УДК 552.313:551.71 (470.22)

# СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА НА ГРАНИЦЕ СО СВЕКОФЕННСКИМ БЛОКОМ: СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ

© 2022 г. Т. А. Мыскова<sup>1, \*</sup>, П. А. Львов<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия <sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия \*e-mail: tmyskova@gmail.com Поступила в редакцию 21.01.2021 г. После доработки 29.05.2021 г. Принята к публикации 05.07.2021 г.

Получены новые данные о составе и возрасте архейских супракрустальных комплексов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур краевой части Карельского кратона Фенноскандинавского щита в области его сочленения со Свекофеннским орогеном. Структуры традиционно относились к единому зеленокаменному поясу Ялонвара-Иломантси. На основании геохронологических, петрографических и геохимических данных установлено, что только Корпиярвинскую и Пастаярвинскую структуры с возрастом 2.73 млрд лет можно считать продолжением финского зеленокаменного пояса Хатту провинции Иломантси. Более древние образования Ялонвара-Пертинъярвинской структуры, имеющие возраст 2.95–2.93 млрд лет, могут быть сопоставлены с мезоархейской базальт-андезит-дацит-риолитовой стратотектонической ассоциацией Хаутаваарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. В отличие от древних зеленокаменных образований, представленных преимущественно туфами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, более молодые неоархейские образования представлены гнейсами и амфиболитами и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Породы обоих комплексов по геохимическим признакам близки к вулканитам надсубдукционных обстановок, но различаются соотношением вещества мантийного клина и субдуцирующей плиты.

*Ключевые слова:* Карелия, неоархей, мезоархей, вулканиты, U–Pb геохронология **DOI:** 10.31857/S0869592X22010057

### введение

Архейские супракрустальные комплексы, которым посвящена настоящая статья, развиты в краевой юго-восточной части Карельского кратона Фенноскандинавского щита вблизи его контакта со Свекофеннским орогеном. Изученные породы слагают мелкие структуры (Ялонвара-Пертинъярвинскую, Корпиярвинскую и Пастаярвинскую), которые рассматривались в составе единого более крупного неоархейского (2.75 млрд лет) зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси (Иващенко и др., 2007; Государственная..., 2015 и др.). Пояс вытянут в субмеридиональном направлении, и основная его часть находится на территории Финляндии.

Значительная часть площади исследований приходится на Карельский кратон, сложенный архейскими мигматизированными гранито-гнейсами, среди которых в подчиненном количестве (не более 5%) присутствуют фрагменты зеленокаменных структур. На юго-западе Ялонвара-Пертинъярвинская структура примыкает к зоне сочленения Карельского кратона со Свекофеннским орогеном, в составе которой преобладают вулканогенно-осадочные породы палеопротерозоя (рис. 1).

На геологических картах первого поколения распространенность архейских супракрустальных образований была сильно завышена: они изображались в виде широких полос неправильной формы, залегающих среди мигматит-гранитов. Выделялось восемь толщ и подтолщ, что в условиях плохой обнаженности и региональной гранитизации представляется некорректным.

Степень изученности структур разная и неравномерная. Наиболее детально зеленокаменные образования пояса Ялонвара-Иломантси изучены на территории Финляндии в провинции Иломантси, где в конце прошлого века были выявлены ме-



Рис. 1. Схема геологического строения площади исследований.

1–5 – нижний протерозой: 1 – калевийские метатерригенные осадки (ритмично-слоистые сланцы и песчаники), 2 – вулканогенно-осадочные образования людиковия (базальты, туффиты, доломиты, сланцы), 3 – осадки ятулийского надгоризонта (доломиты и кварцито-песчаники); 4, 5 – дайки габбро-долеритов зоны сочленения Карельского кратона со Свекофеннским орогеном (4) и Карельского кратона (5); 6–8 – архей: 6, 7 – зеленокаменные образования неоархейских Корпиярвинской и Пастаярвинской структур (6) и мезоархейской Ялонвара-Пертинъярвинской структуры (7); 8 – гранитоиды фундамента. Структурные домены (буквы в кружках): КК – Карельский кратон, РЛ – зона сочленения Карельского кратона со Свекофеннским орогеном, известная как Раахе-Ладожская. В виде дроби приведены: в числителе – значение возраста (в млн лет), в знаменателе – номер пробы. Контурами и римскими цифрами в кружках обозначено местоположение и номера детальных разрезов в пределах: І–III – Ялонвара-Пертинъярвинской структуры (1 – Ялонварской синформы, II – Соанварской синформы, III – Пертинъярвинской синформы); IV – Корпиярвинской структуры; V и VI – Пастаярвинской структуры. Внизу справа на врезке показано расположение изученных зеленокаменных структур на региональной схеме: 9 – архейские гранито-гнейсы кратона, 10 – протерозойские супракрустальные породы; арабскими цифрами обозначены зеленокаменные структуры: 1 – Ялонвара-Пертинъярвинская.

сторождения и рудопроявления золота (Пампало и др.). Возраст, геология и вещественный состав зеленокаменных образований пояса Хатту освещены в ранних публикациях финских исследователей (Vaasjoki et al., 1993; O'Brien et al., 1993; Sorjonen-Ward, 1993), более поздние работы посвящены процессам рудогенеза и датированию пород в соседних провинциях, новых геохронологических данных для данной территории не приводится (Huhma et al., 2012; Sorjonen-Ward et al., 2015). В разрезах пояса Хатту преобладают кислые вулканиты и мощные граувакковые толщи. Толеитовые и коматиитовые потоки обычно ограничиваются несколькими горизонтами в пределах вулканогенно-осадочного комплекса, также невелика доля вулканического и вулканокластического материала среднего состава. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой—амфиболитовой фаций. Вулканиты зеленокаменного пояса Хатту имеют неоархейский возраст 2750 млн лет (Vaasjoki et al., 1993). По химическому составу они варьируют от коматиитов до дацитов, причем базальты принадлежат к толеитовой и известково-щелочной сериям, а андезиты и дациты — к известковощелочной серии (O'Brien et al., 1993). Формирование комплексов происходило в условиях активной континентальной окраины или коллизии этой окраины с островной дугой (Vaasjoki et al., 1993).

На российской территории из трех рассмотренных структур лучше всего изучена Ялонвара-Пертинъярвинская. Геохимические особенности, петрология слагающих ее зеленокаменных образований и вопросы рудогенеза освещены в работах (Кондрашова, 2000, 2007; Иващенко и др., 2007 и др.). В них установлено, что породы обогащены крупноионными, высокозарядными и сидерофильными элементами и легкими лантаноидами и относятся к известково-шелочной серии. Сделано заключение о смешанном мантийно-коровом источнике магм. Ялонвара-Пертинъярвинская структура рассматривается в качестве архейского аналога фанерозойских внутриконтинентальных вулканоплутонических поясов (Кондрашова, 2007). Для диабазов Ялонвара-Пертинъярвинской структуры известно единственное определение возраста (2.9 млрд лет), полученное Pb-Pb изохронным методом (<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb-<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb) по валовым пробам (Попов. 1991. с. 253). Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры до настоящего времени оставались неизученными.

Участие в проекте по составлению Госгеолкарты-200 второго поколения листов Р-36-XIII, XIV (Северо-Янисъярвинская площадь) (ГГУП "СФ "Минерал" в сотрудничестве с ИГГД РАН) позволило авторам статьи собрать представительный материал для комплексного изучения пород выделенных структур. Задачи настоящего исследования состояли в изучении возраста и вещественного состава пород, сопоставлении зеленокаменных образований между собой и с вулканитами смежных структур Карелии и Финляндии по петрографическим, геохимическим, U-Pb (по циркону) изотопно-геохронологическим и Sm-Nd изотопно-геохимическим характеристикам, а также в установлении природы магм и геодинамических обстановок их формирования.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

**Ялонвара-Пертинъярвинская структура**. Находится на юге в непосредственной близости от зоны сочленения Карельского кратона со Свекофеннским орогеном. Она вытянута в субмеридиональном направлении на расстояние около 25 км (от оз. Янисъярви до оз. Пертинъярви) при ширине 3–5 км (рис. 1).

Структура имеет сложное внутреннее строение, обусловленное чередованием фрагментов зеленокаменного разреза с интрузивами неоархейских гранитоидов и телами палеопротерозойских габбро-долеритов, данные по возрасту пород получены авторами в ходе проекта по геологическому доизучению площади масштаба 1 : 200000.

Азимуты простирания сланцеватости зеленокаменных пород субмеридиональные и варьируют в пределах 335°-350°, углы падения субвертикальные. Вдоль оси структуры развита сеть тектонических зон северо-западной-субмеридиональной ориентировки. С ними связано рассланцевание и метасоматоз (Иващенко и др., 2007). Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидотамфиболитовой фаций. Ялонвара-Пертинъярвинская структура включает три более мелких синформы (с юга на север): Ялонварскую, Соанварскую и Пертинъярвинскую (рис. 1).

Составление сволного разреза супракрустальных образований Ялонвара-Пертинъярвинской структуры проблематично из-за изменчивости состава и мощности пород, претерпевших интенсивную мигматизацию. В связи с плохой обнаженностью наиболее информативными считались частные литолого-стратиграфические колонки, построенные по керну скважин в ходе поисковосъемочных работ 1950-1970-х годов, но они оказались малодостоверными. Так, в состав нижней части толщи ошибочно были включены силы и дайки долеритов палеопротерозойского возраста, а в состав верхней части – измененные средние и кислые породы (кварц-серицит-хлорит-карбонатные сланцы), первичная природа которых осталась невыясненной.

Наиболее полный фрагмент разреза изучен нами на юге, в пределах Ялонварской синформы, имеющей наилучшую обнаженность (рис. 1, 2а, 3). Зеленокаменные образования прослежены с югозапада на северо-восток на расстояние чуть более 3 км. В центральной части изученного участка присутствуют многочисленные тела и дайки неоархейских гранитоидов и палеопротерозойских габбродолеритов. На долю супракрустальных пород приходится не более одной трети разреза. Юго-западный фланг детального участка сложен чередованием метавулканитов основного и среднего состава с маломощными горизонтами кислых пород, северо-восточный фланг — метавулканитами среднего состава с единичными прослоями базитов (рис. 2а). В метавулканитах хорошо сохранились первичные структуры, свидетельствующие о туфовой природе пород (рис. 3).

К северо-западу от этого участка в пределах Соанварской синформы закартирована более узкая полоса выходов, ширина которой 250–300 м

том 30 № 1 2022



Рис. 2. Планы фрагментов разреза Ялонварской (а) и Соанварской (б) синформ.

1 – палеопротерозойские габбро-долериты; 2 – неоархейские гранитоиды; 3 – неоархейские диориты; 4 – неоархейские микроклиновые граниты; 5, 6, 7 – зеленокаменные образования: 5 – метабазальты, 6 – метатуфы и металавы андезитов, 7 – метатуфы дацитов и риодацитов; 8 – место отбора геохронологической пробы; 9 – элементы залегания (а – наклонные, цифрами указан угол падения, 6 – вертикальные). Римские цифры в кружках – номера разрезов: І – Ялонварской синформы, II – Соанварской синформы. Арабскими цифрами обозначены номера обнажений и отобранных проб.



**Рис. 3.** Фотографии фрагментов обнажений агломератовых метатуфов среднего состава Ялонвара-Пертинъярвинской структуры. На фоне основной мелкозернистой массы видны крупные обломки близких по составу, но более крупнозернистых пород. Цифрами обозначены номера обнажений.

(рис. 1, 2б). По сравнению с Ялонварским участком, породы Соанварского фрагмента сильнее метаморфизованы и деформированы. Разрез представлен преимущественно полосчатыми Bt-Amp, Amp-Bt и Ep-Amp-Bt<sup>1</sup> сланцами, развитыми по вулканитам среднего и средне-кислого состава.

Севернее, в пределах Пертинъярвинской синформы, из-за плохой обнаженности вулканогенно-осадочные образования прослежены преимущественно по простиранию, что не дает представления об истинной мощности толщи (рис. 1, 4а). Зеленокаменные образования представлены Атр, Ер-Атр и Ер-Вt-Атр породами, часто рассланцованными и развитыми по вулканитам андезитового, дацитового и андезибазальтового состава.

Во всех разрезах преобладают метавулканиты среднего состава, менее характерны основные и кислые разности. С запада на восток вкрест простирания структуры уменьшается количество основных и увеличивается доля средних и кислых пород.

Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры. Расположены севернее Ялонвара-Пертинъярвинской структуры (рис. 1). Они хуже обнажены, и слагающие их породы подверглись значительной тектонической переработке и гранитизации. превратившись в интенсивно мигматизированные гранито-гнейсы и гнейсо-граниты. Супракрустальные образования (амфиболиты и гнейсы по вулканитам основного, среднего и кислого состава) изучены в небольших разноориентированных останцах, сохранившихся среди полей мигматитгнейсов. Из-за плохой обнаженности о масштабах этих останцов судить сложно, но, скорее всего, их размеры не превышают первые сотни метров. Вулканиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, мигматизированы и утратили первичные структуры. Они представлены чередующимися полосами (мощностью 0.5-1 м) Bt-Qz-Fsp и Amp-Bt гнейсов, Срх-Атр сланцев и амфиболитов (рис. 5).

В пределах Корпиярвинской структуры изучен фрагмент разреза, сложенный полосами Bt-Amp, Amp-Bt и Ep-Bt-Amp гнейсов, заключенными в мигматит-гранитах (рис. 1, 46, 5). Видимая мощность полос от десятков сантиметров до первых метров. Об истинной мощности этого фрагмента разреза судить сложно.

В Пастаярвинской структуре изучены два фрагмента разреза. Они сложены Ep-Bt гнейсами, амфиболитами и Cpx-Amp сланцами, мигматизированными и инъецированными жилами гранитоидов (рис. 1, 5, 6). Предполагаемая мощность толщи 200 и 400 м.

Основные, средние и кислые метавулканиты в пределах северных структур присутствуют приблизительно в одинаковых количествах.

### ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

### Ялонвара-Пертинъярвинская структура

Метавулканиты среднего состава представлены метаморфизованными лито-кристаллокластическими, редко кристалловитрокластическими туфами андезитов, андезидацитов и андезибазальтов, в подчиненном количестве встречаются лавы. Количество кластогенного материала непостоянное и варьирует в широких пределах (от 0 до 50%). Размер литокластов от 5-20 см в агломератовых туфах до 5 мм в мелкообломочных разностях. Форма обломков от угловатых до округлых (рис. 3). По химическому составу обломки близки к цементу, но имеют более крупнозернистые структуры. Кристаллокласты представлены угловатыми и округлыми зернами Pl и Qz (размером 1-2 мм и мельче), редко темноцветными минералами. Тонкозернистый матрикс имеет Bt-Pl-Qz (±Amp, Ep, Chl, Cb) состав. В кристалловитрокластических туфах в связующей массе присутствует раскристаллизованное вулканическое стекло, кластогенный материал – Qz и Pl, часто корродированные по краям. В ряде мест туфы превращены в Вt-Атр плагиосланцы.

Метавулканиты основного состава представлены туфами и лавами. К группе метабазальтов отнесены тонкозернистые породы со скрытокристаллической основной массой, сложенной разноориентированными лейстами плагиоклаза, в интерстициях которых развито девитрифицированное стекло, замещенное Chl. Метатуфы базитов присутствуют в виде рассланцованных мелкозернистых слоистых образований Pl-Ep-Bt-Amp состава, с варьирующими содержаниями породообразующих минералов и атакситовым сложением.

Метавулканиты кислого состава представлены метаморфизованными кристаллокластическими туфами дацитов и риодацитов, обычно измененными до Bt-Ser-Pl-Qz (±Ер и Сb) сланцев. Не исключено присутствие лавовых фаций. Часто имеет место переслаивание туфов кислого состава с туфами андезитов с постепенными переходами. Для пород характерна неравномернозернистая структура и присутствие кластогенных зерен Qz и Fsp (10-25%) на фоне основной тонкозернистой массы. Обломки угловатые и округлые, размером 0.1-1 мм. Содержание Qz возрастает до 30-65%, он преобладает как в матриксе, так и в составе обломков. Количество Вt варьирует (5-15%), иногда он полностью отсутствует или замещается Ser, Ер и Сb до 3%.

Геохронологические пробы были отобраны из типичных для разрезов Ялонварской и Пертинъярвинской синформ пород кислого состава.

**Проба 5010** (метатуф риодацита) (рис. 7а). Обломки составляют 25–40% от объема породы и распределены неравномерно. Форма обломков преимущественно неправильная и угловатая, раз-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Здесь и далее сокращения названий минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).



Рис. 4. Планы фрагментов разреза Пертинъярвинской синформы (а) и Корпиярвинской структуры (б). 1 – палеопротерозойские габбро-долериты; 2 – неоархейские гранитоиды; 3 – неоархейские диориты; 4, 5, 6 – метавулканиты Пертинъярвинской синформы: 4 – метабазальты, метатуфы андезибазальта, 5 – метатуфы андезита, 6 – метатуфы дацита; 7, 8 – метавулканиты Корпиярвинской структуры: 7 – Вt-Атр (±Ер) сланцы, 8 – Вt (±Ер) гнейсы; 9 – место отбора геохронологической пробы; 10 – элементы залегания (а – наклонные, цифрами указан угол падения, 6 – вертикальные). Римские цифры в кружках – номера разрезов: Ш – Пертинъярвинской синформы, IV – Корпиярвинской структуры. Арабскими цифрами обозначены номера обнажений и отобранных проб.



**Рис. 5.** Фотографии фрагментов обнажений Корпиярвинской (5358) и Пастаярвинской (5324 и 5325/4) структур. Чередование полос амфибол-биотитовых гнейсов, пироксен-амфиболовых сланцев и амфиболитов, инъецированных жилами лейкогранитов. Цифрами обозначены номера обнажений.



**Рис. 6.** Планы фрагментов разреза Пастаярвинской структуры. 1 – неоархейские гранитоиды; 2 – неоархейские диориты; 3–5 – зеленокаменные образования: 3 – Срх-Атр сланцы, 4 – Bt-Amp, Amp-Bt (±Ep) гнейсы и сланцы, 5 – Bt (±Ep) гнейсы; 6 – место отбора геохронологической пробы; 7 – элементы залегания (а – наклонные, цифрами указан угол падения, б – вертикальные). Римскими цифрами в кружках обозначены номера разрезов (V и VI). Арабскими цифрами обозначены номера обнажений и отобранных проб.

мер 0.1—1.5 мм. В обломках присутствуют Qz и соссюритизированный Fsp, в подчиненном количестве пластинки Ms и мелкие обломки девитрифицированного стекла. Цемент базальный и представляет собой тонкозернистую массу, сложенную Qz, Fsp и Ser. Структура кристаллокластическая, текстура массивная.

Проба 5070 (метатуф дацита) (рис. 76). Порода сложена мелкими обломками Qz и Fsp неправильной и угловатой формы (преобладающий размер 0.1–0.3, редко 0.5–0.8 мм). Цемент контактовый. В подчиненном количестве (до 7%) в виде вытянутых по сланцеватости тонких полос и линзовидных скоплений присутствуют темноцветные минералы (Вt и Ер), неравномерно распределенные по породе. Характерно присутствие относительно крупных зерен (0.5–1 мм) рудных

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

минералов (до 1%). Структура кристаллокластическая, текстура массивная.

#### Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры

<u>Метавулканиты основного состава</u> представлены Срх-Атр сланцами, Bt-Атр гнейсами и амфиболитами, которые без видимых переходов сменяют друг друга. Породы темно-серого цвета, часто полосчатые. Породообразующими минералами выступают Атр (Hbl) (15–60%), Срх (Di) (15–20%), Bt (3–15%), Pl (20–55%), в небольшом количестве Qz и Ep (1–10%). Hbl замещается Bt и Ep, Pl – Ser и Ep.

<u>Метавулканиты среднего состава</u> представлены Bt-Amp, Amp-Bt и реже Ep-Bt гнейсами, в редких случаях сохранившими реликты порфировых

том 30 № 1 2022



**Рис.** 7. Фотографии фрагментов обнажений, из которых были отобраны геохронологические пробы. a – проба 5010, б – проба 5070, в – проба 5300/1, г – проба 5308.

структур (во вкрапленниках Pl, при этом его края корродированны или раздроблены). Это мелкозернистые полосчатые породы серого цвета, участками порфиробластические. Содержания темноцветных минералов сильно варьируют: Bt 10–20%, Amp 0–15%, Ep 5–10%.

<u>Метавулканиты кислого состава</u> представлены разнозернистыми Bt и Ms-Bt гнейсами зеленовато-серого цвета. Количество Bt варьирует от 10 до 15%. Ms встречается редко. В небольшом количестве присутствует Ер.

Геохронологические пробы были отобраны из типичных для разрезов Пастаярвинской структуры пород средне-кислого и среднего состава.

Проба 5308 (Вt гнейс по андезидациту) (рис. 7г). Порода сложена Pl и Qz, в подчиненном количестве присутствуют пластинки Bt (до 15%) и Ep (до 5%). Pl и Qz представлены зернами чаще неправильной и угловатой, реже изометричной формы, размером 0.4—1 мм. Bt и Ep (размером 0.5 мм и мельче) выполняют интерстиции между зернами Pl и Qz и беспорядочно ориентированы. Структура гранобластовая, текстура массивная.

**Проба 5300/1** (Вt гнейс по андезитовому порфириту) (рис. 7в). Основная масса сложена зернами Pl, Qz и пластинками Bt, находящимися приблизительно в равных количествах. В подчиненном количестве присутствует Ер. Форма зерен, слагающих основную массу, разнообразная, размер составных частей 0.5–0.1 мм. Большинство пластинок Bt ориентировано беспорядочно, в редких случаях вытянуто по сланцеватости. На фоне основной массы наблюдаются крупные (2–5 мм) субидиоморфные, иногда сдвойникованные вкрапленники Pl. Структура основной массы лепидогранобластовая, текстура порфировая реликтовая.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Концентрации главных, редких и редкоземельных элементов определены в 60 пробах метавулканитов в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. Эта лаборатория участвует в Программе геохимических проверок квалификации (Великобритания) с 1999 г. Концентрации основных породообразующих оксидов определяли методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии с использованием спектрометра ARL 9800 фирмы "Thermo Electron SA", Швейцария. Образцы смешивали с флюсом (50% метабората лития + 50% тетрабората лития) в пропорции 1:9, а затем таблетки для анализа плавили в золото-платиновых тиглях на установке Classe Fluxer-Bis фирмы "Claisse Fluxer" (Канада). Содержания редких и редкоземельных элементов определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (погрешности до 10%) на приборе ELAN-DRC-е с использованием компьютерной программы обработки данных TOTALOUANT, включающей автоматический учет изотопных и молекулярных наложений на масс-спектральные аналитические линии определяемых элементов, или на приборе AGILENT-7700х. Способ разложения проб сплавлением основан на полном растворении пробы в плавне (флюсе) – метаборате лития — и переведении образующейся смеси твердых комплексных оксидов в раствор азотной кислотой. Проба в виде раствора, полученного по завершении стадии разложения, вводится в аэрозольном состоянии в высокочастотную индуктивно-связанную аргоновую плазму при помощи перистальтического насоса. В плазменном факеле горелки происходит полное испарение микрокапель аэрозоля, термическая диссоциация молекулярных компонентов и ионизация атомов.

U-Рb возраст оценен в цирконах из 4 проб, в двух из них определен изотопный состав Sm и Nd. Пробы отбирали из наименее переработанных пород, а затем отбраковывали с помощью шлифов, микрозондового анализа и аналитических данных. Выделение акцессорных цирконов проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Катодолюминесцентные изображения были получены с помощью сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500 с катодолюминесцентной системой CLI/QUA2, Bentham. Изотопный анализ U и Pb в цирконах выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Данные обрабатывали согласно процедуре, описанной в (Williams, 1998), с использованием программ SQUID (Ludwig, 2000) и Isoplot/Ex (Ludwig, 2001). Pb/U отношения нормализованы на 0.0665 для <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U в стандартном цирконе TE-MORA, соответствующем возрасту 416.7  $\pm$  1.30 млн лет (2 $\sigma$ ) (Black et al., 2003).

Для выделения Nd и Sm использована методика, близкая к приведенной в работе (Richard et al., 1976). Изотопные составы Nd и Sm измерены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON T1. Измеренные отношения <sup>149</sup>Sm/<sup>147</sup>Sm нормализованы к <sup>152</sup>Sm/<sup>147</sup>Sm = = 1.783079, а <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – к <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219. Точность определения концентраций Sm и Nd составляла 0.5%, изотопных отношений <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd – 0.5%, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – 0.003% (2 $\sigma$ ). Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.05 нг для Sm и 0.1 нг для Nd. Средневзвешенное значение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в Nd-стандарте La Jolla по резуль-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

татам 25 измерений равно 0.511850 ± 5 (2 $\sigma$ ). При расчете величины  $\varepsilon_{Nd}(T)$  использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512638 и <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1967 (Jacobsen, Wasserburg, 1984). Модельные значения возраста  $T_{Nd}(DM)$  вычислены в соответствии с моделью (Goldstein, Jacobsen, 1988), согласно которой изотопный состав Nd деплетированной мантии линейно эволюционировал от 4.55 млрд лет назад и имеет современное значение  $\varepsilon_{Nd}$  (0) = +10, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.513151, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.2136. Двухстадийные Nd-модельные возрасты  $T_{Nd}$  (DM-2st) рассчитаны в соответствии с моделью (Keto, Jacobsen, 1987).

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

#### Ялонвара-Пертинъярвинская структура

Метавулканиты по соотношению суммы щелочей (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) и SiO<sub>2</sub> (Le Maitre et al., 1989) образуют непрерывный ряд от базальтов до риоланитов преимущественно нормальной шелочности, с некоторым количеством субщелочных разностей среднего состава (рис. 8а). Содержания K<sub>2</sub>O изменяются от 0.80 до 3.40 мас. %, что позволяет отнести породы к среднекалиевым, а в ряде случаев к высококалиевым лавам (рис. 86, табл. 1). Проанализированные вулканиты имеют натровую специализацию с отношениями K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O < 1 (редко встречаются более высокие аномальные значения). На бинарных диаграммах они образуют непрерывные тренды (рис. 9, 10). Характерной особенностью рассматриваемых вулканитов (от основных до кислых) являются значительные вариации содержаний большинства петрогенных и редких элементов (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Ba, Rb, Nb, Zr). Такие широкие вариации составов могут отражать как разнообразие литофациальных разновидностей и присутствие переменного количества кристаллокластов разного состава, так и изменение условий кристаллизации или явления контаминации. На многофазность магматического процесса, приведшего к контрастному чередованию вулканитов разной кремнекислотности по всему разрезу, указывают и Иващенко с соавторами (2007). Весь ряд вулканитов от основных до кислых разностей принадлежит к известково-щелочной серии (рис. 11). Средние и кислые разности имеют умеренно- и высокоглиноземистый характер (ASI = 0.60 - 1.17) и относятся к магнезиальным (Mg# 0.45-0.69) (рис. 12, табл. 1). Все они (от основных до кислых) характеризуются схожими слабодифференцированными спектрами распределения РЗЭ ( $La_N/Lu_N = 3-15$ ) без заметных европиевых аномалий (Eu/Eu\* = 0.90-1.26) (табл. 1, рис. 13) Только в двух случаях (в кислых разностях) породы отличаются обогащением легкими РЗЭ, с



**Рис. 8.** Положение составов метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур на диаграммах (a) TAS (Le Maitre et al., 1989) и (б) SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O.

1, 2, 3 – зеленокаменные образования Ялонвара-Пертинъярвинской структуры: 1 – метабазальты, метатуфы базальтов и андезибазальтов, 2 – метатуфы и металавы андезитов, 3 – метатуфы дацитов и риодацитов; 4, 5, 6 – зеленокаменные образования Корпиярвинской и Пастаярвинской структур: 4 – Срх-Атр сланцы и амфиболиты, 5 – Bt-Amp, Amp-Bt (±Ep) гнейсы и сланцы, 6 – Bt (±Ep) и Ms-Bt гнейсы.

La<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub> до 33. Отсутствие европиевых аномалий может свидетельствовать о несущественной роли фракционирования плагиоклаза или о низких содержаниях европия в источнике. На мультиэлементных спайдерграммах породы демонстрируют отчетливо выраженные отрицательные Nb-аномалии, во многих случаях положительные Zr-аномалии и неоднозначное поведение Sr (рис. 13).

#### Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры

По соотношению суммы щелочей (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) и SiO<sub>2</sub> (Le Maitre et al., 1989) состав пород изменяется от базальтов до риодацитов нормальной щелочности с заметными вариациями концентраций большинства петрогенных и редких элементов (рис. 8а). Метавулканиты основного состава относятся к среднекалиевым, а среднего и кислого состава – к средне- и высококалиевым лавам с содержаниями K<sub>2</sub>O 0.60−3.11 мас. % и имеют натровую специализацию с отношениями  $K_2O/Na_2O < 1$  (рис. 8б, табл. 2). Средние и кислые разности обогащены Rb, Sr, Zr и Y, принадлежат к известково-щелочной серии, являются магнезиальными (Мg# 0.31-0.68), умеренно- и высокоглиноземистыми (ASI = 0.48-1.14) (рис. 9-12). Для них характерны дифференцированные спектры лантаноидов  $(La_N/Lu_N = 6-22)$  (табл. 2, рис. 13). Метабазиты принадлежат к толеитовой серии и имеют горизонтальные линии распределения  $P3\Im (La_N/Lu_N = 1-2)$ (рис. 11, 13). Все породы на мультиэлементных спайдерграммах имеют Nb-минимумы (у средних и кислых разностей они более отчетливые) (рис. 13).

### РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопный возраст циркона определен в 4 пробах: в кислых метавулканитах Ялонвара-Пертинъярвинской структуры (5010 и 5070) и в метавулканитах Пастаярвинской структуры (5308 и 5300/1). Места отбора проб показаны на рис. 1 и на детальных разрезах. Результаты U—Pb датирования приведены на рис. 14, 15 и в табл. 3.

### Ялонвара-Пертинъярвинская структура

**Проба 5010** (метатуф риодацита, 62°00'51.23" с.ш., 31°12'25.23" в.д.). Из пробы весом около 900 г было выделено более 200 зерен циркона.

Циркон представлен коричневатыми прозрачными и полупрозрачными короткопризматическими субидиоморфными кристаллами размером 100-200 мкм, с коэффициентом удлинения 1.5-2. Зерна имеют сравнительно низкую интенсивность катодолюминесценции и плохо сохранившуюся зональность, преимущественно осцилляторную, реже секториальную (в 4 кристаллах, отличающихся и своей морфологией), что, вероятно, связано с изменением условий кристаллизации (рис. 14а). Группа из 4 зерен имеет также более низкие концентрации урана (40-76 против 118-293 мкг/г) и в целом более низкие содержания Th (28-75 против 49-142 мкг/г). Th/U отношения в обеих группах варьируют от 0.36 до 0.82, лишь в единственном случае достигая 1.03 (табл. 3). Несмотря на отличия морфологии, внутреннего строения и геохи-



**Рис. 9.** Вариационные диаграммы (SiO<sub>2</sub>, мас. %-петрогенные элементы, мас. %) для метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур. Условные обозначения см. рис. 8. Серыми тонами показаны оконтуренные поля составов вулканитов Хаутоваарской

Условные обозначения см. рис. 8. Серыми тонами показаны оконтуренные поля составов вулканитов Хаутоваарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (светло-серый цвет) (Светов, 2005) и пояса Хатту провинции Иломантси (серый в косую полоску) (O'Brien et al., 1993).

## МЫСКОВА, ЛЬВОВ

IZ						Ялонвар (	оская си разрез ]	нформа [)	l				
Компо- ненты	20	4027	5008/1	5008/2	5051/1	5007	5043	5044/1	5044	21	5051/2	5014	5010*
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	51.87	52.31	52.50	56.04	56.47	56.50	56.63	57.16	57.42	57.48	59.25	66.37	70.58
TiO <sub>2</sub>	0.81	1.99	0.75	0.61	073	0.81	0.63	0.77	0.62	0.63	0.69	0.50	0.28
$Al_2O_3$	14.60	14.54	16.39	15.49	15.71	17.68	17.79	16.33	16.86	14.85	15.62	15.34	16.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.20	14.64	7.64	7.41	6.89	7.13	5.26	7.06	7.38	7.14	5.57	4.45	1.54
MnO	0.22	0.21	0.20	0.12	0.19	0.14	0.14	0.14	0.12	0.16	0.18	0.09	0.04
MgO	10.41	4.32	8.42	5.85	4.87	7.06	5.88	5.94	7.57	6.26	3.44	3.35	1.74
CaO	7.64	6.85	8.56	9.99	10.54	4.01	6.97	8.27	4.14	7.70	9.85	4.08	2.38
Na <sub>2</sub> O	3.21	3.79	2.94	3.51	3.78	5.62	5.28	1.63	2.43	4.99	3.98	4.43	3.94
K <sub>2</sub> O	2.04	1.35	2.59	0.99	0.81	1.05	1.42	2.69	3.45	0.79	1.02	1.38	3.04
$K_2O/Na_2O$	0.64	0.36	0.88	0.28	0.21	0.19	0.27	1.63	1.42	0.16	0.26	0.31	0.77
Mg#	0.69	0.37	0.69	0.61	0.58	0.66	0.69	0.63	0.67	0.63	0.53	0.60	0.69
ASI	0.69	0.73	0.73	0.63	0.60	1.01	0.78	0.80	1.11	0.65	0.62	0.95	1.17
Ba	413	323	320	435	757	101	615	279	358	150	596	487	302
Rb	52	61	62	29	14	37	32	73	116	22	12	36	103
Sr Zr	1/8	110	112	365	437	106	269	169	173	176	466	468	246
ZI LIF	88 2.47	141	135	/8	80 2.34	84 2.20	93 2 41	82	85 2 21	/4 2.12	114	102	80 2.25
v	15	21	12	10	14	14	10	13	2.51 Q	11	17	2.49 Q	2.23 A
Nh	4	21	5	3	4	3	3	4	3	3	7	3	2
Ta	0.18	1.23	0.23	0.18	0.23	0.19	0.21	0.19	0.15	0.15	0.51	0.14	0.17
Cr	107	41	39	255	105	333	113	88	153	201	61	113	30
Ni	49	54	53	184	53	202	46	55	93	77	30	47	24
Co	25	47	47	19	23	25	18	26	33	19	19	13	6
V	151	253	250	131	138	134	81	156	120	126	110	68	24
La	6.85	25.90	14.20	12.70	18.40	17	8.60	11.90	8.79	9.77	35.80	9.70	13.70
Ce	15.90	53.90	29.80	27.10	35.50	35.9	20.50	26.50	18.4	21.9	71.00	22.30	24.70
Pr	2.49	6.62	3.69	3.31	4.37	4.36	2.80	3.69	2.57	2.95	8.53	3.09	2.63
Nd	12.60	26.20	14.30	13.60	17.80	17.6	11.20	15.30	10.6	13.1	30.40	13.20	9.44
Sm	3.44	5.11	2.75	2.84	3.25	3.69	2.54	3.43	2.62	2.65	4.86	3.28	1.73
Eu	1.09	1.43	0.96	0.81	0.95	1.11	0.94	1.07	0.74	0.85	1.30	0.97	0.53
Gd	2.96	5.06	2.62	2.45	3.05	3.44	2.04	2.97	2.06	2.64	4.00	2.74	1.32
Tb	0.44	0.68	0.38	0.34	0.43	0.52	0.27	0.39	0.29	0.39	0.56	0.36	0.17
Dy	2.54	3.95	2.17	1.89	2.37	2.82	1.62	2.43	1.46	2.15	3.02	1.68	0.77
Но	0.51	0.81	0.45	0.40	0.53	0.56	0.36	0.43	0.32	0.42	0.60	0.33	0.13
Er	1.41	2.28	1.20	1.06	1.34	1.41	0.96	1.28	0.82	1.23	1.70	0.89	0.36
Tm	0.19	0.32	0.16	0.15	0.19	0.19	0.14	0.20	0.11	0.17	0.25	0.12	0.045
Yb	1.41	2.02	1.01	1.05	1.29	1.23	1.00	1.04	0.79	1.16	1.64	0.82	0.31
Lu	0.21	0.32	0.16	0.14	0.20	0.19	0.15	0.17	0.14	0.18	0.27	0.15	0.04
Th	2.09	3.08	2.23	2.10	4.25	2.03	2.32	2.62	1.94	2.15	7.00	4.53	3.19
U	0.71	0.56	0.61	0.50	1.00	0.55	0.93	0.76	0.47	0.65	1.54	1.19	1.00
$La_N/Lu_N$	3	9	10	10	10	10	6	8	7	6	14	7	33
Eu/Eu*	1.04	0.86	1.09	0.94	0.92	0.95	1.26	1.02	0.97	0.98	0.90	0.99	1.07

Таблица 1. Представительные составы метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской структуры

Таблица 1. Окончание

		Coa	нварска	я синфо	орма			Пертин	ъярвин	ская син	форма	
Компо-			(разр	ез II)					(разр	ез III)		
ненты	5035	5053	5054	5	5122	5079	5071	5072/1	5068	5072/2	5072	5070*
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO <sub>2</sub>	51.05	57.02	58.29	62.29	63.19	69.76	50.32	53.51	64.12	64.36	64.94	68.19
TiO <sub>2</sub>	0.97	1.13	0.65	0.84	0.47	0.43	1.54	1.65	0.70	0.62	0.63	0.48
$Al_2O_3$	15.36	16.06	15.48	16.82	16.91	12.70	13.64	15.37	16.36	15.74	16.51	15.50
$Fe_2O_3$	9.24	8.32	7.57	7.23	6.40	4.89	15.46	10.07	5.51	4.56	3.32	3.14
MnO	0.20	0.16	0.16	0.10	0.10	0.08	0.21	0.09	0.09	0.06	0.07	0.05
MgO	9.23	6.56	6.35	2.95	2.76	3.69	6.22	4.95	2.84	3.26	3.21	2.46
CaO	9.07	4.79	6.36	4.42	4.38	3.03	9.94	8.90	4.40	5.53	5.56	4.73
Na <sub>2</sub> O	3.77	3.56	3.97	4.03	4.17	3.25	1.69	5.20	4.50	5.47	4.96	4.59
$K_2O$	1.10	2.40	1.17	1.66	1.61	2.16	0.98	0.25	1.47	0.41	0.80	0.85
$K_{2}O/Na_{2}O$	0.29	0.67	0.30	0.41	0.39	0.66	0.58	0.05	0.33	0.08	0.16	0.19
Mo#	0.66	0.61	0.62	0.45	0.46	0.60	0.20	0.09	0.55	0.59	0.66	0.61
ASI	0.65	0.01	0.02	1.03	1.03	0.00	0.44	0.42	0.97	0.35	0.00	0.01
Ba	753	475	299	646	596	477	239	102	458	196	288	337
Rb	71	99	39	75	73	56	32	4	45	10	200	27
Sr	477	245	203	242	241	227	144	334	308	350	389	332
Zr	198	149	78	104	94	86	87	153	127	129	133	124
Hf	5.45	3.94	2.25	2.58	2.63	2.33	2.55	4.19	3.41	3.70	3.76	3.15
Y	37	17	11	10	8	7	21	21	11	11	13	9
Nb	12	8	3	7	4	8	6	10	7	6	8	7
Та	0.65	0.47	0.18	0.28	0.25	0.27	0.34	0.49	0.48	0.39	0.47	0.43
Cr	712	224	247	56	42	84	92	424	57	106	72	71
Ni	237	127	116	32	23	51	82	224	30	52	41	36
Co	38	28	31	23	18	15	47	25	16	10	7	13
V	275	129	124	60	55	58	281	182	76	76	73	54
La	74.10	26.60	8.78	16.10	11.60	13.30	8.71	24.7	15.5	13.5	15.70	13.50
Ce	149.00	71.70	18.60	32.30	21.40	26.40	19.60	59.1	35.1	31.4	35.70	28.40
Pr	20.00	7.73	2.54	3.65	2.40	2.99	2.67	8.2	4.02	4.21	4.28	3.51
Nd	80.80	30.60	10.80	14.10	9.51	11.40	11.90	34.5	15.3	16.8	18.00	13.80
Sm	16.00	6.49	2.52	2.66	1.71	2.08	3.00	7.06	3.36	3.65	3.84	2.88
Eu	4.02	1.77	0.79	0.89	0.58	0.63	1.07	1.94	0.99	0.92	1.08	0.85
Gd	11.7	5.42	2.35	2.26	1.54	1.74	3.48	5.95	2.59	3.03	3.22	2.37
Tb	1.57	0.72	0.35	0.31	0.23	0.26	0.65	0.82	0.39	0.43	0.48	0.32
Dy	7.59	3.63	2.06	1.73	1.43	1.30	3.87	4.18	2.06	2.06	2.40	1.71
Но	1.33	0.67	0.41	0.36	0.29	0.26	0.75	0.76	0.4	0.41	0.45	0.33
Er	3.70	1.72	1.24	1.06	0.82	0.72	2.24	1.89	1.03	1.07	1.34	0.86
Tm	0.47	0.21	0.19	0.15	0.12	0.091	0.32	0.27	0.15	0.14	0.20	0.12
Yb	3.21	1.42	1.08	1.06	0.84	0.63	2.11	1.55	0.97	1.04	1.2	0.78
Lu	0.44	0.19	0.18	0.17	0.17	0.11	0.33	0.26	0.15	0.16	0.19	0.15
Th	13.7	6.31	1.85	4.25	3.51	3.84	1.02	4.29	6.83	6.57	7.12	7.29
U	2.24	1.17	0.45	1.03	0.92	0.93	0.26	0.89	1.54	1.34	1.53	2.22
$La_N/Lu_N$	18	15	5	10	7	13	3	10	11	9	9	10
Eu/Eu*	0.90	0.91	0.99	1.11	1.09	1.01	1.01	0.92	1.03	0.85	0.94	0.99

Примечание. Главные элементы приведены в мас. %, редкие элементы – в мкг/г, все железо в виде  $Fe_2O_3$ . ASI (мол. %) =  $= Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ . (\*) – геохронологические пробы. Mg# – магнезиальность. 1, 2, 3, 20 – метабазальты; 4, 17 – метаандезиты; 5 и 11 – матрикс и обломки агломератовых метатуфов андезита соответственно; 6, 7, 8, 9, 10, 15, 16, 18 – метатуфы андезита; 12, 19, 22, 23, 24, 25 – метатуфы дацита; 13 – метатуф риодацита; 14 – метатуф базальта, 21 – метатуф андезибазальта. Номера проб соответствуют номерам обнажений, указанных на детальных разрезах. Проба 4027 отобрана в 3.5 км северо-восточнее разреза I, проба 5035 – в 3 км североне соответствие разреза II.



**Рис. 10.** Вариационные диаграммы (SiO<sub>2</sub>, мас. %–редкие элементы, мкг/г) для метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур. Условные обозначения см. рис. 8, 9.



Рис. 11. Классификационные диаграммы для зеленокаменных образований Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур.

(а) – диаграмма AFM (Irvine, Baragar, 1971); (б) – диаграммы Th–Yb и Y–Zr (Barrett, MacLean, 1999). Условные обозначения см. рис. 8.

мии 4 зерен, все проанализированные цирконы имеют близкий возраст, определенный в 20 точках, располагающихся на дискордии вблизи конкордии (рис. 14а, табл. 3). Средневзвешенное значение возраста (для 20 точек) по отношению  $^{207}$ Pb/ $^{206}$ Pb составляет 2928 ± 4 млн лет (СКВО = 0.61).

**Проба 5070** (метатуф дацита, 62°11'10.79" с.ш., 31°04'13.57" в.д.). Из пробы весом около 900 г было выделено более 200 зерен циркона.

Облик и внутреннее строение зерен циркона такие же, как и в монофракции пробы 5010. Они

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

полупрозрачные, розовато-коричневатые, субидиоморфные, короткопризматические, размером от 150 до 200 мкм, с удлинением 1.5–2. Зернам циркона свойственна низкая интенсивность катодолюминесценции и плохо сохранившаяся секториальная и осцилляторная зональность (рис. 146). Для них характерны варьирующие содержания U (62– 343 мкг/г), Th (36–389 мкг/г) и величины Th/U отношения (0.47–1.17) (табл. 3). Возраст циркона по 10 аналитическим точкам, расположенным на конкордии, составил 2953 ± 8 млн лет (вероятность конкордантности = 0.48, СКВО конкор-

том 30 № 1 2022



Рис. 12. Классификационные диаграммы для средних и кислых метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур. (а) – диаграмма FeO\*/(FeO\* + MgO)–SiO<sub>2</sub> (Frost et al., 2001); (б) – диаграмма Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) (Maniar, Piccoli, 1989). 1, 2 – Ялонвара-Пертинъярвинская структура: 1 – метатуфы и металавы андезитов, 2 – метатуфы дацита и риодацита; 3, 4 – Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры: 3 – Bt-Amp, Amp-Bt (±Ep) гнейсы и сланцы, 4 – Bt (±Ep) и Ms-Bt гнейсы.

дантности = 0.51). Средневзвешенное значение, рассчитанное по отношению  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ , близко к конкордантному и отвечает 2950 ± 6 млн лет (СКВО = 0.81) (рис. 146, табл. 3).

### Пастаярвинская структура

**Проба 5308** (Вt гнейс по андезидациту, 62°29'52.61" с.ш., 31°27'34.45" в.д.). Из пробы весом около 600 г было выделено более 200 зерен циркона.

Циркон представлен полупрозрачными, розовыми, длиннопризматическими зернами и обломками кристаллов среднего размера (100-200 мкм), с коэффициентом удлинения 2-4. Им свойственна низкая интенсивность катодолюминесценции с едва различимыми реликтами зональности (рис. 15а). средние содержания U (247-492 мкг/г), Th (299-651 мкг/г) и высокие значения Th/U отношения (1.12-1.56) (табл. 3). Длиннопризматический габитус зерен циркона, присутствие реликтов осцилляторной зональности и высокие Th/U отношения свидетельствуют в пользу их магматической природы, и полученный возраст, вероятнее всего, соответствует времени кристаллизации пород. Средневзвешенное значение возраста (по отношению <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb) для 10 точек, расположенных на конкордии и вблизи нее (с дискордантностью 2-4), составило 2733 ± 3 млн лет (СКВО = 0.36) (рис. 15а, табл. 3).

**Проба 5300/1** (Вt гнейс по андезитовому порфириту, 62°29′46.18″ с.ш., 31°32′17.72″ в.д.). Из пробы весом около 800 г было выделено 10 мг циркона.

Циркон представлен желтовато-розовыми длиннопризматическими субидиоморфными кристаллами размером 150-250 мкм, с коэффициентом удлинения 2-4. Зерна ширкона имеют слабую интенсивность катодолюминесценции и в некоторых случаях едва заметную зональность (рис. 15б). Для них характерны варьирующие содержания U (113-817 мкг/г), Th (40-1296 мкг/г) и Th/U отношения (преимущественно в диапазоне 0.23-1.04). Зерна были выделены из пород, имеющих реликтовую порфировую текстуру, и обладают признаками магматического происхождения (длиннопризматический облик, реликты осцилляторной зональности и средние и высокие Th/U отношения). Это позволяет предположить, что полученное значение возраста является временем кристаллизации пород. По верхнему пересечению дискордии с конкордией (для 11 аналитических точек) получен возраст 2715  $\pm$  21 млн лет (рис. 15б). Конкордантный возраст для 5 точек составил  $2733 \pm 9$  млн лет (рис. 156, табл. 3).

Изотопно-геохимические Sm—Nd исследования выполнены для 2 образцов: метатуфов риодацитов Ялонвара-Пертинъярвинской структуры (проба 5010) и метаандезидацитов Пастаярвинской структуры (проба 5308) (табл. 4). Для метавулканитов обеих структур характерны древние модельные возрасты 3.18 млрд лет (проба 5010) и 3.19 млрд лет (проба 5308) и  $\varepsilon_{\rm Nd}$  0.38 и –1.04 соответственно. Такие характеристики свидетельствуют о смешанном мантийно-коровом источнике магм.



**Рис. 13.** Нормированные к хондриту и примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989) распределения редкоземельных и редких элементов в метавулканитах Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур. Условные обозначения см. рис. 8. Сплошной и пунктирной линиями показаны распределения элементов N-MORB и E-MORB соответственно.

## МЫСКОВА, ЛЬВОВ

		Корпия	рвинская ст	руктура		Пастая	рвинская ст	руктура
Компо-	5358	5356/2	5356/1	2546a	5356/3	5326	5325/1	5324
пспты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	54.94	56.74	61.33	62.77	69.18	48.40	48.56	49.82
TiO <sub>2</sub>	0.92	0.77	0.71	0.52	0.48	0.79	1.16	1.07
$Al_2O_3$	17.37	16.28	16.27	17.66	15.46	15.60	16.39	15.97
$Fe_2O_3$	8.06	7.73	6.26	5.72	3.82	10.40	11.16	8.46
MnO	0.16	0.14	0.10	0.13	0.05	0.33	0.19	0.24
MgO	5.05	5.46	3.48	1.59	1.31	6.00	7.44	7.38
CaO	7.75	7.78	6.11	4.85	3.46	15.00	11.96	13.44
Na <sub>2</sub> O	3.59	2.82	3.63	4.54	4.89	2.87	2.51	2.88
K <sub>2</sub> O	2.16	2.28	2.11	2.20	1.36	0.60	0.63	0.74
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.60	0.81	0.58	0.48	0.28	0.21	0.25	0.26
Mg#	0.56	0.58	0.52	0.36	0.40	0.53	0.57	0.63
ASI	0.78	0.77	0.85	0.95	0.98	0.48	0.62	0.54
Ba	671	399	472	1230	502	69	58	64
Rb	84	186	170	123	98	7	14	26
Sr	552	518	530	941	369	98	114	153
Zr	197	83	163	136	235	36	48	59
Hf	4.77	2.37	4.28	3.42	5.63	1.10	1.44	1.61
Y	18	14	13	14	9	19	21	20
Nb	7	4	6	5	6	2	3	5
Та	0.27	0.19	0.34	0.27	0.38	0.17	0.17	0.26
Cr	36	122	68	2	14	388	291	478
Ni	66	88	46	2	14	113	76	158
Co	26	31	18	9	9	51	40	40
V	144	137	95	69	40	298	322	273
La	26.60	18.10	22.30	3.97	15.90	3.50	3.29	5.39
Ce	58.30	44.70	59.70	10.80	32.10	8.22	9.26	12.50
Pr	7.12	5.30	5.65	1.67	3.53	1.29	1.49	1.97
Nd	27.00	20.2	21.00	8.25	12.10	6.41	7.65	9.15
Sm	4.93	4.30	3.85	2.59	2.16	1.87	2.47	2.65
Eu	1.58	1.25	1.24	1.22	0.77	0.77	1.01	0.96
Gd	4.30	3.61	3.38	2.45	1.99	2.42	2.84	3.20
Tb	0.58	0.48	0.44	0.42	0.31	0.50	0.6	0.56
Dy	3.32	2.67	2.43	2.53	1.73	2.93	3.45	3.53
Но	0.68	0.56	0.49	0.48	0.34	0.76	0.82	0.73
Er	1.81	1.38	1.22	1.41	0.9	2.00	2.2	2.02
Tm	0.25	0.19	0.18	0.20	0.15	0.30	0.34	0.32
Yb	1.76	1.28	1.30	1.36	0.92	1.90	2	2.06
Lu	0.28	0.18	0.17	0.23	0.15	0.32	0.33	0.33
Th	3.24	3.49	8.11	1.90	10.40	0.80	0.26	0.52
U	1.05	1.18	2.15	0.67	2.28	0.66	0.05	0.33
La <sub>N</sub> /Lu <sub>N</sub>	10	11	14	2	11	1	1	2
Eu/Eu*	1.05	0.97	1.05	1.48	1.14	1.11	1.17	1.01

Таблица 2. Представительные составы метавулканитов Корпиярвинской и Пастаярвинской структур

Таблица 2. Окончание

			Ι	Тастаярвинс	кая структур	a		
Компо- ненты	5305	5300/1*	8112	5308*	5303/2	5307	8108	5331
пенты	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	53.93	55.57	57.29	58.70	62.05	64.01	64.51	65.39
$TiO_2$	1.02	0.76	0.88	0.86	1.20	0.71	0.74	0.79
$Al_2O_3$	16.33	14.30	17.11	16.80	18.66	15.90	16.20	15.69
$Fe_2O_3$	10.18	9.12	7.81	8.19	6.09	5.91	5.81	5.67
MnO	0.24	0.17	0.13	0.15	0.09	0.14	0.08	0.11
MgO	3.82	6.64	4.28	3.85	1.40	3.48	1.96	2.29
CaO	10.08	8.01	5.99	5.86	3.49	3.77	4.96	5.36
Na <sub>2</sub> O	3.53	3.47	3.40	2.73	4.69	2.97	4.27	2.82
K <sub>2</sub> O	0.88	1.96	3.11	2.86	2.32	3.11	1.46	1.86
$K_{2}O/Na_{2}O$	0.25	0.57	0.91	1.05	0.49	1.05	0.34	0.66
Mo#	0.43	0.69	0.52	0.48	0.31	0.54	0.40	0.44
ASI	0.13	0.64	0.82	0.10	1 13	1.06	0.10	0.96
Ba	358	222	630	989	690	1090	626	446
Rb	18	179	118	145	125	143	63	73
Sr	301	429	674	673	531	425	565	337
Zr	60	98	127	128	209	179	209	187
Hf	1.74	2.57	3.55	3.35	5.01	4.47	5.59	4.82
Y	21	16	19	24	25	18	22	24
Nb	3	5	4	6	8	6	6	7
Та	0.19	0.31	0.23	0.50	0.63	0.46	0.26	0.63
Cr	245	247	26	32	139	78	13	72
Ni	90	38	23	17	60	46	12	38
Co	40	28	25	22	21	16	13	15
V	277	148	145	169	155	104	88	112
La	6.67	19.80	28.20	27.60	39.10	52.40	32.50	51.80
Ce	14.40	43.50	62.00	62.20	85.20	109.00	68.70	101.00
Pr	1.94	5.43	8.22	7.70	10.50	13.00	8.40	12.60
Nd	9.03	22.20	34.3	31.80	41.30	49.20	33.60	44.00
Sm	2.29	4.11	6.31	6.90	6.83	6.80	5.92	7.40
Eu	0.79	1.14	1.67	1.80	1.93	1.68	1.39	1.54
Gd	3.12	3.78	5.44	5.78	6.09	5.41	5.23	5.55
Tb	0.56	0.49	0.67	0.82	0.92	0.79	0.67	0.86
Dy	3.73	2.67	3.49	4.45	4.79	3.46	3.94	4.51
Но	0.78	0.55	0.70	0.89	0.83	0.65	0.83	0.88
Er	2.08	1.54	1.86	2.43	2.65	1.78	2.22	2.36
Tm	0.36	0.21	0.27	0.36	0.37	0.27	0.30	0.35
Yb	2.02	1.49	1.84	2.25	1.86	1.59	2.08	2.02
Lu	0.38	0.23	0.24	0.37	0.33	0.26	0.27	0.33
Th	1.04	3.65	2.51	6.94	6.92	13.5	5.55	14.7
U	0.60	0.77	0.70	1.89	1.68	2.77	0.47	2.12
$La_N/Lu_N$	2	9	13	8	13	22	13	17
Eu/Eu*	0.90	0.88	0.87	0.87	0.91	0.85	0.76	0.73

Примечание. Главные элементы приведены в мас. %, редкие элементы – в мкг/г, все железо в виде  $Fe_2O_3$ . ASI (мол. %) =  $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ . (\*) – геохронологические пробы. Mg# – магнезиальность. 1-4 – Bt-Amp (±Ep) сланцы, 5 – Ep-Bt гнейсы, 6-8 – Cpx-Amp сланцы, 9 – Amp сланец, 10 – Ep-Bt сланец с реликтами порфировой текстуры, 11-13 – Ep-Bt сланцы, 14–16 – Bt гнейсы с редким Ep. Номера проб соответствуют номерам обнажений, указанных на детальных разрезах. Проба 2546а отобрана в 7 км южнее детального разреза IV, а пробы 8112 и 8108 в 3 км и 4 км южнее детального разреза V.



**Рис. 14.** График с конкордией для цирконов из метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской структуры и изображение цирконов в катодолюминесценции: а – проба 5010 (метатуф риодацита), б – проба 5070 (метатуф дацита).



**Рис. 15.** График с конкордией для цирконов из метавулканитов Пастаярвинской структуры и изображение цирконов в катодолюминесценции: а – проба 5308 (метаандезидацит), б – проба 5300/1 (метаандезит).

Ĩ	10JINIJA J.							annayara ngan		und un ton	1//J-2/I		
	c	2060	0	одержани	ы	$\Pi_{88}$	Изо с коррекциеј	топные отноше й на обыкновен	сния нный свинец		Изотопнь с коррек обыкновенл	ий возраст цией на ный свинец	
	Зерно Точка	% %	<sup>206</sup> Pb*, MKT/F	U, MKT/F	Th, MKT/F	<sub>ez</sub> /4L <sub>zez</sub>	%∓ 9d <sub>907</sub> /9d <sub>∠07</sub>	%∓ ∩ <sub>8€7</sub> /9d <sub>907</sub>	%∓ ∩ <sub>\$\$₹7</sub> /9d <sub>∠07</sub>	Kho	, <sup>206</sup> Рь/ <sup>238</sup> U,	, 197 <sup>2067</sup> дб 2077-дб	Disc. %
I						HOVK	вара-Пертинъз	арвинская струг	emypa				
C	-	0.01	9 00	100	00	24.0	0007751100	a 5010	0170271	0 001		V1 + 210C	0
بر	_ ;	10.0	0.26	188	ζ <u>γ</u>	0.40	$0.2110 \pm 0.0$	$0.5/32 \pm 1.7$	$10.72 \pm 1.9$	0.891	$2921 \pm 40$	2010 ± 14	⊃ (
_ СТ	).lre	c0.0	129	255	112	0.46	$0.2118 \pm 0.5$	$0.5861 \pm 1.7$	$17.12 \pm 1.7$	0.961	$2973 \pm 39$	$2920 \pm 8$	7 -
≍ ſ₽∕	.1	0.04	76.4	156	69	0.46	$0.2120\pm0.6$	$0.5693 \pm 1.7$	$16.64\pm1.8$	0.947	$2905 \pm 40$	$2921 \pm 9$	-
: \TI	-	0.12	64.1	133	50	0.38	$0.2120\pm0.6$	$0.5595\pm1.7$	$16.35 \pm 1.8$	0.940	$2864 \pm 39$	$2921 \pm 10$	7
н ИП	2.1re	0.10	83.7	175	66	0.59	$0.2122\pm0.6$	$0.5562\pm1.7$	$16.27\pm1.8$	0.950	$2851 \pm 40$	$2922 \pm 9$	n
PA	5.1	0.18	20.7	40	32	0.82	$0.2124\pm1.7$	$0.6020 \pm 2.1$	$17.64\pm1.7$	0.782	$3039 \pm 52$	$2924 \pm 28$	4-
 ФИ	2.1	0.08	102	218	142	0.67	$0.2126\pm0.5$	$0.5450\pm1.8$	$15.96 \pm 1.9$	0.966	$2803 \pm 42$	$2925 \pm 8$	4
ні П.	3.1	0.10	87.8	163	58	0.37	$0.2125\pm0.6$	$0.6270\pm1.7$	$18.38\pm1.8$	0.954	$3139 \pm 43$	$2925 \pm 9$	ـــر
сі ГЕ	1	0.14	105	228	132	0.60	$0.2127\pm0.5$	$0.5324\pm1.7$	$15.61 \pm 1.7$	0.958	$2751 \pm 37$	$2926 \pm 8$	9
іі ЮЛ	7.1	0.12	28.2	57	28	0.51	$0.2126\pm1.0$	$0.5750\pm1.9$	$16.87 \pm 2.1$	0.887	$2930 \pm 45$	$2926 \pm 16$	0
		0.06	101	205	107	0.54	$0.2128\pm0.6$	$0.5742\pm1.7$	$16.85\pm1.8$	0.938	$2925 \pm 39$	$2927 \pm 10$	0
ю ИЧ	1	0.06	145	293	111	0.39	$0.2129\pm0.4$	$0.5740\pm1.6$	$16.85\pm1.7$	0.968	$2924 \pm 39$	$2928 \pm 7$	0
- ieo	t.1	0.18	22.4	45	31	0.71	$0.2129 \pm 1.1$	$0.5780\pm2.0$	$16.96 \pm 2.3$	0.873	$2939 \pm 47$	$2928 \pm 18$	0
ς CK	1	0.06	76.8	155	54	0.36	$0.2130\pm0.6$	$0.5777\pm1.7$	$16.97 \pm 1.8$	0.947	$2939 \pm 40$	$2929 \pm 9$	0
∞ ∞ R∕	1	0.12	79.1	164	61	0.38	$0.2134\pm0.6$	$0.5596\pm1.7$	$16.46 \pm 1.8$	0.948	$2865 \pm 40$	$2931 \pm 10$	2
н кс	.1re	0.08	56.1	120	49	0.42	$0.2136\pm0.7$	$0.5448\pm1.8$	$16.05 \pm 1.9$	0.936	$2804 \pm 41$	$2933 \pm 11$	5
ين PPF	1	0.04	115	228	66	0.45	$0.2139\pm0.5$	$0.5869\pm1.7$	$17.31 \pm 1.7$	0.960	$2977 \pm 40$	$2936 \pm 8$	-1
'. ЕЛ	1	0.06	58.1	118	53	0.46	$0.2149\pm0.7$	$0.5710\pm1.7$	$16.92 \pm 1.8$	0.937	$2912 \pm 41$	$2943 \pm 10$	1
т яш	5.1	0.13	37	76	75	1.03	$0.2149\pm1.5$	$0.5670\pm1.8$	$16.80\pm2.4$	0.773	$2895 \pm 43$	$2943 \pm 24$	7
(N) 4		0.07	89	181	65	0.37	$0.2153\pm0.6$	$0.5725\pm1.7$	$16.99 \pm 1.8$	0.951	$2918 \pm 39$	$2946 \pm 9$	1
Ŧ							llpog	a 5070					
T-	1	0.29	31	62	38	0.63	$0.2122 \pm 0.9$	$0.5795 \pm 1.6$	$16.96 \pm 1.8$	0.861	$2947 \pm 37$	$2922 \pm 15$	
ом 4	Ţ	0.00	64.7	129	78	0.62	$0.2150\pm0.6$	$0.5863\pm1.3$	$17.38 \pm 1.4$	0.902	$2974 \pm 30$	$2943 \pm 10$	
∞ 30	1	0.00	111	219	166	0.78	$0.2153\pm0.5$	$0.5891\pm1.1$	$17.49 \pm 1.2$	0.924	$2986 \pm 26$	$2946 \pm 7$	-2
1(	.1	0.04	170	343	389	1.17	$0.2159\pm0.4$	$0.5749\pm1.0$	$17.11 \pm 1.1$	0.940	$2928\pm24$	$2950 \pm 6$	1
∑	1	0.16	39.2	79	44	0.58	$0.2159\pm0.8$	$0.5796\pm1.5$	$17.25 \pm 1.7$	0.873	$2947 \pm 35$	$2950 \pm 13$	0
сі 1	1	0.13	71.3	141	89	0.65	$0.2165\pm0.6$	$0.5896 \pm 1.2$	$17.60 \pm 1.4$	0.900	$2988 \pm 30$	$2955 \pm 10$	-1
 20	1	0.00	78.6	156	76	0.50	$0.2166\pm0.6$	$0.5855\pm1.2$	$17.49 \pm 1.3$	0.906	$2971 \pm 28$	$2956 \pm 9$	
ف 220	1	0.15	54.5	108	49	0.47	$0.2168\pm0.7$	$0.5875\pm1.3$	$17.56 \pm 1.5$	0.887	$2979 \pm 32$	$2957 \pm 11$	
Э.	1	0.07	97.3	195	180	0.95	$0.2172 \pm 0.5$	$0.5806 \pm 1.1$	$17.38 \pm 1.2$	0.913	$2951 \pm 27$	$2960 \pm 8$	0

26

## МЫСКОВА, ЛЬВОВ

	U	Содержані	КI	Ω	изс с коррекцие	утопные отнош й на обыкновен	ения ный свинец		изотопнь с коррек обыкновенн	и возраст цией на ный свинец	
<sup>6</sup> Pb <sub>c</sub> , %	<sup>206</sup> Pb*, MKT/T	U, MKT/T	Тh, мкг/г	<sub>862</sub> /4L <sub>262</sub>	%∓ 9d <sub>907</sub> /9d <sub>∠07</sub>	%∓ ∩ <sub>8€7</sub> /9d <sub>907</sub>	%∓ ∩ <sub>\$€₹</sub> /٩d <sub>∠07</sub>	Rho -	млн лет <sup>206</sup> Рь/ <sup>238</sup> U,	млн лет , <sup>207</sup> Рь/ <sup>206</sup> Рь,	Disc %
0.16	33.3	68	36	0.56	$0.2200 \pm 0.9$	$0.5737 \pm 1.5$	$17.40 \pm 1.8$	0.872	$2923 \pm 36$	$2981 \pm 14$	2
	_	_	_	_	Пастаярвинс	жая структура	_	_	-		
					IIpo6	5a 5308					
0.04	164	372	520	1.44	$0.1882\pm0.3$	$0.5132 \pm 1.6$	$13.31 \pm 1.6$	0.984	$2670 \pm 35$	$2726 \pm 5$	2
0.02	145	320	400	1.29	$0.1887\pm0.5$	$0.5284 \pm 1.6$	$13.75\pm1.7$	0.958	$2735 \pm 36$	$2731 \pm 8$	0
0.05	145	323	443	1.42	$0.1888\pm0.3$	$0.5228 \pm 1.6$	$13.61 \pm 1.7$	0.983	$2711 \pm 36$	$2731 \pm 5$	1
0.02	166	382	415	1.12	$0.1890\pm0.3$	$0.5056 \pm 1.6$	$13.17 \pm 1.6$	0.985	$2638\pm35$	$2733 \pm 5$	4
0.00	210	480	723	1.56	$0.1890\pm0.3$	$0.5101 \pm 1.6$	$13.29 \pm 1.6$	0.988	$2657 \pm 35$	$2733 \pm 4$	Э
0.01	114	247	299	1.25	$0.1890\pm0.3$	$0.535 \pm 1.6$	$13.94 \pm 1.9$	0.985	$2763 \pm 43$	$2733 \pm 6$	<del>.</del>
0.04	172	378	452	1.23	$0.1890\pm0.3$	$0.5273 \pm 1.6$	$13.74 \pm 1.6$	0.986	$2730 \pm 36$	$2734 \pm 5$	0
0.02	184	415	577	1.44	$0.1892\pm0.3$	$0.5162 \pm 1.6$	$13.46 \pm 1.6$	0.986	$2683 \pm 36$	$2735 \pm 5$	2
0.00	213	492	651	1.37	$0.1892\pm0.3$	$0.5043 \pm 1.6$	$13.16 \pm 1.6$	0.980	$2632 \pm 35$	$2735 \pm 5$	4
0.00	159	363	421	1.20	$0.1893\pm0.3$	$0.5113 \pm 1.6$	$13.34 \pm 1.6$	0.985	$2662 \pm 35$	$2736 \pm 5$	Э
	_	_	_	_	Проба	1 5300/1	_	_			_
0.49	290	794	438	0.57	$0.1566 \pm 0.4$	$0.4235 \pm 0.9$	$9.14 \pm 1.0$	0.926	$2276 \pm 17$	$2419 \pm 6$	9
0.27	300	797	475	0.62	$0.1624 \pm 0.3$	$0.4364 \pm 0.9$	$9.78 \pm 0.9$	0.941	$2335 \pm 17$	$2481 \pm 5$	9
0.49	217	523	525	1.04	$0.1744\pm0.4$	$0.4805 \pm 0.9$	$11.55\pm1.0$	0.920	$2529 \pm 19$	$2600 \pm 7$	С
0.36	143	334	160	0.49	$0.1764\pm0.5$	$0.4960 \pm 0.9$	$12.06 \pm 1.1$	0.886	$2596 \pm 20$	$2619 \pm 8$	
0.13	299	695	379	0.56	$0.1780 \pm 0.3$	$0.4998 \pm 0.9$	$12.27 \pm 1.1$	0.950	$2613 \pm 20$	$2634 \pm 5$	-
0.32	348	817	1296	1.64	$0.1784\pm0.3$	$0.4935 \pm 0.9$	$12.14 \pm 0.9$	0.948	$2586 \pm 19$	$2638 \pm 5$	7
0.79	151	333	73	0.23	$0.1870\pm0.8$	$0.5224 \pm 1.0$	$13.47 \pm 1.2$	0.796	$2709 \pm 22$	$2716 \pm 12$	0
0.28	143	319	97	0.31	$0.1879\pm0.4$	$0.5215 \pm 0.9$	$13.51\pm1.0$	0.904	$2706 \pm 21$	$2724 \pm 7$	1
0.56	147	319	221	0.72	$0.1887\pm0.5$	$0.5344 \pm 1.0$	$13.90 \pm 1.1$	0.873	$2760 \pm 21$	$2731 \pm 9$	ī
0.12	260	570	47	0.09	$0.1897\pm0.3$	$0.5301 \pm 0.9$	$13.86\pm1.0$	0.945	$2742 \pm 21$	$2740 \pm 5$	0
0.43	51.8	113	40	0 37	$0.1017 \pm 0.8$	0 5315 + 11	$14.05 \pm 1.3$	0 874	7748 + 74	7756 + 17	0

## СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ АРХЕЙСКИХ...

Название породы № пробы	U–Рb возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	$^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd $\pm 2\sigma$	ε <sub>Nd</sub> (T)	Т <sub>Nd</sub> (DM), млн лет	T <sub>Nd</sub> (DM-2st), млн лет
Метатуф риодацита (проба 5010)	2930	1.768	9.592	0.1114	$0.511007 \pm 6$	0.38	3175	3197
Метаандезидацит (проба 5308)	2733	6.192	29.220	0.1281	0.511348 ± 5	-1.04	3191	3151

Таблица 4. Sm—Nd изотопно-геохимические данные для метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской и Пастаярвинской структур

Примечание. <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd ± 2σ – величины погрешностей соответствуют последней значащей цифре после точки.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изученные архейские структуры ранее рассматривались в составе единого зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси (Иващенко и др., 2007; Государственная..., 2015 и др.). Наши исследования позволили пересмотреть эти взгляды. Было установлено, что структуры различаются по возрасту, составам слагающих их вулканитов и степени тектонической и метаморфической переработки зеленокаменных комплексов.

Южная Ялонвара-Пертинъярвинская структура сформирована значительно раньше и сложена мезоархейскими (2.95-2.93 млрд лет) метавулканитами, варьирующими по составу от основных до кислых разностей. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В вулканитах хорошо сохранились первичные структуры, обломочный характер которых свидетельствует о туфовой природе пород (рис. 3). Туфы представлены литокристаллокластическими и кристаллокластическими разностями и по размеру обломков варьируют от агломератовых до пелитовых. Изредка в разрезах встречаются лавы. Присутствие грубообломочных туфов может указывать на относительную близость территории к центру извержения.

Северные структуры Корпиярвинская и Пастаярвинская более молодые, неоархейские (2.73 млрд лет), и представлены гнейсами и амфиболитами. По составу породы отвечают основным, средним и кислым вулканитам, но метаморфизованным в условиях более высокотемпературной амфиболитовой фации с потерей (за редким исключением) первичных структурно-текстурных особенностей.

Породы всех трех структур подверглись значительной гранитизации, что не позволяет в полной мере судить о пропорциях слагающих их пород. В изученных фрагментах разреза в Ялонвара-Пертинъярвинской структуре преобладают породы среднего состава, основные и кислые разности находятся в подчиненном количестве. В Корпиярвинской и Пастаярвинской структурах присутствует приблизительно одинаковое количество основных, средних и кислых пород. Описанные ассоциации вулканитов являются типичными для архейских зеленокаменных поясов. Основываясь на геохимических особенностях изученных вулканитов, мы рассматриваем условия их формирования в контексте уже существующих для этого региона плейттектонических моделей (Vaasjoki et al., 1993; Светов, 2005 и др.), в рамках которых они ближе всего к породам надсубдукционных обстановок.

В целом можно говорить о близости по геохимическим особенностям средних и кислых вулканитов и существенных различиях основных разностей древней и более молодой ассоциаций.

Средние и кислые метавулканиты обеих возрастных групп принадлежат к известково-щелочной серии. Они сходны по содержаниям большинства петрогенных и редких элементов, однако неоархейские вулканиты отличаются незначительно более низкими концентрациями Na<sub>2</sub>O и магнезиальностью и более высокими содержаниями Rb, Sr, Zr и Y (рис. 9, 10). Все они демонстрируют дифференцированные спектры распределения лантаноидов (рис. 13), близкие к таковым для андезитов II, дацитов FII и риолитов FI архейских зеленокаменных поясов, выделенных К. Конди (1983), который показал их сходство с вулканитами современных островодужных систем. На мультиэлементных спайдерграммах изученные породы демонстрируют характерные для вулканитов надсубдукционных обстановок отчетливые Nb-минимумы (рис. 13). На тектонических дискриминационных диаграммах Y-Nb и Yb-Ta их составы попадают в поля островодужных обстановок (рис. 16б).

Основные породы сравниваемых ассоциаций имеют существенные различия. Базиты древней Ялонвара-Пертинъярвинской структуры относятся к известково-щелочным и по характеру распределения редкоземельных элементов сопоставимы с базальтами TH2 архейских зеленокаменных поясов, которые, в свою очередь, близки к базальтам известково-щелочных островодужных серий и толеитов океанических островов (Конди, 1983). По сравнению с толеитами N-MORB, изученные породы обогащены легкими лантаноидами (рис. 13) и имеют характерные для надсубдук-



Рис. 16. Дискриминационные диаграммы (a) Nb/Y–Zr/Y (Condie, 2005) и (б) Nb–Y и Ta–Yb (Pearce et al., 1984) для метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур. Условные обозначения см. рис. 8. OIB – базальты океанических островов, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, ARC – базальты островных дуг, UC – верхняя кора, EN – литосферная мантия, PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, EM1 и EM2 – обогащенная мантия, REC – рециклированный компонент.

ционных обстановок повышенные содержания  $K_2O$ , крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, Th, La, Ce) и отчетливые ниобиевые аномалии (табл. 1, рис. 13). На дискриминационной диаграмме Zr/Y–Nb/Y их составы тяготеют к полям составов островных дуг (рис. 16а).

В отличие от основных вулканитов мезоархейской ассоциации, более молодые метабазиты Корпиярвинской и Пастаярвинской структур на дискриминационной диаграмме Zr/Y–Nb/Y располагаются в поле составов, близких к веществу примитивной мантии (рис. 16а). Они относятся к толеитовой серии и характеризуются нефракционированным распределением РЗЭ, подобно базальтам архейских зеленокаменных поясов TH1

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

(Конди, 1983), что сближает их с вулканитами E-MORB современных тектонических обстановок (рис. 11, 13). Для базальтов субдукционных обстановок спектры РЗЭ могут изменяться от слабодеплетированных, сходных с таковыми MORB, в толеитовых базальтах, до в различной степени обогащенных легкими лантаноидами в известково-щелочных разностях. По сравнению с базальтами E-MORB, метабазиты неоархейского комплекса обогащены крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba и в ряде случаев Th) и имеют Nb-минимумы (а не максимумы, как E-MORB) (рис. 13), что позволяет предположить присутствие субдукционного компонента в составе расплавов.

том 30 № 1 2022

При сравнении геохимии изученных пород и вулканитов хорошо известных древних зеленокаменных поясов полной аналогии не наблюдается. Но в целом можно видеть общие черты, связанные с особенностями распределения редкоземельных и редких элементов. Это касается обогащения вулканитов легкими лантаноидами и присутствия Nb/Nb\* минимумов, которые отмечаются в вулканитах хорошо изученных древних (2.9 млрд лет) базальт-андезит-дацит-риолитовых серий Хаутаваарской и Сумозерско-Кенозерской зеленокаменных структур Фенноскандинавского щита (Puchtel et al., 1999; Светов, 2005). В обоих случаях вулканиты считаются продуктами субдукционного магматизма, сформированными в конвергентных зонах перехода океан-континент. Такие же особенности геохимии редких и редкоземельных элементов характерны и для вулканитов архейских (2.7 млрд лет, Tomlinson et al., 2002; 3.0-2.9 млрд лет, Hollings et al., 1999) зеленокаменных поясов провинции Сьюпириор (Канада), считающихся примерами древних островодужных обстановок. В последнем случае чередование коматиитов и кислых вулканитов островодужного типа объясняется взаимодействием восходящего мантийного плюма с прилегающими зонами субдукции.

Широко проявленная гранитизация и интенсивная тектоническая переработка структур привели к появлению редуцированных стратиграфических разрезов, что не дает возможности в деталях реконструировать эволюцию вулканизма. Вместе с тем полученные аналитические данные позволяют произвести сравнение изученных комплексов с породами близко расположенных и хорошо известных геологических структур российской и финской территорий — Хаутаваарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и пояса Хатту провинции Иломантси.

По содержаниям петрогенных и редких элементов ассоциации вулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской, Пастаярвинской, Хаутаваарской структур и пояса Хатту мало чем отличаются (поля их фигуративных точек в целом совпадают) (рис. 9, 10). Хотя часть анализов средних и кислых вулканитов Корпиярвинской и Пастаярвинской структур слабо обогащена Rb и Sr, что характерно и для пород пояса Хатту, а также Zr и Y, что свойственно вулканитам Хаутаваары.

Изученные зеленокаменные структуры различаются временем формирования и степенью тектонической и метаморфической переработки слагающих их пород. По этим параметрам только северные Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры могут рассматриваться в качестве продолжения зеленокаменного пояса, протягивающегося на российскую территорию со стороны Финляндии из провинции Иломантси. Структуры близки по возрасту (2.73 и 2.75 млрд лет соответственно), со-

ставу, условиям формирования (субдукционные обстановки) и степени метаморфической переработки пород (Vaasjoki et al., 1993; O'Brien et al., 1993). По всем перечисленным параметрам обнаруживается сходство и с неоархейской (2.7 млрд лет) ассоциацией вулканитов Хедозеро-Большозерской структуры (Мыскова и др., 2020).

Более древний комплекс Ялонвара-Пертинъярвинской структуры (2.95-2.93 млрд лет) может быть сопоставлен с мезоархейской базальт-андезит-дацит-риолитовой стратотектонической ассоциацией Хаутаваарской зеленокаменной структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Светов, 2005). Сравниваемые образования имеют много общих черт. Так же как и зеленокаменные породы Ялонвара-Пертинъярвинской структуры, вулканиты базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации Хаутаваарской структуры варьируют по составу от базальтов и андезибазальтов до риодацитов, причем со значительным преобладанием в разрезах пород среднего состава. Для обоих комплексов отмечается преимущественно вулканогенно-обломочная природа пород (лавы находятся в подчиненном количестве) и присутствие разнообразных литофациальных разновидностей. В разрезах преобладают лавобрекчии и разнозернистые туфы от агломератовых до псаммитовых. Вулканиты Хаутаваарской структуры принадлежат к известковощелочной серии с натриевой специализацией. Они метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации с сохранением первичных вулканических структур. Имеющиеся определения U-Pb возраста циркона составляют 2995 ± 20 млн лет (Сергеев, 1989) и 2945 ± 19 млн лет (Овчинникова и др., 1994). Формирование ассоциации вулканитов Хаутаваарской структуры происходило в островодужной обстановке (Светов, 2005).

#### выводы

1. Изученные структуры сформированы в разное время: южная Ялонвара-Пертинъярвинская в мезоархее (2.95–2.93 млрд лет), северные Корпиярвинская и Пастаярвинская в неоархее (2.73 млрд лет).

2. Комплексы различаются степенью тектонической и метаморфической переработки. Вулканиты древнего мезоархейского комплекса слабее метаморфизованы, и в них сохранились первичные вулканические структуры. Породы более молодой неоархейской ассоциации переработаны в большей степени и преобразованы в гнейсы и амфиболиты.

3. Обе ассоциации вулканитов близки к породам надсубдукционных обстановок. Средние и кислые вулканиты изученных разновозрастных комплексов характеризуются близостью составов. Основные породы имеют геохимические отличия: древ-

ние относятся к известково-щелочной серии, с большой долей субдукционного компонента в исходных расплавах, более молодые принадлежат к толеитовой серии, с весомым вкладом мантийного материала.

4. Неоархейские Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры традиционно считались продолжением пояса Хатту-Иломантси, и это согласуется с вновь полученными данными. Зеленокаменные образования Ялонвара-Пертинъярвинской структуры, ранее не рассматриваемые в качестве более древней мезоархейской ассоциации, в первом приближении сопоставимы с вулканитами базальтандезит-дацит-риолитовой ассоциации Хаутаваарской зеленокаменной структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Представленные в статье выводы базируются на впервые полученных для зеленокаменных образований этой территории геохронологических данных и на анализе ограниченного числа петрогеохимических данных. Геологическое строение района нуждается в дальнейшем изучении для уточнения площади распространения вулканитов разного возраста и оценки процессов мантийнокорового взаимодействия.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы НИР № FMUW-2022-0004.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист P-(35), 36 (Петрозаводск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 400 с.

Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И., Соколов С.Я. Комплексное благороднометалльное оруденение участка Хатуноя архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Изд-во Карельского научного центра РАН, 2007. С. 117–139.

*Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

Кондрашова Н.И. Состав вулканогенных пород и эволюция магматизма шовной зоны сочленения Свекофеннского и Карельского геоблоков (Балтийский щит). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2000. 28 с. http://elibrary.krc.karelia.ru/id/eprint/158

Кондрашова Н.И. Корово-мантийный магматизм Ялонварской структуры и связь с ним оруденения // Материалы Всероссийской конференции "Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России". Петрозаводск, 2007. С. 182–187.

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.

https://doi.org/10.31857/S0869592X20020040

Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А., Сергеев С.А., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. U-Pb и

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Рb—Рb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.

Попов В.Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л.: Недра, 1991. С. 287.

*Светов С.А.* Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

Сергеев С.А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. 1989. 24 с.

Barrett T.J., MacLean W.H. Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems // Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Rev. Econ. Geol. 1999. № 8. P. 101–131.

Black L.P., Kamo S.L., Alen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis Chris. TEMORA 1: a new zircon standard for U–Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.

https://doi.org/101016/S0009-2541(03)00165-7

*Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014

*Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.* A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

*Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

*Hollings P., Wyman D., Kerrich R.* Komatiite–basalt–rhyolite volcanic associations in Northern Superior Province greenstone belts: significance of plume–arc interaction in the generation of the proto continental Superior Province // Lithos. 1999. V. 46 P. 137–161.

Huhma H., Mänttäri I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Lahaye Y. The age of the Archaean greenstone belts in Finland // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 2012. № 54. P. 74– 175.

*Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.

*Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90109-2

*Keto L.S., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 27–41.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989.

Ludwig K.P. SQUID 1. 00. A User's Manual // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2000. № 2. 17 p.

Ludwig K.P. Isoplot/Ex. A User's Manual // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2001. № 1a. 56 p.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 635-643.

O'Brien H.E., Huhma H., Sorjonen-Ward P. Petrogenesis of the late Archean Hattu schist belt. Ilomantsi, eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 1993. № 17. P. 147–184.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element dis-crimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Y.V., Garbe-Schonberg C.D., Samsonov A.V., Shchipansky A.A. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. № 21. P. 3579-3595.

Richard P., Shimizu N., Allegre C.J. <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd a natural tracer: an application to oceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. P. 269–278.

https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90219-3

Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 1993. № 17. P. 9-102.

Sorjonen-Ward P.B., Hartikainen A., Nurmi P.A., Rasilainen K., Schaubs P., Zhang Y., Liikanen J. Exploration targeting and geological context of gold mineralization in the Neoarchean Ilomantsi Greenstone Belt in Eastern Finland // Mineral Deposits of Finland. Ch. 5.3. Elsevier, 2015. P. 435-466. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-410438-9.00017-0

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.

https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Tomlinson K.Y., Davis D.W., Percival J.A., Hughes D.J., Thurston P.C. Mafic to felsic magmatism and crustal recycling in the Obonga Lake greenstone belt, western Superior Province: evidence from geochemistry, Nd isotopes and U-Pb geochronology // Precambrian Res. 2002. V. 114. P. 295-325.

Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S. U-Pb age determination and sulfide Pb-Pb characteristics from the Late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 1993. № 17. P. 103–131.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rockforming minerals // Am. Mineral. 2010. V. 95. P. 185-187.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Eds. McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I. Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1-35.

Рецензент А.Б. Котов

# Supracrustal Formations of Different Age Archean Greenstone Structures of the Karelian Craton of Fennoscandian Shield at the Border with the Sphekofennian Block: Composition, Age, and Origin

## T. A. Myskova<sup>*a*, #</sup> and P. A. Lvov<sup>*a*, *b*</sup>

<sup>a</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology of Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, Russia <sup>b</sup> Karpinsky Russian Geological Research Institute, St.-Petersburg, Russia #e-mail: tmyskova@gmail.com

New data have been obtained on the composition and age of the Archean supracrustal complexes of the Yalonvara-Pertinjarvi, Korpiyarvi, and Pastayarva structures of the marginal part of the Karelian craton of Fennoscandian shield in the joint area with the Svekofennian orogen. The structures traditionally were attributed to the single greenstone belt of Yalonvara-Ilomantsi. Based on geochronological, petrographic, and geochemical data, it was established that only the Korpivarvi and Pastavarva structures with an age of 2.73 Ga can be considered a continuation of the Khattu greenstone belt in the Ilomantsi province (Finland). The older formations of the Yalonvara-Pertinjarvi structure, which are 2.95–2.93 Ga old, can be compared with the Mesoarchean basalt-andesite-dacite-rhyolite stratotectonic association of the Khautavaar greenstone structure. Younger Neoarchean formations are metamorphosed under conditions of a high-temperature amphibolite facies and are represented by gneisses and amphibolites. Ancient greenstone rocks are metamorphosed under the conditions of greenschist and epidote-amphibolite facies and are of tuff nature. The rocks of both complexes are geochemically close to the volcanic rocks of the suprasubduction settings, but with different proportions of the material of the mantle wedge and subduction plate.

Keywords: Karelia, Neoarchean, Mesoarchean, volcanics, U-Pb geochronology