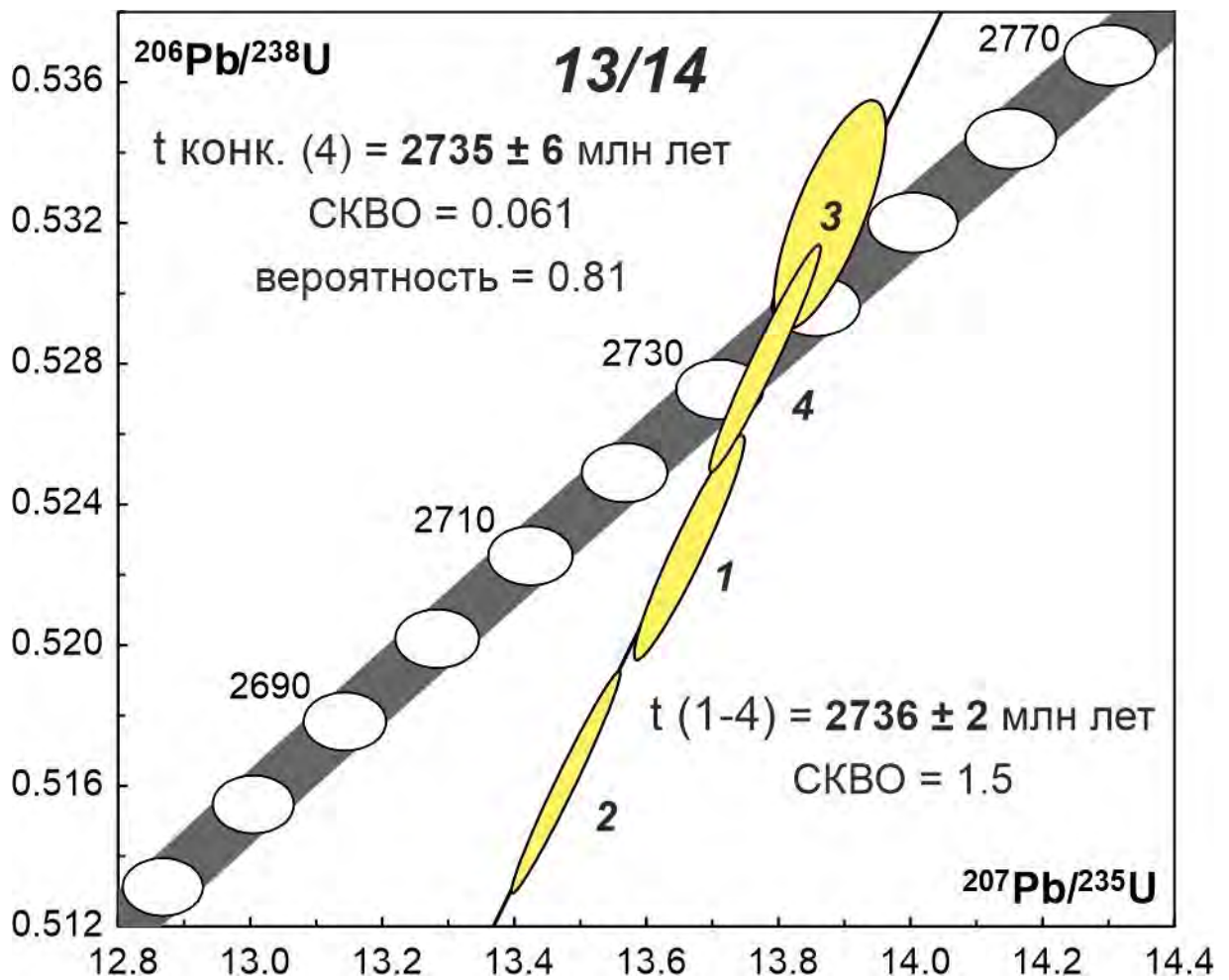


Рис. 7.

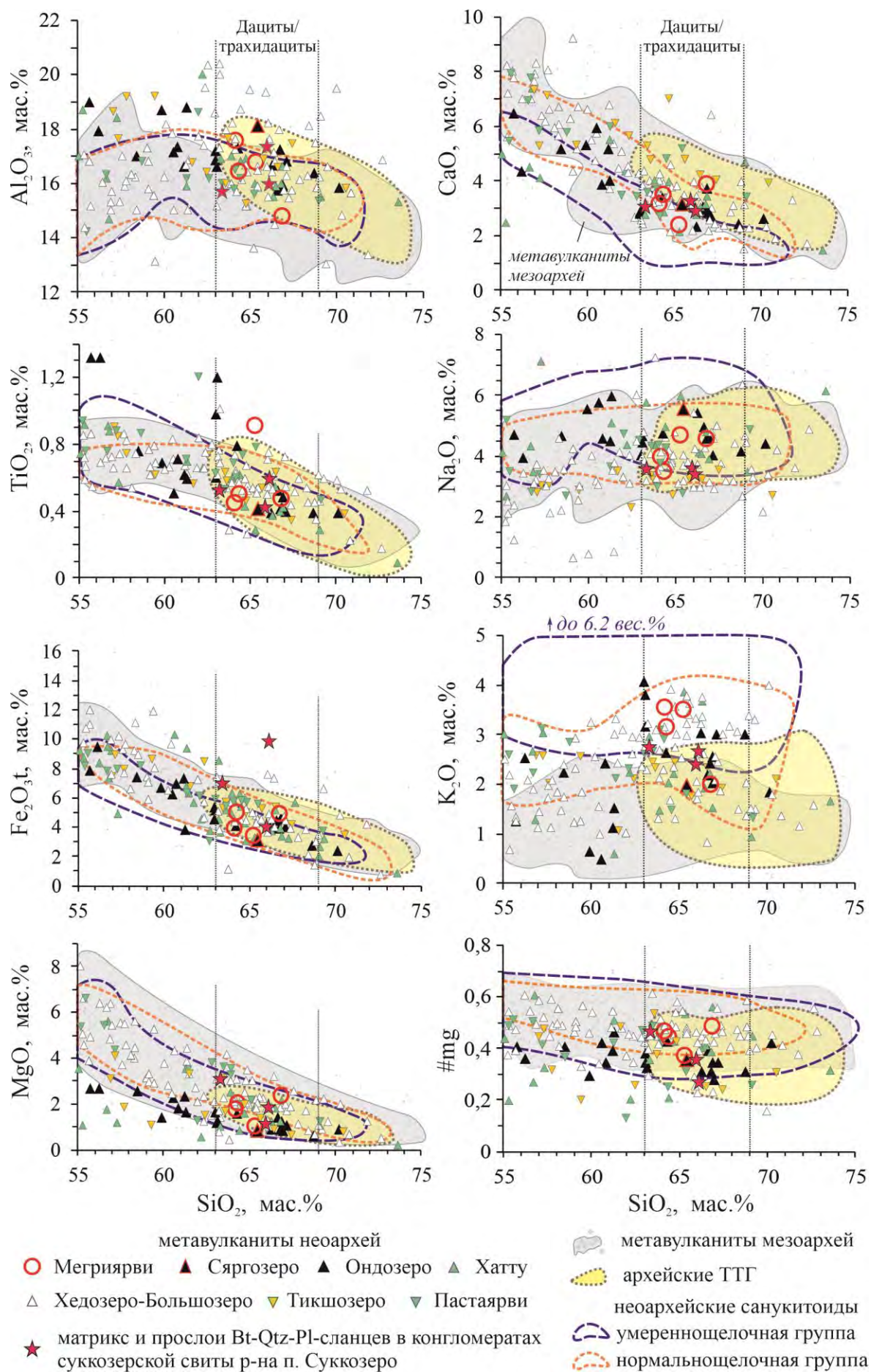


Рис. 8.

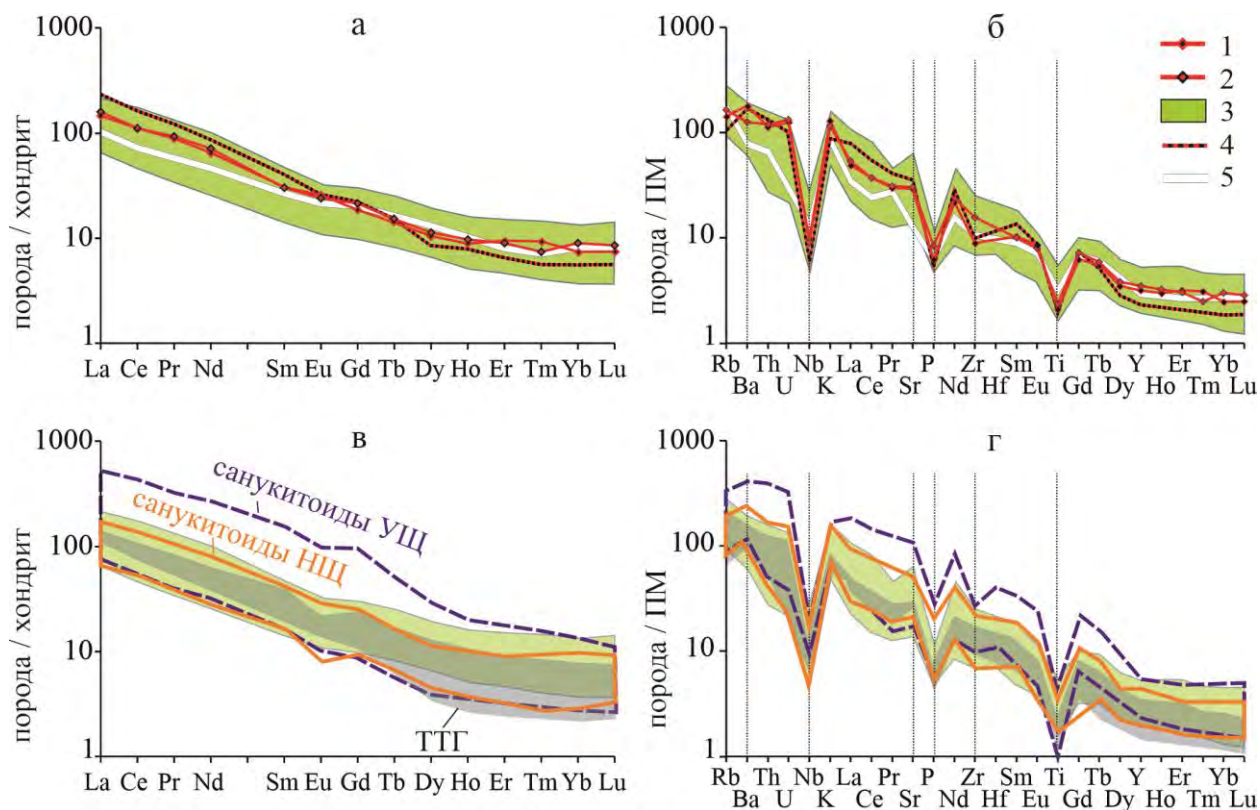


Рис. 9.

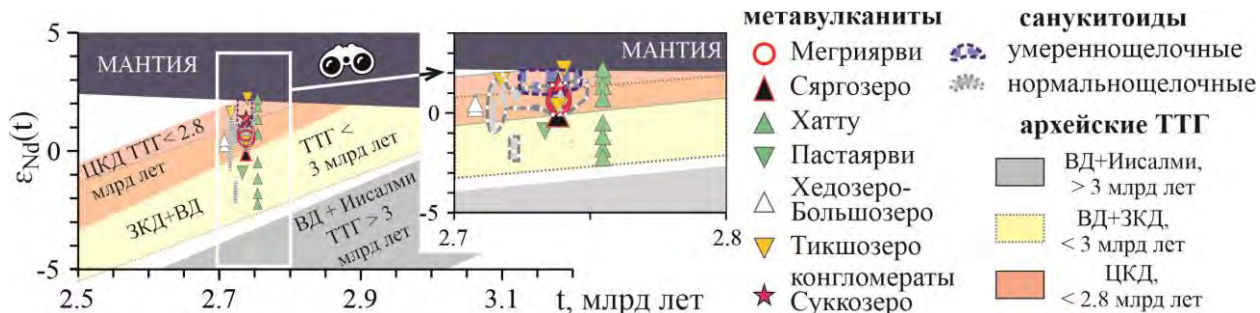


Рис. 10.

Neoarchean Ba–Sr Metadacites from the Karelian Province of the Fennoscandian Shield: U–Pb Geochronology, Composition, Sm–Nd Systematics. Are They Effusive Analogues of Sanukitoids?

Yu. S. Egorova[#], V. P. Chekulaev, G. A. Kucherovsky, A. A. Ivanova, E. B. Salnikova,
Yu. V. Plotkina, N. A. Arestova

*Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences,
Saint Petersburg, Russia*

[#]e-mail: egorova@ipggras.ru

New precision zircon U–Pb (CA-ID-TIMS) age data obtained for a metadacite of the Mezhezero Formation of the Megriyarvy structure of the Gimoly-Sukkozero belt of the Central Karelian domain of the Karelian Province of the Fennoscandian Shield. The metadacites are fine-grained rocks with porphyritic plagioclase phenocrysts in the epidote-muscovite-biotite-quartz-plagioclase matrix. The features of their chemical composition are the enrichment of Ba (900–1300 ppm), Sr (average 650 ppm), LREE (average $(La/Yb)_n = 20$; La = 38 ppm), and negative Nb and Ti anomalies on the spider diagram. The concordant zircon U–Pb age of the metadacite is 2735 ± 6 Ma (MSWD = 0.061). Whole-rock $\epsilon_{Nd}(t)$ values are +0.5 and +0.8 and the $t_{Nd(DM)}$ are 2.83–2.85 Ga. Neoproterozoic metaandesites and metadacites, similar in composition, structural features, age and Nd isotope composition, are also present in other greenstone belts of both the Central Karelian domain and beyond. Metadacites are similar in age and geochemistry to the granitoid varieties of the sanukitoid series of the Karelian province but differ from primitive sanukitoids in lower concentrations of MgO, Cr, Ni, alkalis, REE (especially LREE), Ba and Sr. They correspond to sanukitoids of the normally alkaline group (having an intermediate composition between the rocks of the tonalite-trondjemite-granodiorite association and subalkaline sanukitoids) and, possibly, are their effusive analogues. In the Gimoly-Sukkozero belt, the polymictic conglomerates of the Sukkozero Formation (plagioclase porphyry pebbles, matrix, interlayers of biotite-quartz-plagioclase schists) have a similar composition and the detrital zircon U–Pb age about 2.75 Ga to the metadacites of the Mezhezero Formation. This may indicate sub-synchronous volcanism and sedimentation in this structure in the early Neoproterozoic.

Keywords: volcanic rocks, sanukitoids, age, Neoproterozoic, U–Pb (CA-ID-TIMS) method, Gimoly series, Sm–Nd, Gimoly-Sukkozero belt, Central Karelian domain