

УДК 550.4:552.111 (551.248.1)

## АРХЕЙСКИЙ БЛОК В ЯДРЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО ОРОГЕНА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)<sup>1</sup>

© 2025 г. А. В. Самсонов<sup>1, 2, \*</sup>, К. Г. Ерофеева<sup>1, 2</sup>, О. А. Максимов<sup>2</sup>,  
А. В. Степанова<sup>2</sup>, Ю. О. Ларионова<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

\*e-mail: samsonovigem@mail.ru

Поступила в редакцию 05.12.2024 г.

После доработки 29.12.2024 г.

Принята к публикации 10.01.2025 г.

Для расшифровки состава и истории формирования ядра палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена (ЛКО) проведено петрологическое и геохронологическое (U-Th-Pb (LA-ICP-MS) метод по циркону) изучение породных комплексов Порьегубского тектонического меланжа, обнаженных на двух соседних островах, Озерчанка и Паленый. На о-ве Озерчанка преобладают тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) (*Grt*)-*Cpx*-*Opx* гнейсы, которые содержат многочисленные тела мафических гранулитов и прорваны син- и посттектоническими гранитоидами. ТТГ-гнейсы имеют архейский возраст ( $>2.6$  млрд лет,  $T_{Nd}(DM) = 2.9\text{--}3.0$  млрд лет). Деплетированность тяжелых РЭ в гнейсах указывает на образование их родоначальных расплавов в равновесии с гранатсодержащим реститом. Тела мафических гранулитов широко варьируют по геохимическим характеристикам и, возможно, представляют фрагменты палеопротерозойских мафических интрузивов и даек. Минеральные парагенезисы гнейсов фиксируют процессы метаморфизма гранулитовой ( $T = 780\text{--}820^\circ\text{C}$  и  $P = 8.6\text{--}9.4$  кбар) и более поздней амфиболитовой ( $T = 640\text{--}650^\circ\text{C}$  и  $P = 6.7\text{--}7.3$  кбар) фации с возрастом около 1.9 млрд лет. На о-ве Паленый доминирующие полосчатые *Grt*-*Cpx*-*Opx* гнейсы варьируют по составу от андезибазальтов до риолитов. Вулканогенные протолиты этих пород имеют острово-дужные геохимические характеристики, палеопротерозойский возраст  $1958 \pm 6$  млн лет и ювенильные источники расплавов ( $\epsilon_{Nd}(1960) = +1.7 \div +3.1$ ;  $T_{Nd}(DM) = 2.2\text{--}2.3$  млрд лет). Породы подверглись гранулитовому метаморфизму с возрастом около 1.9 млрд лет. Присутствие архейского блока в Порьегубском тектоническом меланже, сложенном палеопротерозойскими островодужными комплексами в ядре ЛКО, может быть объяснено в рамках двух моделей. Этот архейский блок может представлять либо самостоятельный фрагмент архейской литосферы, который был обособлен при расколе континентальной коры и открытии Лапландско-Кольского океана, а впоследствии был совмещен с субдукционными палеопротерозойскими комплексами в ходе коллизионной орогении, либо край архейского континента, вскрытый в эрозионном окне палеопротерозойского тектонического покрова.

**Ключевые слова:** Лапландско-Кольский ороген, тектонический меланж, Порья губа, гранулиты

**DOI:** 10.31857/S0869590325030013 **EDN:** TTSDHP

### ВВЕДЕНИЕ

Расшифровка состава и условий образования орогенных поясов является одним из основных направлений исследований геологической эволюции Земли (Cawood et al., 2009; François et al., 2022).

<sup>1</sup>Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.

Эти пояса, сформированные при коллизии континентальных блоков в ходе закрытия океанических бассейнов, содержат в себе структурно-вещественные комплексы разных этапов суперконтинентального цикла, включая раскол, субдукцию, коллизию и постколлизионное растяжение (Cawood et al., 2018). Несмотря на общие особенности строения и состава, каждый ороген обладает своей спецификой и расширяет знания о корообразующих

процессах. Раннедокембрийские орогены сложны для реконструкций из-за влияния более поздних геологических процессов: они подверглись тектонической фрагментации, частично захоронены под осадочным чехлом и в значительной степени уничтожены эрозией. Одной из таких структур является палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген (ЛКО) Восточной Фенноскандии, палеотектонические реконструкции которого проводятся последние 30 лет, но остаются предметом дискуссий (например, Bridgwater et al., 1992; Daly et al., 2006; Lahtinen, Huhma, 2019).

ЛКО располагается на Фенноскандинавском щите между Карельским и Мурманским кратонами и является фрагментом более крупной тектонической структуры, которая на северо-западе ограничена норвежскими каледонидами, а на юго-востоке перекрыта осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы (Bogdanova et al., 2016). Ядро ЛКО состоит из двух частей: северо-западной в Лапландии и юго-восточной на юге Кольского полуострова (рис. 1а). Эти части ЛКО имеют близкое строение и состав породных комплексов и рассматриваются всеми исследователями как разобщенные фрагменты некогда единой структуры. Ядро ЛКО состоит из ювенильных палеопротерозойских вулканогенно-осадочных и плутонических комплексов, которые метаморфизованы в условиях от амфиболитовой до высокотемпературной и высокобарической гранулитовой фации. Лежачее крыло ЛКО сложено архейскими комплексами Беломорской провинции, которые являются краевой частью Карельского кратона, переработанной в условиях высокобарического метаморфизма вплоть до эклогитовой фации (например, Скублов и др., 2010; Balagansky et al., 2024). Висячее крыло ЛКО, Кольская провинция, подверглось меньшей метаморфической переработке во время лапландско-кольского орогенеза (Daly et al., 2006). Общей особенностью разных частей ЛКО является интенсивная структурно-тектоническая переработка пород и широкое развитие пологих надвигов, которые связывают с коллизионной стадией эволюции орогена (Балаганский, Глебовицкий, 2005; Daly et al., 2006; Lahtinen, Huhma, 2019). Наиболее интенсивная переработка с тектоническим перемешиванием разных по составу и возрасту пород устанавливается в зонах сочленения палеопротерозойских комплексов ядра орогена со смежными архейскими континентальными блоками, которые выделяются как зоны тектонического меланжа (Daly et al., 2006). В фанерозойских орогенах такие зоны привлекают внимание исследователей как области разгрузки погружающихся плит и используются для выявления неоднородностей в строении и составе океанической коры (Safonova, Santosh, 2014). Информативность такого

подхода была показана при изучении нескольких раннедокембрийских орогенов (Kusky et al., 2013). В настоящей статье представлены результаты изучения состава и возраста протолитов пород палеопротерозойского Порьегубского тектонического меланжа, расположенного в юго-восточной части ЛКО.

## РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Порьегубский тектонический меланж выделяется между Колвицким и Умбинским блоками в юго-восточной части ЛКО (рис. 1б).

**В Колвицком блоке** представлены гранулиты и амфиболиты основного и среднего состава, метагаббро-анортозиты, метагаббро-нориты и гранитогнейсы. Эти породы слагают несколько пологопадающих на северо-восток тектонических пластин, подстилающих Умбинский тектонический покров (Балаганский, Глебовицкий, 2005; Глебовицкий и др., 2006; Азимов, Бушмин, 2009). U-Pb изотопные возраста циркона из гранитогнейсов ( $2700 \pm 50$  млн лет, Тугаринов, Бибикова, 1980;  $2799 \pm 7$  млн лет, Кориковский и др., 2014), габбро-анортозитов ( $2450 \pm 10$  млн лет, Митрофанов и др., 1993;  $2462 \pm 7$  млн лет, Frisch et al., 1995), диоритов ( $2436 \pm 6$  млн лет, Каулина, Богданова, 2000) и гранодиоритов ( $2358 \pm 7$  млн лет, Кориковский и др., 2014) фиксируют доколлизионные этапы формирования пород Колвицкого блока. Согласно Sm-Nd изотопным данным, породы Колвицкого блока имеют архейскую коровую предысторию ( $T_{Nd}(DM)$  от 2700 до 3100 млн лет, Балаганский и др., 1998). Метаморфизм, изученный по реакционным каймам в интрузивных мafических породах, отвечал условиям гранулитовой фации ( $T = 946\text{--}752^\circ\text{C}$ ,  $P = 9.3\text{--}10.9$  кбар) и снижался до амфиболитовой фации ( $T = 673^\circ\text{C}$ ,  $P = 6.8$  кбар) на ретроградном этапе (Глебовицкий и др., 1997; Fonarev, Konilov, 2005). U-Pb изотопные возраста циркона, титанита и рутила из гранулитов и амфиболитов из разных частей Колвицкого блока составляют около 1.9 млрд лет и фиксируют эпизод метаморфической переработки протолитов пород в ходе коллизионного и постколлизионного этапов тектонической эволюции региона (Каулина, 2009; Кориковский и др., 2014). Все рассмотренные выше данные показывают, что Колвицкий блок представляет часть смежной Беломорской провинции, в которой помимо метабазалтов и средних метавулканитов раннего палеопротерозоя (Глебовицкий и др., 1978; Балаганский и др., 1998) и архейских гнейсов и гранитоидов широко представлены разнообразные по составу мafические интрузивы раннего и среднего палеопротерозоя (Stepanova et al., 2022).

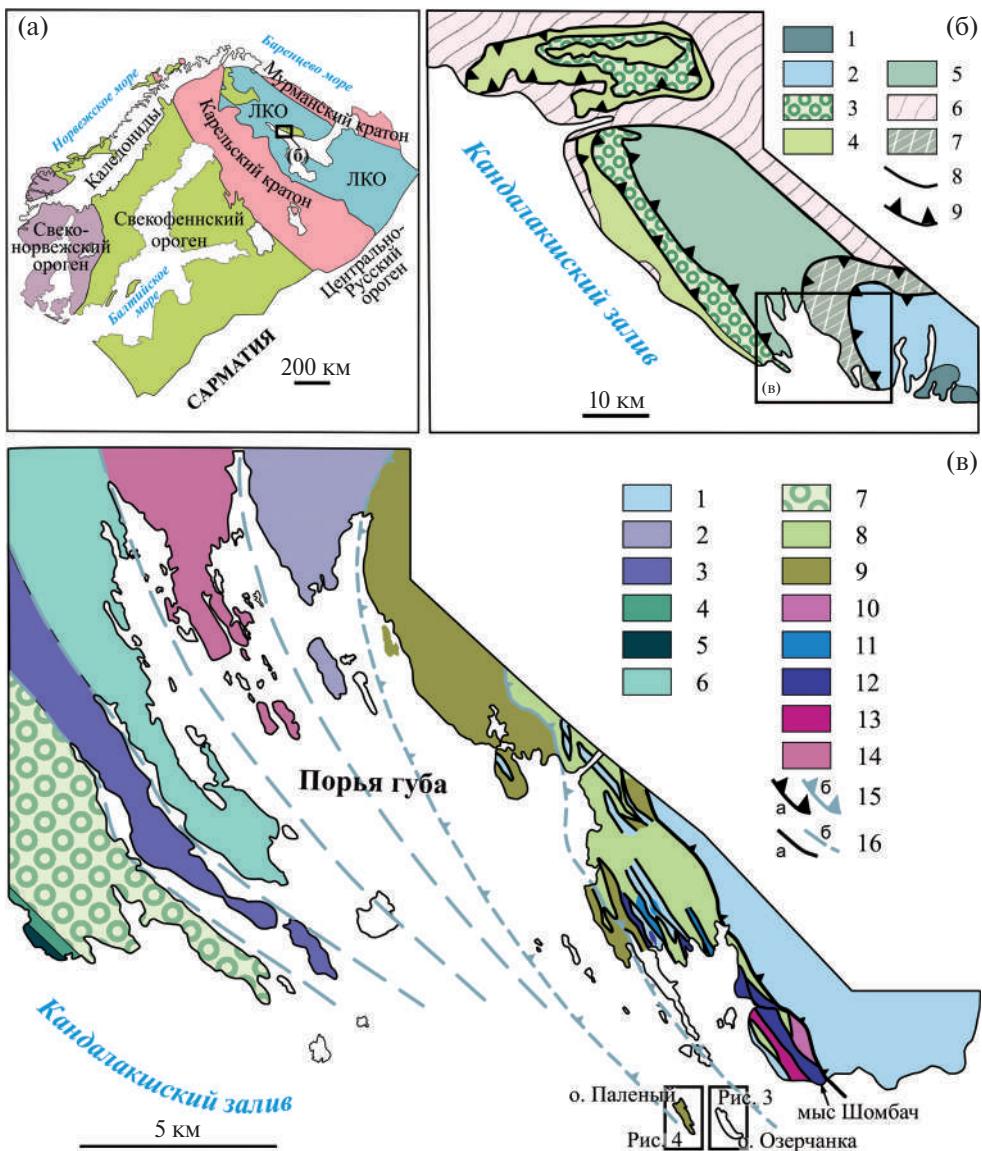


Рис. 1. Геологическая позиция объектов исследований.

(а) Тектоническое районирование Фенноскандинавского щита (Bogdanova et al., 2016). ЛКО – Лапландско-Кольский ороген.

(б) Схема геологического строения Кандалакша-Колвицы-Умбинского сегмента ЛКО (Балаганский, 2002). Умбинский блок: 1 – эндербиты и чарнокиты умбинского гранитоидного комплекса, 1.91–1.94 млрд лет; 2 – глиноzemистые гнейсы с силиманитом и кислые гранулиты, 1.94–2.1 млрд лет; Колвицкий блок: 3 – габбро-анортозиты, 2.45–2.46 млрд лет; 4 – амфиболиты кандалакшской толщи, 2.47 млрд лет; 5 – основные и средние гранулиты; 6 – гранитогнейсы, 2.7 млрд лет; 7 – гранулитовый меланж Порьей губы; 8 – разломы; 9 – надвиги.

(в) Схематическая геологическая карта района Порьей губы (Балаганский, 2002). 1 – метаосадочные породы Умбинского блока, 1.94–2.10 млрд лет; 2–7 – Колвицкий вулкано-плутонический комплекс: 2 – основные гранулиты с прослойями кальцифиров; 3 – основные гранулиты; 4 – гранат-амфиболовые ортогнейсы среднего состава кандалакшской толщи, 2.47 млрд лет; 5 – гранатовые амфиболиты кандалакшской толщи, 2.47 млрд лет; 6 – основные гранулиты; 7 – габбро-анортозиты Колвицкого массива, 2.45–2.46 млрд лет; 8–13 – гранулиты зоны меланжа: 8 – полосчатые лейкократовые и мезократовые основные гранулиты, 9 – меланократовые основные гранулиты, 10 – гранатсодержащие гранулиты, 11 – чередование основных и средних (колвицких) гранулитов по чарнокитам и эндербитам умбинского комплекса, 12 – чередование глиноzemистых гнейсов, кислых гранулитов и меланократовых основных гранулитов, 13 – лейкократовые средние гранулиты (предположительно сильно рассланцованные чарнокиты и эндербиты умбинского комплекса) с прослойями основных (колвицких) гранулитов; 14 – неоархейские мигматизированные гранитогнейсы (основные и средние гранулиты), дайки базитов (основные гранулиты); 15 – главные надвиги установленные (а) и предполагаемые (б); 16 – надвиги установленные (а) и предполагаемые (б).

**Умбинский блок** сложен глиноземистыми гнейсами и кислыми гранулитами, которые в разной степени мигматизированы и прорваны интрузиями эндербитов и чарнокитов (Балаганский и др., 1998; Glebovitsky et al., 2001; Глебовицкий и др., 2009). Протолитами гнейсов и гранулитов служили вулканогенно-осадочные породы, для которых преобладающим источником являлись породы с возрастом 1960–1980 млн лет, слагающие Терский блок, подстилающий Умбинский блок (Daly et al., 2006). Гнейсы и гранулиты имеют ювенильный изотопный состав неодима ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  от 2100 до 2400 млн лет, Балаганский и др., 1998; Bridgwater et al., 2001) и рассматриваются как продукты разрушения палеопротерозойских островных дуг или активных окраин (Daly et al., 2006). Возраст интрузивов кислого и среднего состава составляет от 1.91 до 1.94 млрд лет (Кислицын, 2001; Glebovitsky et al., 2001). Процессы метаморфизма пород Умбинского блока (с пиком метаморфизма  $T = 800^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 9$  кбар (Глебовицкий и др., 2009)) протекали в более умеренных условиях по сравнению с породами Колвицкого блока. Оценки возраста метаморфизма, по результатам U-Pb изотопного датирования циркона и других минералов, варьируют от 1.91 до 1.85 млрд лет (Glebovitsky et al., 2001; Каулина, 2009; Глебовицкий и др., 2009).

**Зона меланжа** между Колвицким и Умбинским блоками выделяется в восточной части Порьей губы и наиболее детально изучена на о-ве Паленый и мысе Шомбач (рис. 1б, 1в) (Балаганский и др., 1998; Балаганский, Глебовицкий, 2005). Строение зоны определяется чередованием глиноземистых гнейсов и мафических гранулитов, которые сопоставляются по составу с породами смежных Колвицкого и Умбинского блоков и слагают прослои и линзы мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров. На о-ве Паленый гнейсы дакитового состава имеют возраст  $1963 \pm 17$  млн лет (U-Pb, циркон), который рассматривается как возраст вулканического протолита этих пород (Бушмин и др., 2009). U-Pb изотопные данные по дегритовому циркону из метаосадочных глиноземистых гнейсов демонстрируют более широкий интервал палеопротерозойских возрастов от 1.95 до 2.20 млрд лет, указывая на возможное поступление циркона из нескольких разновозрастных источников (Каулина, Богданова, 2000; Bridgwater et al., 2001). Модельные возрасты гнейсов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.1\text{--}2.3$  млрд лет указывают на ювенильный палеопротерозойский возраст источника материала протолитов пород о-ва Паленый с минимальным вкладом архейской коры (Bridgwater et al., 2001; Лебедева и др., 2010). Напротив, на мысе Шомбач Sm-Nd модельные возрасты глиноземистых гнейсов составляют 2.4–2.5 млрд лет, фиксируя вклад архейского корового материала (Балаганский и др., 1998). Параметры метаморфических

и метасоматических изменений глиноземистых гнейсов указывают на несколько этапов их преобразования (первый этап:  $T \sim 860^{\circ}\text{C}$  и  $P \sim 9$  кбар; второй этап:  $T \sim 810^{\circ}\text{C}$  и  $P \sim 7$  кбар (Глебовицкий и др., 2006)). На о-ве Паленый (первый этап:  $T = 820\text{--}900^{\circ}\text{C}$  и  $P = 5.4\text{--}6$  кбар; второй этап:  $T = 765\text{--}782^{\circ}\text{C}$  и  $P = 8.6\text{--}9.5$  кбар; метасоматический, сопряженный со вторым этапом метаморфизма:  $T = 836\text{--}925^{\circ}\text{C}$  и  $P = 9.2\text{--}11$  кбар (Лебедева и др., 2012)) и мысе Шомбач (первый этап:  $T = 890\text{--}900^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 9.5\text{--}10$  кбар; второй этап:  $T = 670\text{--}800^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 6.5\text{--}8$  кбар (Азимов, Бушмин, 2009))  $P$ - $T$  условия метаморфизма близки и заметно отличаются в большую сторону по сравнению с параметрами переработки смежных блоков. По результатам изучения разных изотопных систем в разных минералах возраст метаморфических преобразований оценивается в интервале 1.91–1.87 млрд лет (Кислицын, 2001; Каулина, 2009; Лебедева и др., 2012).

Мы выявили в составе зоны меланжа ранее неизвестный блок архейской коры, расположенный между о-вом Паленый и мысом Шомбач и вскрытый на о-ве Озерчанка. Данные о строении, составе и возрасте пород этого блока и его возможная тектоническая позиция в структуре ЛКО обсуждаются в настоящей статье.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основной объем исследований был выполнен на о-ве Озерчанка, который полностью “выпал” из рассмотрения во всех опубликованных работах, проведенных в пределах Порьегубского тектонического меланжа. Кроме того, мы провели дополнительное геохимическое и изотопное изучение пород, слагающих о. Паленый, исследования которых были ранее сфокусированы на их метаморфических и метасоматических преобразованиях.

Изучение петрографических особенностей пород и определение состава минералов проводились методами оптической микроскопии и на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA LMS с приставкой для энергодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа Ultim Max 65 с интегрированным программным обеспечением AZtecLive Automated (Oxford Instruments) в Центре коллективного пользования Института физики Земли РАН (ЦКП ИФЗ РАН, Москва). Анализ проводился в полированных шлифах, напыленных углеродом (толщина напыления 20 нм) при ускоряющем напряжении 20 кВ и постоянном токе электронного пучка  $15 \pm 0.05$  нА. Рабочее расстояние – 15 мм, время накопления спектра – 60 с. При обработке спектров рентгеновского излучения проводилась оптимизация по спектрам простых соединений и стандартизация по набору эталонов породообразующих минералов. Ошибки измерений

составили для концентраций свыше 10 мас. % – до 2 отн. %; 5–10 мас. % – до 5 отн. %; от 1 до 5 мас. % – до 10 отн. %. Химические составы минералов из пород приведены в Supplementary<sup>2</sup> 1, ESM\_1.

Термобарометрические расчеты выполнены методом TWEEQU в программном комплексе TWQ (Berman, 1991) с использованием согласованной базы данных (Berman, 1988) и дополнительных программ для расчета TWQ\_Comb и TWQ\_View (Доливо-Добровольский, 2006а, 2006б).

Содержание петрогенных элементов определялось на рентгенофлюоресцентном спектрометре последовательного действия PW-2400 (Philips Analytical B.V.) в Центре коллективного пользования (ЦКП) “ИГЕМ-Аналитика” Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, Москва). Анализ проводился в стекловатых дисках, полученных при сплавлении 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Концентрации рассеянных и редкоземельных элементов в породах измерены методом ICP-MS (Agilent 7900) с разложением проб в автоклавах в ЦКП Карельского научного центра РАН (КарНЦ РАН, Петрозаводск). Методика пробоподготовки детально описана в работе (Светов и др., 2023). Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в породах приведены в Supplementary 2, ESM\_2.

Выделение монофракций циркона из изученных пород проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и магнитной сепарации с последующей ручной доочисткой в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика”. Зерна циркона были вмонтированы в эпоксидную шашку, которая полировалась примерно до половины толщины зерен. Внутреннее строение циркона было изучено с использованием сканирующего электронного

<sup>2</sup>Дополнительные материалы к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены в:

Supplementary 1, ESM\_1.xlsx – Представительные анализы (SEM) составов минералов из изученных пород о. Озерчанка;

Supplementary 2, ESM\_2.xlsx – Химический состав гранулитов о. Озерчанка и о. Паленый;

Supplementary 3, ESM\_3.pdf – Катодолюминесцентные изображения зерен циркона из гранулитов о. Озерчанка и о. Паленый;

Supplementary 4, ESM\_4.xlsx – Результаты U-Th-Pb датирования циркона (LA-ICP-MS) из гранулитов о. Озерчанка и о. Паленый.

микроскопа TESCAN MIRA LMS, оборудованного приставкой для катодолюминесценции, в ЦКП ИФЗ РАН.

U-Th-Pb изотопное датирование циркона методом LA-ICP-MS проводилось в Геологическом институте РАН (ГИН РАН, Москва) с использованием системы наносекундной лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенной с магнито-секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.). Операционные параметры настроек оборудования и методика датирования приведены в работе (Ерофеева и др., 2024). Калибровка производилась с использованием стандарта циркона GJ-1. Для контроля качества данных использовались стандарты циркона 91500 и Plešovice. В ходе исследований для циркона 91500 средневзвешенное значение возраста по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  составило  $1065 \pm 8$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 1.3, вероятность = 0.11,  $n = 42$ ), для стандартного циркона Plešovice средневзвешенное значение возраста  $336 \pm 2$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0.61, вероятность = 0.98,  $n = 45$ ) по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Полученные данные находятся в хорошем соответствии с данными, полученными U-Pb (CA ID-TIMS) методом (Horstwood et al., 2016). Для графической иллюстрации полученных результатов использовалась программа IsoplotR (Vermesch, 2018). При построении гистограмм и кривых распределения относительной плотности вероятности возрастов принимались во внимание возрастные оценки, не превышающие пороговые критерии дискордантности  $|D| > 2\%$ . Катодолюминесцентные (CL) изображения зерен циркона с точками U-Th-Pb изотопного датирования и результаты U-Th-Pb изотопных исследований приведены в Supplementary 3, ESM\_3 и Supplementary 4, ESM\_4 соответственно.

Изотопные Nd-Sr исследования валовых проб выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Химическая подготовка образцов для масс-спектрометрических измерений проведена по опубликованной методике (Ларионова и др., 2007). Измерения изотопных отношений проводились на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Англия) в мультидинамическом режиме с использованием трехленточного источника ионов (Thirlwall, 1991). Эффекты масс-фракционирования были скорректированы с помощью экспоненциального закона, путем нормирования на  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  и  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . В начале аналитической сессии было измерено 100 нг Nd-стандарта LaJolla и 90 нг Sr-стандарта SRM-987. В ходе аналитической сессии измеренное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составило в среднем  $0.710238 \pm \pm 16$  ( $2\sigma, n = 9$ ), а  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511840 \pm 19$  ( $2\sigma, n = 10$ ). Полученные результаты хорошо согласуются с их принятыми значениями (Thirlwall, 1991). Для контроля качества, в аналитической сессии

вместе с измерением неизвестных образцов проводилось измерение Nd-Sr изотопных отношений в стандартном образце базальта USGS BHVO-2. Для этого стандарта изотопные отношения, составившие для  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$   $0.512960 \pm 18$  (0.003%), для  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$   $0.703469 \pm 19$  (0.0026%), хорошо согласуются с принятыми значениями ( $0.512979 \pm 14$  и  $0.703478 \pm 34$ , соответственно). Для расчета  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$  в породах использовались современные значения в однородном хондритовом резервуаре (CHUR)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$  (Jacobsen, Wasserburg, 1984). Модельные возраста Nd ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ ) были рассчитаны по модели (Goldstein, Jacobsen, 1988), в соответствии с которой изотопный состав Nd деплетированной мантии эволюционировал линейно с 4.56 млрд лет назад, и на сегодняшний день имеет значение  $\varepsilon_{\text{Nd}}(0) + 10$  ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$ ). Для расчета первоначального  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  изотопного отношения была использована принятая константа распада  $^{87}\text{Rb} = 1.3972 \times 10^{-11}$  год<sup>-1</sup> (Villa et al., 2015).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Геология и петрография

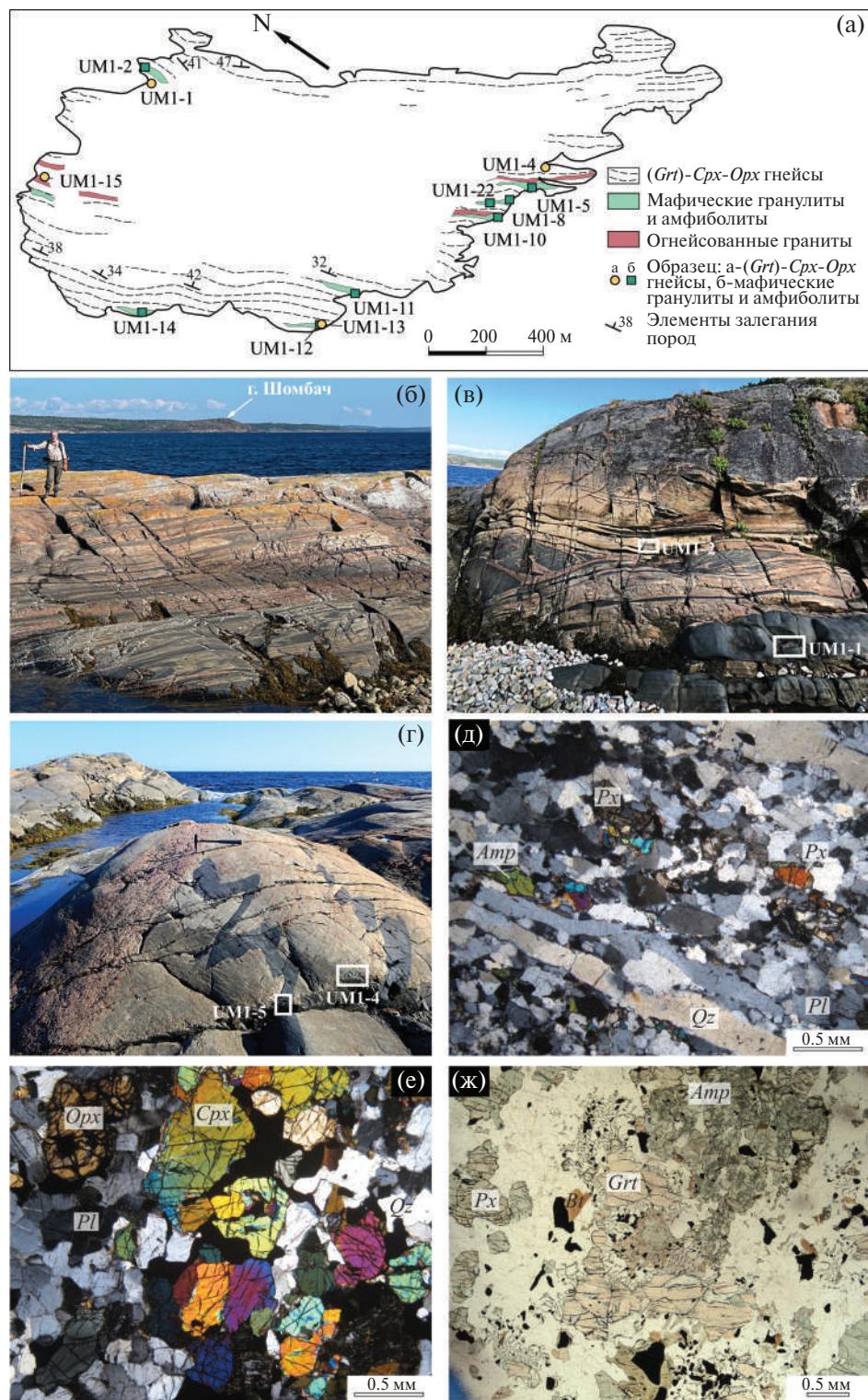
На о-ве Озерчанка преобладают мелкозернистые гнейсы, гнейсовидность которых полого падает в северо-восточном направлении (рис. 2а). Гнейсы содержат многочисленные будины, линзы и прослои гранулитов основного состава, реже метаультрамафитов, мощностью до нескольких метров (рис. 2б, 2в). Пластовые тела огнейсованных гранитов мощностью 2–3 м, представленные в разных частях острова, залегают согласно с общей гнейсовидностью вмещающих гнейсов, но местами имеют секущие соотношения с метабазитами (рис. 2г). Сжатые изоклинальные складки с пологим залеганием шарниров повсеместно фиксируются в гнейсах и метабазитах. Недеформированные жилы гранитных пегматитов пересекают все более ранние породы и являются самыми поздними посттектоническими проявлениями магматизма на о-ве Озерчанка.

Лейкократовые (*Grt*)-*Cpx*-*Opx* гнейсы имеют гнейсовидную текстуру с прослойками меланократовых минералов (рис. 2д). В исследованных породах минеральная ассоциация *Opx*-*Cpx*-*Bt*-*Hbl*-*Pl*-*Qz* является наиболее распространенной, реже в породах присутствует *Kfs* (до 5%). Рудные минералы представлены *Mag*, акцессорные – *Ap* и *Zrn*. В участках гнейсов, претерпевших ретроградные изменения, отмечается появление поздней генерации амфиболя на контакте с клинопироксеном, замещение ортопироксена хлоритом и кальцитом, серитизация плагиоклаза.

Мафические гранулиты, отобранные из разных тел, существенно отличаются по текстурно-структурным характеристикам и количественным соотношениям минералов. Маломощные (до 0.5 м) дайкообразные тела метабазитов имеют мелкозернистую структуру и преимущественно сложены *Pl*-*Opx*-*Cpx*-*Hbl* минеральной ассоциацией (рис. 2е). В более крупных прослоях и линзах среднезернистых пород мощностью более 0.5 м преобладает *Pl*-*Bt*-*Opx*-*Cpx*-*Hbl* минеральная ассоциация с содержанием темноцветных минералов 35–70%, среди которых редко встречается гранат (рис. 2ж). Реже в породах встречаются *Qz* и *Kfs* (~5%). Рудные минералы представлены *Mag* и *Ilm*, акцессорные – *Ap* и *Zrn*. Соотношения минералов указывают на несколько генераций ортопироксена: крупные зерна (0.5–1 мм), каймы обрастания вокруг клинопироксена и радиально расходящиеся от граната червеобразные агрегаты (симплектиты). Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в ортопироксенах составляет 1–5 мас. % (см. Supplementary 1, ESM\_1). В клинопироксene встречаются тонкие ламели ортопироксена, а на внешней границе зерен клинопироксена часто наблюдается их обрастание зернами ортопироксена. Амфиболы, представленные магнезиальной роговой обманкой, гастигситом и паргаситом, обнаружены в виде срастаний с пироксенами. Зерна граната незональны и в некоторых случаях содержат включения *Bt*, *Cpx*, *Opx*, *Pl* и *Qz*, среднее содержание пиропа – 30%, альмандин – 50%, гроссуляра – 15%, спессартина и андрадита – 5%. Плагиоклаз представлен андезином, лабрадором и битовитом в виде отдельных зерен, а также в *Opx*-*Pl* срастаниях, где зональность выражена последовательным снижением аортитового компонента к краевой части симплектитов. Помимо мафических гранулитов, есть и ультрамафические разновидности, в которых резко увеличено содержание *Opx* и резко снижено содержание *Pl*, по сравнению с мафическими гранулитами.

Остров Паленый сложен мелкозернистыми полосчатыми гранатсодержащими клинопироксен-ортопироксеновыми гнейсами, ортопироксеновыми и двупироксеновыми породами основного и среднего состава, часть из которых претерпела интенсивную метасоматическую переработку (рис. 3а–3г) (Лебедева и др., 2012; Лебедева, 2015; Бушмин и др., 2020). Преобразования наиболее широко проявлены в линзовидных телах окварцовых *Grt*-*Opx*-*Sil* пород.

Гнейсовидная текстура гнейсов (мощность полос от 0.01 до 10 м) определяется вариациями их окраски от светло-серой до темно-серой (рис. 3б–3г). Простижение гнейсовидности  $30^\circ$ – $40^\circ$ , падение в северо-восточных румбах (рис. 3а). Хорошо распознаваемые и выдержаные по простианию слои мощностью до нескольких метров, сложенные биотит-амфибол-плагиоклазовыми породами



**Рис. 2.** (а) Схема геологического строения о. Озерчанка. (б–г) Фотографии обнажений на о. Озерчанка: (б) полосчатые (Grt)-Cpx-Opx гнейсы с маломощными прослойями мафических гранулитов; (в) будины и линзы мафических гранулитов в (Grt)-Cpx-Opx гнейсах; (г) пластовое тело ранних оgneisovannых гранитов, секущее гнейсовидность (Grt)-Cpx-Opx гнейсов, и тектонизированные тела мафических гранулитов. (д–ж) Микрофотографии пород о. Озерчанка: (д) мелкозернистые серые (Grt)-Cpx-Opx гнейсы (обр. UM1-1); (е) среднезернистые двупироксеновые мафические гранулиты (амфиболиты) (обр. UM1-14); (ж) Grt-Cpx-Opx гранулиты (обр. UM1-22) из мощного прослоя в (Grt)-Cpx-Opx гнейсах. Аббревиатуры минералов приведены по (Warr, 2021).

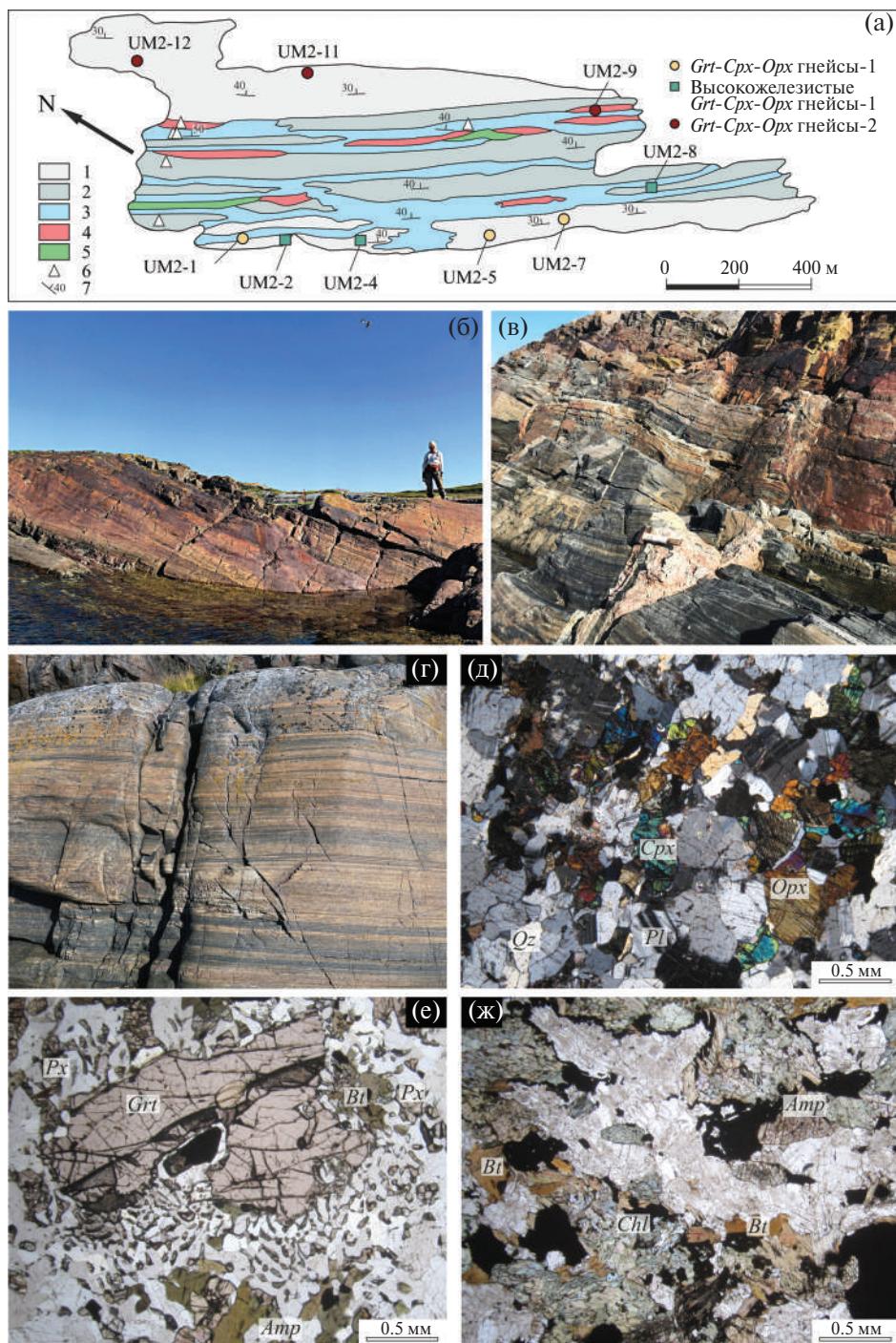


Рис. 3. (а) Схема геологического строения о. Паленый (Бушмин и др., 2009, 2020).

1 – *Opx* и *Grt-Cpx-Opx* мafические гранулиты и гнейсы; 2 – *Grt*-содержащие мafические гранулиты и *Cpx-Opx* гнейсы; 3 – богатые *Qz* породы и *Qz* бластомилониты с разным содержанием *Sil*, *Opx*, *Grt*, *Crd*, *Bt*, *Spl*, *Spr*; 4 – *Opx-Grt* породы с переменным содержанием *Sil*, *Qz*, *Crd*, *Bt*; 5 – диопсидовые породы со скаполитом; 6 – породы, для которых ранее проведено U-Pb датирование циркона (Бушмин и др., 2009); 7 – элементы залегания пород. (б–г) Фотографии обнажений на о. Паленый: (б) полосчатые *Grt-Cpx-Opx* гнейсы с зонами охристой и ржавой окраски; (в) жила посттектонических гранитных пегматитов, секущая гранулиты; (г) полосчатая текстура *Grt-Cpx-Opx* гнейсов. (д–ж) Микрофотографии разновидностей пород о. Паленый: (д) *Grt-Cpx-Opx* гнейсы (обр. UM2-7); (е) *Grt* *Grt-Cpx-Opx* гнейсы (обр. UM2-1); (ж) *Bt-Amp* гнейсы с высоким содержанием пирита и ильменита (обр. UM2-4).

с высоким содержанием пирита и ильменита – характерная особенность гнейсовой толщи о-ва Паленый (рис. 3б). Среди гнейсов встречаются единичные маломощные (до 1 м) пластовые тела огненосанных гранитов, а также многочисленные жилы посттектонических пегматитов (рис. 3в).

Преобладающие по объему серые гнейсы сложены *Grt-Opx-Cpx-Bt-Hbl-Fsp-Pl-Qz* ( $\pm$  *Sil*, *Crd*) минеральной ассоциацией. Темные прослои в гнейсах представлены мелко- и среднезернистыми ортопироксеновыми и двупироксеновыми породами основного и среднего состава гранобластовой структуры. В породах преобладает *Pl-Qz-Opx-Grt-Bt* ( $\pm$  *Cpx*, *Kfs*, *Hbl*) ассоциация. В целом по минералого-петрографическим особенностям гнейсы на о-ве Паленый варьируют слабо, главным образом, по количественным соотношениям *Hbl*, *Grt*, *Bt* и *Opx*.

### Петрогоеохимия

При отборе геохимических проб мы старались избегать участков окварцевания и порфиробластита, которые по результатам изучения о-ва Паленый рассматриваются как признаки проявления метасоматических процессов (Бушмин и др., 2007, 2020).

На о-ве Озерчанка метабазиты варьируют по составу, отвечают магнезиальным и железистым толеитам и имеют широкие вариации концентраций главных и редких элементов (см. Supplementary 2, ESM\_2, рис. 4б–4г). Редкоземельные элементы (РЗЭ) в метабазитах различаются как по уровням содержаний, так и по характеру спектров распределения: от близких к хондритовым до сильно фракционированных, особенно в области тяжелых лантаноидов ( $\text{La}_{\text{N}}/\text{Sm}_{\text{N}}$  от 1.1 до 1.7,  $\text{Gd}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$  от 1.1 до 2.7). (*Grt*)-*Cpx-Opx* гнейсы по составу отвечают известково-щелочным натровым андезитам и дацитам (рис. 4б) и слабо варьируют по содержанию петрогенных и редких элементов. Общей геохимической особенностью гнейсов являются сильно фракционированные спектры тяжелых РЗЭ ( $\text{Gd}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$  от 3.4 до 4.0), заметные положительные аномалии Eu и Sr, низкие величины  $\text{Nb}_{\text{N}}/\text{La}_{\text{N}}$  и резкое обеднение Th и U (рис. 4г).

На о-ве Паленый *Grt-Cpx-Opx* гнейсы представлены двумя геохимическими типами. Гнейсы-1, преобладающие в западной части острова, по составу отвечают высокоглиноземистым андезитам и андезибазальтам (рис. 3, 4). Прослои с высоким содержанием сульфидов в гнейсах-1 однородны по составу и отвечают по соотношениям оксидов петрогенных элементов обогащенным Fe базитам, с низкими содержаниями  $\text{MgO}$  и  $\text{TiO}_2$  и высоким –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Для этих пород характерны умеренные концентрации РЗЭ и слабо фракционированные спектры ( $\text{La}_{\text{N}}/\text{Sm}_{\text{N}}$  от 1.1 до 1.4,

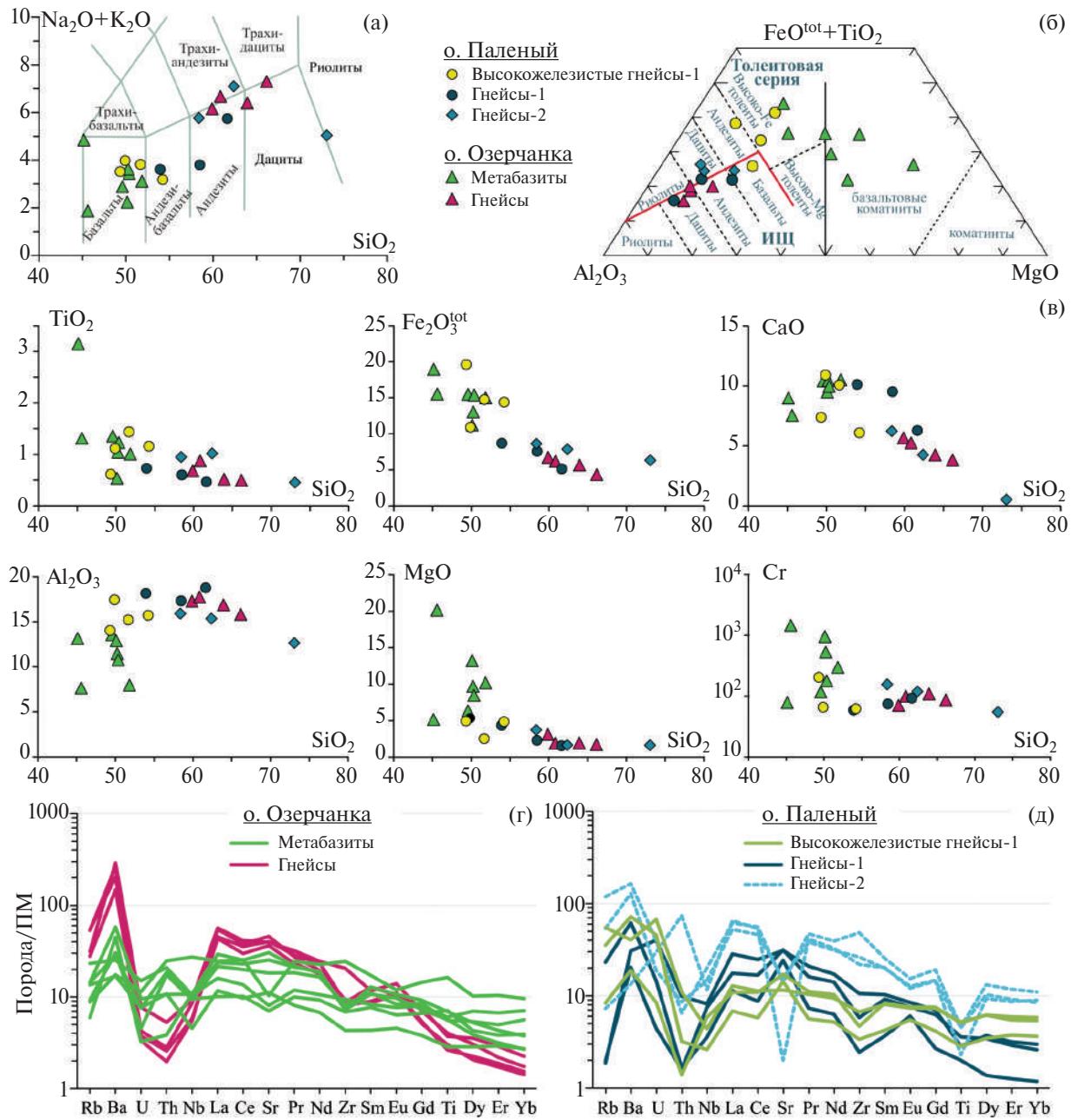
$\text{Gd}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$  от 1.1 до 1.4), низкие величины  $\text{Nb}_{\text{N}}/\text{La}_{\text{N}}$ , отрицательные аномалии *Zr* и *Ti*, небольшие положительные аномалии *Eu*, *Sr* и заметное обогащение *U* и литофильными элементами (рис. 4д). По многим геохимическим характеристикам, включая низкие концентрации РЗЭ, положительные аномалии *Eu* и *Sr* и отрицательные *Zr*-аномалии, гнейсы-1 и содержащиеся в них прослои обогащенных сульфидами пород сопоставимы, однако в гнейсах в большей степени фракционированы РЗЭ с небольшим обогащением легкими и заметным обеднением тяжелыми лантаноидами ( $\text{La}_{\text{N}}/\text{Sm}_{\text{N}}$  от 1.2 до 1.8,  $\text{Gd}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$  от 2.3 до 2.4) (рис. 4д).

Гнейсы-2, преобладающие в восточной и северо-восточной части о-ва Паленый, по составу отвечают умеренно-глиноземистым андезитам, дацитам и риолитам (рис. 3, 4). От гнейсов-1 они отличаются более высокими концентрациями *Nb*, *Zr* и РЗЭ, менее фракционированными спектрами распределения тяжелых лантаноидов ( $\text{Gd}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$  от 1.6 до 1.7) и наличием резких отрицательных аномалий *Eu* и *Sr* (рис. 4д).

### *U-Th-Pb* геохронология циркона и *Sm-Nd* изотопные данные

Циркон из двух образцов (*Grt-Cpx-Opx* гнейсов о-ва Озерчанка (обр. UM1-4, UM1-15) имеет близкую морфологию. Он формирует зерна эллипсовидной формы со слаженными вершинами и ребрами с коэффициентом удлинения (КУ) 1.5–2, единичные зерна – с КУ > 2. Все зерна имеют неоднородное внутреннее строение: коричневатые прозрачные ядра с трещинами и включениями окружены бесцветными прозрачными каймами. В CL циркон демонстрирует сложную зональность: ксеноморфные, редко идиоморфные ядра обладают неоднородной осцилляторной зональностью, реже имеют неоднородную облачную структуру или однородны (рис. 5а, 5б; см. Supplementary 3, ESM\_3). Иногда в ядрах содержатся реликты более ранних ядер округлой формы с тонкой осцилляторной зональностью либо неоднородные в CL. Ядра дорастают светлыми в CL тонкими каймами. В большинстве зерен между каймой и ядром присутствуют узкие резорбированные оболочки с метаморфической зональностью (рис. 5а, 5б). Единичные зерна эллипсовидной формы с КУ ~ 1–1.2 обладают светлыми в CL однородными ядрами, окружеными тонкими и более яркими оболочками.

Полученные геохронологические данные из двух проб (*Grt-Cpx-Opx* гнейсов (см. Supplementary 4, ESM\_4) не имеют статистически значимых различий ( $p = 0.73$ , тест Колмогорова–Смирнова (Wilcox, 2003)). Возрасты ядер варьируют в широких пределах от 2.06 до 2.78 млрд лет с наиболее



**Рис. 4.** Особенности распределения главных и редких элементов в породах островов Порей Губы.  
 (а) Классификационная диаграмма TAS по (Le Bas et al., 1986); (б) классификационная диаграмма по (Jensen, 1976), ИШ – известково-щелочная серия; (в) вариации содержаний петрогенных элементов относительно  $\text{SiO}_2$ ; (г, д) спектры распределения литофильных элементов в породах о. Озерчанка (г) и о. Паленый (д), нормированные к примитивной мантии (ПМ) по (Wedepohl, Hartmann, 1994).

значимыми пиками  $\sim 2.70$  и  $\sim 2.60$  млрд лет (рис. 5в, 5г). Менее значимые пики формируют зерна с возрастом 2.56, 2.51, 2.38 млрд лет, для большинства из которых характерна неоднородная осцилляторная зональность, которая, вероятно, является результатом перекристаллизации магматических зерен циркона при метаморфизме. Возраст светлых однородных ядер и оболочек циркона со сложной зональностью составляет 1.90–1.94 млрд лет (рис.

5в, 5г). Таким образом, полученные возрасты лишь отчасти характеризуют природу протолитов (*Grt-Cpx-Orp* гнейсов и, скорее, связаны с длительной историей эндогенной переработки пород, сформированных не позднее 2.6 млрд лет назад.

Sm-Nd модельные возрасты гнейсов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  (Goldstein, Jacobsen, 1988) составляют 2.80–2.93 млрд лет, вариации величин  $\varepsilon_{\text{Nd}}(2700)$  от +0.3 до

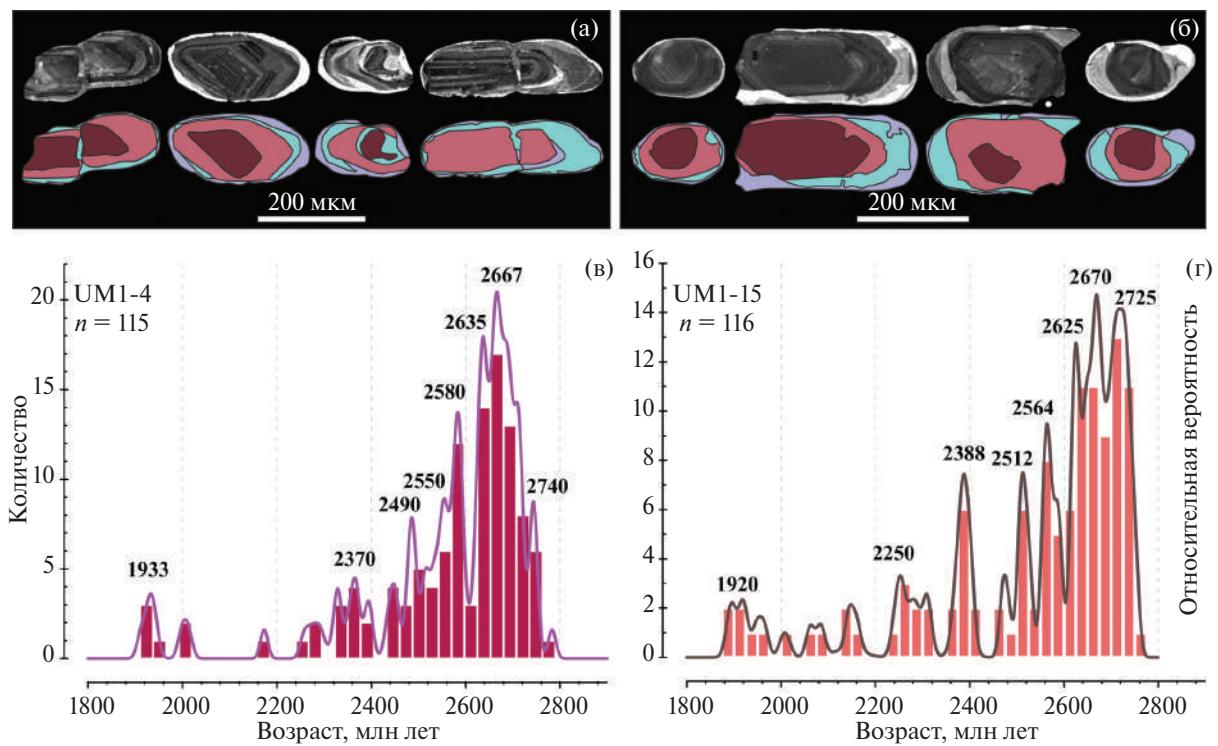


Рис. 5. (а, б) Катодолюминесцентные изображения и схема внутреннего строения зерен циркона и (в, г) спектры распределения U-Th-Pb возраста циркона из проб (Grt)-Cpx-Opx гнейсов о. Озерчанка.

Таблица 1. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные для гнейсов островов Озерчанка и Паленый

Компоненты	UM1-4	UM1-15	UM2-1	UM2-7	UM2-9	UM2-11
	<i>Bt</i> гнейс	<i>Bt</i> гнейс	<i>Grt-Bt</i> гнейс	<i>Grt-Bt</i> гнейс	<i>Grt-Bt</i> гнейс	<i>Bt</i> гнейс
Sm	3.26	4.37	3.62	4.00	5.82	7.71
Nd	22.3	27.9	17.6	21.1	28.8	38.1
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.0883	0.0949	0.1244	0.1144	0.1225	0.1225
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.510724	0.510952	0.511792	0.511734	0.511794	0.511825
$\pm 2\sigma$	0.000007	0.000009	0.000009	0.000008	0.000009	0.000007
$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	0.3	2.5	1.7	3.1	2.2	2.8
$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	2933	2804	2310	2168	2259	2207
Rb	27.0	17.6	0.811	1.01	3.97	31.3
Sr	906	751	615	604	33.5	301
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.0861	0.0679	0.0038	0.0049	0.3421	0.3007
$\pm 2\sigma$	0.0005	0.0005	0.0002	0.0002	0.0001	0.0003
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.706330	0.706713	0.702340	0.702494	0.713118	0.711034
$\pm 2\sigma$	0.000012	0.000012	0.000013	0.000013	0.000009	0.000016
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{T}}$	0.7028	0.7039	0.7022	0.7024	0.7036	0.7027
$\pm 2\sigma$	0.00088	0.00091	0.00042	0.00042	0.00028	0.00047

Примечание. Значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  рассчитаны на возраст 2700 и 1960 млн лет для пород о. Озерчанка и о. Паленый соответственно.

+2.5. Изотопное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , рассчитанное на возраст 2700 млн лет, варьирует от 0.7030 до 0.7041 (табл. 1).

На о-ве Паленый U-Th-Pb изотопное датирование циркона было выполнено для гнейсов-1 и гнейсов-2.

В гнейсах-1 (обр. UM2-1) циркон формирует зерна округлой и эллипсовидной формы с КУ = 1–1.5. В проходящем свете отмечается неоднородное строение зерен: коричневатые просвечивающие, реже бесцветные, ядра окружены бесцветными прозрачными каймами. Это строение хорошо проявлено в CL: ядра коричневых оттенков полностью метамиктны, бесцветные – имеют темное однородное свечение либо неоднородное внутреннее строение с

широкими зонами (рис. 6а). Темные ядра иногда окружены оболочками, которые имеют более темный оттенок в CL во внутренней зоне вблизи ядра и более яркий – во внешней зоне. Тонкие яркие в CL внешние каймы однородны (рис. 6а).

Изотопное U-Th-Pb датирование разных зон циркона показывает небольшой интервал вариаций возрастов от 1.86 до 1.95 млрд лет с пиком 1.92 млрд лет (рис. 6б). Наиболее древний возраст ~1.95 млрд лет характерен для темных в CL ядер циркона; светлые в CL ядра и оболочки схожего строения обладают возрастом от 1.86 до 1.92 млрд лет. На диаграмме с конкордией аналитические значения конкордантных и субконкордантных точек формируют вытянутое облако (рис. 6в), что может быть связано с нарушением U-Th-Pb изотопной системы в цирконе при метаморфических

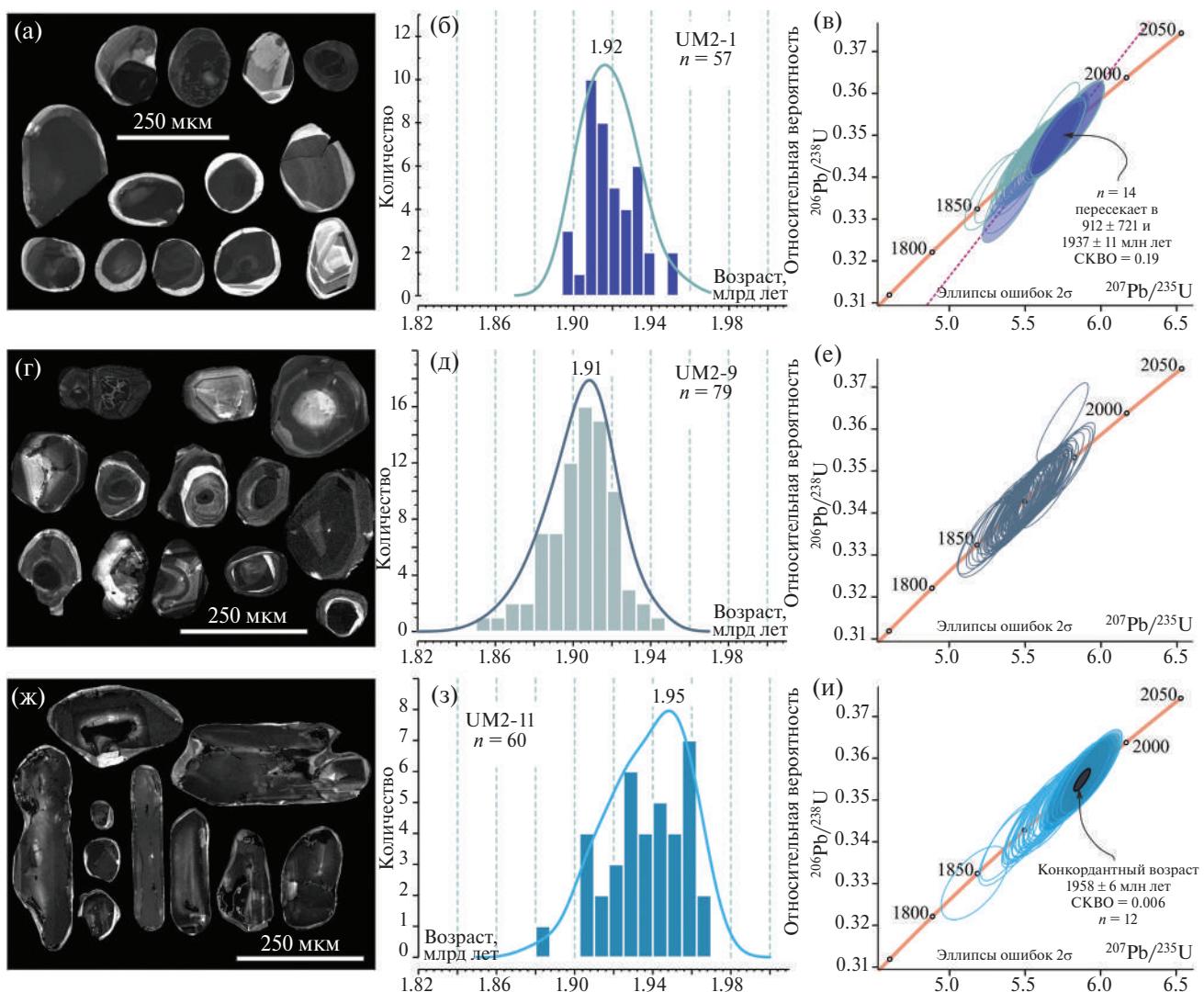


Рис. 6. (а, г, ж) Катодолюминесцентные изображения зерен, (б, д, з) спектры распределения U-Th-Pb возрастов и (в, е, и) диаграммы с конкордией для циркона из *Grt-Cpx-Opx* гнейсов о. Паленый: (а–в) обр. UM2-1, (г–е) обр. UM2-9, (ж–и) обр. UM2-11.

процессах, которое приводит к более молодым значениям изотопного возраста, либо при непрерывной потере радиогенного Pb при длительном гранулитовом метаморфизме, как это показано в работе (Ashwal et al., 1999). Такое объяснение согласуется с представлением о длительных метаморфических преобразованиях пород (например, Бушмин и др., 2009; Каулина, 2009). Верхнее пересечение дискордии, построенной с учетом дискордантных и наиболее древних конкордантных точек, с конкордией отвечает возрасту 1.94 млрд лет.

В гнейсах-2 (обр. UM2-9, UM2-11) циркон имеет контрастно различающуюся морфологию. В образце UM2-9 циркон формирует зерна преимущественно окружной (КУ ~ 1), реже эллипсовидной (КУ ~ 1.5), формы. Большая часть зерен содержит коричневатые или бесцветные ядра, дорастающие прозрачными бесцветными каймами. Коричневатые просвечивающие ядра частично или полностью метамиктны. Прозрачные коричневатые ядра в CL темные, однородны или имеют слабо выраженную осцилляторную зональность (рис. 6г). Прозрачные бесцветные ядра обладают светлой в CL окраской, однородным строением или слабо выраженной осцилляторной, реже секториальной, зональностью (рис. 6г). Ядра дорастают широкими темными и светлыми в CL оболочками (рис. 6г). Темные оболочки часто окружены светлыми каймами, а светлые оболочки – темными, либо метамиктными каймами (рис. 6г).

Конкордантные возраста разных зон зерен циркона варьируют от 1.86 до 1.94 млрд лет с пиком в 1.91 млрд лет (рис. 6д). На диаграмме с конкордией (рис. 6е) конкордантные точки формируют область, вытянутую вдоль конкордии, что так же, как и в цирконе гнейсов-1, может быть связано с продолжительным гранулитовым метаморфизмом.

В образце *Cpx-Opx* гнейсов (обр. UM2-11) циркон формирует бесцветные, прозрачные и коричневатые просвечивающие зерна длиннопризматической (КУ = 2–3) и эллипсовидной (КУ ~ 1.5) формы со слаженными вершинами и ребрами. Неоднородное внутреннее строение зерен фиксируется в проходящем свете и на CL-изображениях. Темные в CL ядра однородны, реже содержат реликты осцилляторной зональности, иногда частично или полностью метамиктны (рис. 6ж). Дорастающие их светлые в CL каймы имеют слабо выраженную или неоднородную осцилляторную зональность (рис. 6ж).

*U-Th-Pb* возраста циркона варьируют от 1.86 до 1.97 млрд лет с пиком в 1.95 млрд лет (рис. 6з). Наиболее древние возраста характерны для ядер циркона. Возраст кайм варьирует в интервале от 1.86 до 1.93 млрд лет. На диаграмме с конкордией аналитические точки формируют область, вытянутую вдоль конкордии (рис. 6и). Конкордантный

возраст, рассчитанный для 12 наиболее древних зерен, составляет  $1958 \pm 6$  млн лет (рис. 6и).

Sm-Nd модельные возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  для гнейсов-1 (2.17–2.31 млрд лет) и для гнейсов-2 (2.21–2.26 млрд лет) близки, величины  $\varepsilon_{\text{Nd}}(1960)$  варьируют в интервале от +1.7 до +3.1. Пересчитанный на возраст 1960 млн лет изотопный состав стронция в гнейсах-1 (0.7022–0.7024) чуть менее радиогенный, чем в гнейсах-2 (0.7027 до 0.7036) (табл. 1).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Несмотря на интенсивную тектоническую и метаморфическую переработку изученных пород, полученные данные дают основание обсудить происхождение породных комплексов двух смежных коровых фрагментов, выявленных на островах Озерчанка и Паленый в составе Порьегубского тектонического меланжа, и провести сравнительный анализ истории их формирования.

На о-ве Озерчанка (*Grt-Cpx-Opx* гнейсы, опробованные в разных частях острова, имеют близкие геохимические и возрастные характеристики. По содержаниям главных и редких элементов (*Grt-Cpx-Opx* гнейсы отвечают ТТГ-гранитоидам, их образование могло быть связано с плавлением мафической коры в поле устойчивости граната (Pearce et al., 2021), что согласуется также с полученными Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимическими данными. Акцессорный циркон гнейсов содержит информацию о сложной эндогенной истории этих пород в интервале 2.7–1.9 млрд лет. Циркон с наиболее древними возрастами 2.6–2.7 млрд лет доминирует и, возможно, характеризует магматический протолит гнейсов. Этот протолит, согласно Sm-Nd изотопным данным (рис. 7), был сформирован в архее, но не раньше 2.9 млрд лет назад за счет базитового источника с изотопными характеристиками деплетированной мантии.

Мафические гранулиты на о-ве Озерчанка могут представлять фрагменты мафических интрузивов или даек. В пользу этого предположения свидетельствуют характерные для интрузивных метабазитов реликтовые структуры и минеральные парагенезисы, а также сходство составов пород с метабазитами Колвицкого блока (Богданова и др., 1996; Bogdanova, Yefimov, 1993). Широкие вариации геохимических характеристик базитов из разных тел дают основание предположить, что они представляют разные по генезису и, возможно, разновозрастные проявления основного интрузивного магматизма.

Таким образом, о. Озерчанка сложен метаморфизованными в условиях гранулитовой фации архейскими ТТГ-гнейсами с возрастом около 2.7 млрд лет и разнообразными мафическими породами, по многим признакам сопоставимыми

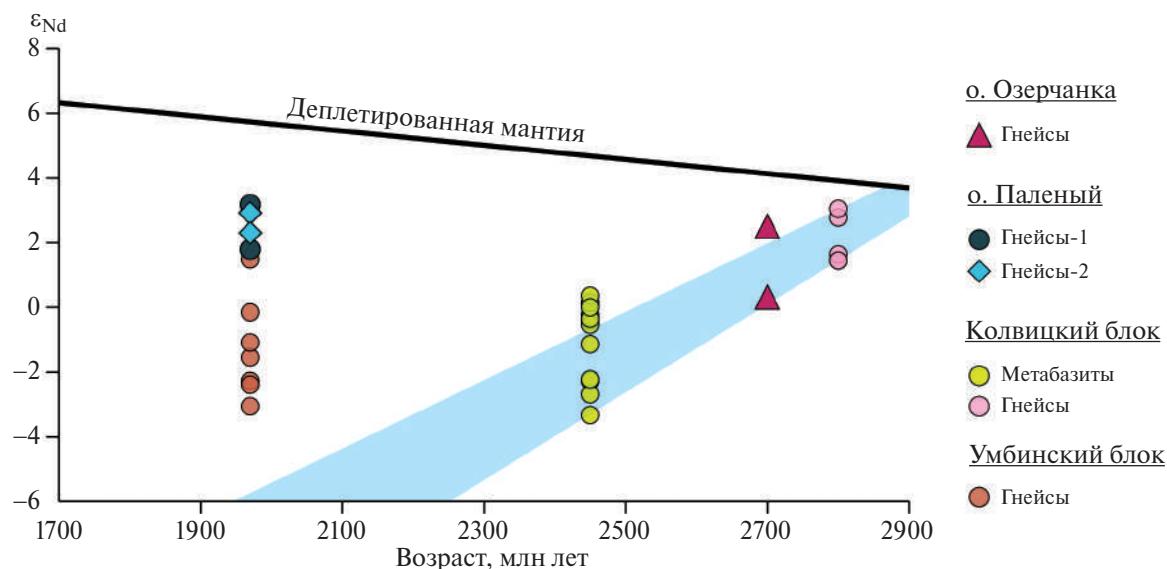


Рис. 7. Диаграмма  $\epsilon_{\text{Nd}}$ —Т для пород юго-восточной части ЛКО.

Данные для пород Колвицкого и Умбинского блоков по (Балаганский и др., 1998). Полем показана область изотопных составов Nd архейской коры Колвицкого блока. Линия эволюции изотопного состава деплелированной мантии рассчитана по (Goldstein, Jacobson, 1988).

с ассоциацией пород Колвицкого блока (рис. 7) в локальном масштабе (Богданова и др., 1996; Bogdanova, Yefimov, 1993) и с ассоциацией интрузивных мафитовых пород Беломорской провинции в региональном плане (Степанов, 1981).

На о-ве Паленый пространственно обособленные *Grt-Cpx-Orp* гнейсы двух разных геохимических типов имеют, вероятно, разное происхождение. Протолиты гнейсов-1, отвечающие по составу андезибазальтам и андезитам, обогащенные  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Sr и Eu и обедненные тяжелыми РЗЭ, могли образоваться при дифференциации базальтового расплава при ведущей роли амфибола и отсутствии плагиоклаза в кумулусной ассоциации, что предполагает высокое содержание воды в расплавах. Протолиты гнейсов-2, обедненные  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Sr, Eu и обогащенные тяжелыми РЗЭ, могли образоваться в равновесии с *Px-Pl* рестибитом или кумулусом, что предполагает более сухие условия и меньшую глубину образования расплавов. Полученные нами и опубликованные ранее (Bridgwater et al., 2001; Лебедева и др., 2010) Sm-Nd изотопно-геохимические данные однозначно указывают на палеопротерозойский возраст (не древнее 2.2–2.3 млрд лет) источников расплавов для магматических протолитов гнейсов-1 и гнейсов-2 без значимого вклада архейской коровой компоненты (рис. 7). Оценку возраста магматического протолита по результатам U-Th-Pb изотопного датирования циркона  $1958 \pm 5$  млн лет удалось получить только для гнейсов-2, что перекрывает с оценкой возраста  $1963 \pm 17$  млн лет для гнейсов в восточной части острова (Бушмин и др., 2009). В гнейсах-1 все зерна циркона имеют метаморфический генезис

и дают оценки возраста метаморфизма около 1.90 млрд лет, что согласуется с полученными ранее данными (Бушмин и др., 2009; Лебедева и др., 2010), в то время как вопрос о возрасте протолитов этих пород остается открытым. Нерешенным остается также вопрос о происхождении и возрасте метаосадочных гнейсов о-ва Паленый, в которых ранее были обнаружены многочисленные зерна датритового циркона с возрастом 2.1–2.2 млрд лет и единичные зерна циркона с архейским возрастом (Bridgwater et al., 2001).

Ювенильные Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические характеристики всех палеопротерозойских метавулканитов о-ва Паленый указывают на то, что их образование происходило на океанической коре на удалении от архейских континентов. Это, в сочетании с особенностями составов изученных пород и их геохимическими особенностями, включая низкие концентрации  $\text{TiO}_2$  и Nb, низкие величины  $\text{Nb}_N/\text{La}_N$  и обогащенные спектры легких РЗЭ, предполагает надсубдукционный генезис расплавов в островодужной обстановке (Murphy, 2007). Следует добавить, что по возрастным и изотопно-геохимическим характеристикам палеопротерозойские комплексы пород о-ва Паленый сопоставимы с комплексами Умбинского блока, но отличаются более мафическими составами. Более детальный сравнительный анализ этих палеопротерозойских комплексов юго-восточной части Лапландско-Кольского орогена на сегодня невозможен из-за отсутствия геохимических данных по метаморфизованным вулканогенно-осадочным породам Умбинского блока.

Возраст метаморфической переработки пород Порьегубского тектонического меланжа оценивается при U-Th-Pb изотопном датировании циркона. На о-ве Озерчанка несколько возрастных событий для гнейсов в интервале 2.6–2.2 млрд лет, зафиксированные в цирконе по зонам с неоднородной зональностью, могли быть связаны с термальной переработкой гнейсов при внедрении базитовых интрузивов, фрагменты которых широко представлены на этом острове. Наиболее поздний эпизод термальной переработки около 1.9 млрд лет широко проявлен во всех раннедокембрийских комплексах района Порьей губы и связан, вероятно, с коллизионным метаморфизмом.

Метаморфические преобразования пород о. Озерчанка, оценка которых проводилась по гранатодержащим основным гранулитам (рис. 2ж), включали два этапа (рис. 8а). Первый этап метаморфизма установлен по краевым частям крупных зерен *Grt*, *Opx* и *Bt*. По *Grt* + *Opx* + *Pl* + *Qz* + + *Bt* парагенезису установленный пик метаморфизма отвечает  $T = 780$ –820°C и  $P = 8.6$ –9.4 кбар

(рис. 8б). Второй этап метаморфизма пород связан с формированием на границе зерен граната *Opx-Pl* симплектитовых агрегатов, отражающих ретроградные изменения. Формирование *Grt* + + *Opx* + *Pl* + *Qz* + *Bt* парагенезиса, отвечающего второму этапу метаморфизма, происходило при  $T = 640$ –650°C и  $P = 6.7$ –7.3 кбар (рис. 8в). Общий  $P$ – $T$  тренд метаморфизма для пород о-ва Озерчанка (рис. 8а) хорошо согласуется с полученными ранее  $P$ – $T$  оценками для пород Порьегубского меланжа, Умбинского и Колвицкого блоков (Азимов, Бушмин, 2009; Глебовицкий и др., 1997, 2009).

Для о-ва Паленый по результатам работ (Лебедева и др., 2012; Лебедева, 2015) намечается более сложный  $P$ – $T$  тренд метаморфических преобразований (рис. 8а). Проградный метаморфизм для парагнейсов Умбинского блока, габбро-анортозитов Колвицкого блока и двупироксеновых кристаллосланцев Порьегубского покрова (Глебовицкий и др., 2009; Лебедева и др., 2012) имеет близкие параметры и пиковые значения гранулитового метаморфизма  $T = 800$ –900°C и  $P = 8.6$ –11 кбар.

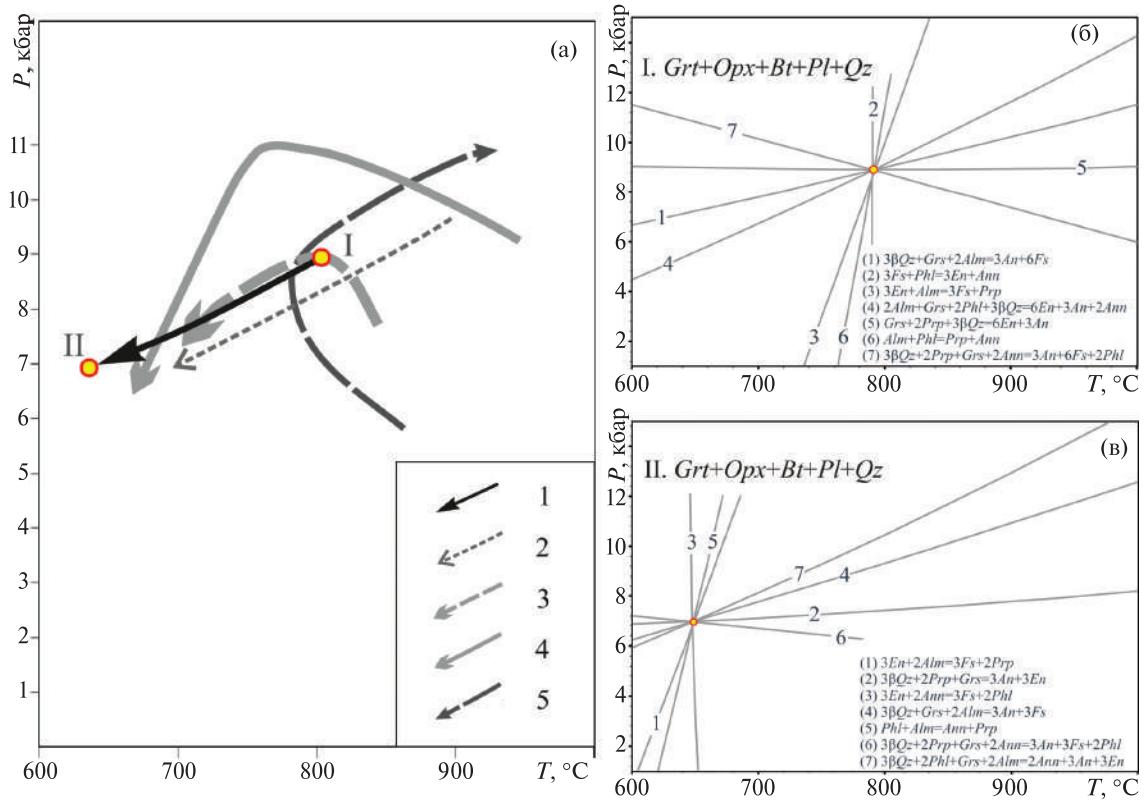


Рис. 8. Сопоставление параметров метаморфизма и  $P$ – $T$  трендов для гнейсов, о. Озерчанка с литературными данными для Лапландско-Кольского орогена.

(а)  $P$ – $T$  тренды метаморфизма: 1 – для *Grt-Cpx-Opx* гнейсов, о. Озерчанка, где I – пик гранулитового метаморфизма (см. рис. 8б), II – ретроградная стадия (см. рис. 8в); 2 – *Grt-Opx* гнейсов, мыс Шомбач (Азимов, Бушмин, 2009); 3 – парагнейсы, Умбинский блок (Глебовицкий и др., 2009); 4 – габбро-анортозиты, Колвицкий блок (Глебовицкий и др., 2009); 5 –  $P$ – $T$  тренд метаморфических и метасоматических преобразований двупироксеновых кристаллосланцев о. Паленый, Порьегубский покров (Лебедева и др., 2012). (б, в) – диаграммы TWQ (*Grt* + *Opx* + *Bt* + *Pl* + *Qz*) для пика гранулитового метаморфизма (I) и ретроградной стадии (II) гнейсов о. Озерчанка.

Постпиковые изменения пород фиксируются по ретроградным реакционным каймам и вторичному амфиболу. Их образование происходило при снижении температуры и давления до условий амфиболитовой фации.

Близкие  $P-T$  пути метаморфических преобразований широкого набора пород Порьегубского тектонического меланжа, Умбинского и Колвицкого блоков могут свидетельствовать об их общей истории метаморфических преобразований во время лапландско-кольского орогенеза.

Полученные данные по породным комплексам двух пространственно сближенных островов Паленый и Озерчанка в составе тектонического меланжа демонстрируют контрастные различия их состава и возраста, хотя распознаваемая история их структурно-метаморфической переработки близка. Вместе с тектонической пластиной архейских гранитогнейсов в центральной части Порьей губы (рис. 1в; Балаганский, Глебовицкий, 2005) присутствие архейского блока о-ва Озерчанка среди ювенильных островодужных палеопротерозойских комплексов в ядре ЛКО может быть объяснено в рамках двух тектонических моделей. Во-первых, этот архейский блок может представлять край архейского континента, вскрытый в эрозионном окне палеопротерозойского тектонического покрова. Такие модели обсуждаются для многих фанерозийских и докембрийских орогенов, и, в частности, для палеопротерозойского Свекофеннского орогена в Раахе-Ладожской зоне (Konopelko et al., 2005). Во-вторых, архейский блок о-ва Озерчанка может представлять реликт самостоятельного фрагмента архейской литосферы, который был обособлен при расколе и открытии Лапландско-Кольского океана, а впоследствии совмещен с субдукционными палеопротерозойскими комплексами в ходе коллизионной орогенезии. Можно предполагать, что этот блок изначально был более крупным, но уменьшился под влиянием субдукционной эрозии на его восточном фланге в окрестностях мыса Шомбач (рис. 1в), где Sm-Nd изотопно-геохимические данные фиксируют повышенный вклад архейского материала в палеопротерозойские метаграуваки Умбинского блока (Балаганский и др., 1998). Либо разрушение архейского блока о-ва Озерчанка могло происходить уже на коллизионной стадии за счет тектонического сжатия, а также захоронения под палеопротерозойскими комплексами. Вне зависимости от первоначальных размеров, Озерчанский архейский блок вместе с тектонической пластиной архейских гранитогнейсов в центральной части Порьей губы с относительно более мощной и холодной литосферой мог оказывать серьезное влияние на субдукционные и аккреционные процессы внутри Лапландско-Кольского океана, которое необходимо учитывать при будущих палеотектонических реконструкциях.

## ВЫВОДЫ

1. В составе палеопротерозойского Порьегубского тектонического меланжа среди ювенильных палеопротерозойских комплексов на о-ве Озерчанка обнаружен блок архейской коры. Этот блок состоит из ТТГ-гнейсов с возрастом протолитов более 2.6 млрд лет и многочисленных тел магматических гранулитов, которые имеют широкие вариации составов и, вероятно, представляют фрагменты различных палеопротерозойских магматических интрузивов и даек. По строению, составу и возрасту блок о-ва Озерчанка близок с архейским Колвицким блоком и Беломорской провинцией в целом (Богданова и др., 1996; Bogdanova, Yefimov, 1993; Stepanova et al., 2022).

2. Палеопротерозойские вулканогенные комплексы Порьегубского тектонического меланжа, окружающие архейский блок и изученные на о-ве Паленый, были сформированы 1.96 млрд лет назад, имеют ювенильные Sr-Nd изотопные и острородовые геохимические характеристики и, вероятно, образовались в обстановке океанической островной дуги.

3. Пиковый ( $T = 780-820^\circ\text{C}$  и  $P = 8.6-9.4$  кбар) и ретроградный ( $T = 640-650^\circ\text{C}$  и  $P = 6.7-7.3$  кбар) метаморфизм пород архейского блока о-ва Озерчанка – около 1.9 млрд лет, по условиям и возрасту сопоставим с метаморфическими преобразованиями пород Колвицкого и Умбинского блоков и Порьегубского тектонического меланжа.

4. Присутствие архейского блока о-ва Озерчанка среди ювенильных островодужных палеопротерозойских комплексов в ядре ЛКО может быть объяснено в рамках двух тектонических моделей. Во-первых, этот архейский блок может представлять край архейского континента, вскрытый в эрозионном окне палеопротерозойского тектонического покрова. Во-вторых, архейский блок о-ва Озерчанка может представлять реликт самостоятельного фрагмента архейской литосферы, который был обособлен при расколе и открытии Лапландско-Кольского океана, а впоследствии совмещен с субдукционными палеопротерозойскими комплексами в ходе коллизионной орогенезии. Выбор между этими моделями требует дополнительных исследований.

**Благодарности.** Геологический материал собран на территории Кандалакшского государственного природного заповедника при поддержке и помощи его руководства и сотрудников. Авторы благодарны рецензентам статьи, Донской Т.В. и Балаганскому В.В., за внимательное прочтение рукописи, редакционные замечания и конструктивную критику, что значительно улучшило текст.

**Финансирование.** Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ 23-17-00260.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Азимов П.Я., Бушмин С.А. Р–Т история высокотемпературного/высокобарного (HT/HP) гранулитового метаморфизма, сопряженного с надвигообразованием в зоне сочленения Порьегубского и Умбинского блоков Лапландского гранулитового пояса (северо-восток Балтийского щита) // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 3. С. 367–371.*
- Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2002. 32 с.*
- Балаганский В.В., Глебовицкий В.А. Лапландский гранулитовый пояс и комплементарные структуры / Ранний докембрий Балтийского щита. Л.: Наука, 2005. С. 124–175.*
- Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицын Р.В. и др. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1. № 3. С. 19–32.*
- Богданова М.Н., Ефимов М.М., Каулина Т.В. Геохронология заключительных этапов раннепротерозойского магматизма в коллизионном шве Беломоро-Лапландского пояса Балтийского щита (Колвицкая зона) // Докл. АН. 1996. Т. 350. № 5. С. 665–668.*
- Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.В., Лебедева Ю.М. Инфильтрационный метасоматоз в условиях гранулитовой фации высоких давлений (на примере ортопироксен-силлиманитовых пород сдвиговых зон Лапландского гранулитового пояса) // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 3. С. 383–387.*
- Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Савва Е.В. и др. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: U-Pb-SHRIMP-II-датирование цирконов из силлиманит-гиперстеновых пород Порьегубского покрова // Докл. АН. 2009. Т. 428. № 6. С. 792–796.*
- Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В. и др. Флюиды гранулитов высоких давлений // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 23–54.  
<https://doi.org/10.31857/S0869590320010021>*
- Глебовицкий В.А., Алексеев Н.Л., Доливо-Добровольский Д.В. Реакционные структуры и Р–Т режимы охлаждения глубинных образований Кандалакшско-Колвицкой структурно-формационной зоны, Кольский полуостров // Записки РМО. 1997. № 2. С. 1–22.*
- Глебовицкий В.А., Дук В.Л., Шарков Е.В. Эндогенные процессы / Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. С. 112–171.*
- Глебовицкий В.В., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Кузьмина Е.В. РТ-т режим метаморфизма пород из верхней и нижней частей Умбинского покрова (Балтийский щит) // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 1. С. 100–103.*
- Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Кузьмина Е.В. Термодинамический режим Свекофеннского (1.9 млрд лет) метаморфизма умбинского покрова Лапландского коллизионного орогена // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 355–377.*
- Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ\_Comb. Версия 1.2.0.4. 2006а.  
URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>*
- Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ\_View. Версия 1.2.0.22. 2006б.  
URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview>*
- Каулина Т.В. Заключительные стадии метаморфической эволюции Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса): U-Pb датирование циркона, титанита, рутила // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 386–393.*
- Каулина Т.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития северо-западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) // Литосфера. 2000. № 12. С. 85–97.*
- Кислицын Р.В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2001. 22 с.*
- Кориковский С.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст протолита метаморфических пород юго-восточной части Лапландского гранулитового пояса (юг Кольского полуострова): корреляции с Беломорским подвижным поясом в связи с проблемой архейских эклогитов // Петрология. 2014. Т. 22. № 2. С. 107–125.  
<https://doi.org/10.7868/s0869590314020046>*
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов Карельского кратона: Nd и Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 590–612.*
- Лебедева Ю.М. Метасоматические процессы при высоких температурах и давлениях в Лапландском гранулитовом поясе (на примере Порьегубского покрова): Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2015. 19 с.*
- Лебедева Ю.М., Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. и др. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: Sm-Nd метод датирования парагенезисов из силлиманит-ортопироксеновых пород Порьегубского покрова // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 1. С. 99–102.*
- Лебедева Ю.М., Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. Термодинамические условия метасоматоза в*

высокотемпературных и высокобарических зонах сдвиговых деформаций (Кандалакшско-Умбинская зона, Кольский полуостров) // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 2. С. 191–195.

Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. АН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98.

Светов С.А., Степанова А.В., Бурдюх С.В. и др. Прецизионный ICP-MS анализ докембрийских горных пород: методика и оценка точности результатов // Труды КарНЦ РАН. 2023. № 2. С. 73–86. <https://doi.org/10.17076/geo1755>

Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б. и др. U-Pb-взраст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 5. С. 668–675.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 132 с.

Ashwal L.D., Tucker R.D., Zinner E.K. Slow cooling of deep crustal granulites and the Pb-loss in zircon // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 2839–2851.

Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A. et al. Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Crustal architecture, timing and tectonic implications // Int. Geol. Rev. 2015. V. 57. P. 1543–1565.

Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A. et al. Early Precambrian eclogites in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precam. Res. 2024. V. 413. 107579. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107579>

Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{CaO}$ - $\text{MgO}$ - $\text{FeO}$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{TiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{CO}_2$  // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 445–522.

Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: A new technique, with petrological applications // Canad. Mineral. 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.

Bogdanova M.N., Yefimov M.M. Origin of parental anorthositic magmas: Tectonic and metamorphic processes in the evolution of anorthosites (Kolvitsa anorthositic association). Apatity: KSC RAS, 1993. 62 p.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. EUROPE | East European Craton. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier. 2016.

Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V. et al. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt,

Russia: Evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. V. 13. P. 32–37. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00307.x>

Bridgwater D., Marker M., Mengel F. The eastern extension of the Early Proterozoic Torngat orogenic zone across the Atlantic // Eds. R.J. Wardle, J. Hall. Lithoprobe, Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), Memorial University of Newfoundland, 1992. № 27. P. 76–91.

Cawood P.A., Kröner A., Collins W.J. et al. Accretionary orogens through Earth history // Geol. Soc. Spec. Publ. 2009. V. 318. P. 11–36. <https://doi.org/10.1144/SP318>.

Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Pisarevsky S.A. et al. Geological archive of the onset of plate tectonics // Phil. Trans. R. Soc. 2018. A 376: 20170405. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2017.0405>

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Eds. D.C. Gee, R.A. Stephenson. European Lithosphere Dynamics. Geol. Soc. London. Memoirs. 2006. V. 32. P. 579–598.

Erofeeva K.G., Samsonov A.V., Larionov A.N. et al. Buried Paleoproterozoic orogen of the East European Craton: Age and origin of the Vyatka terrane // Gondw. Res. 2024. V. 129. P. 53–74. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.12.009>

Fonarev V.I., Konilov A.N. Pulsating evolution of metamorphism in granulite terrains: Kolvitsa meta-anorthosite massif, Kolvitsa Belt, Northeast Baltic Shield // Inter. Geol. Rev. 2005. V. 47. P. 815–850. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.8.815>

François C., Pubellier M., Robert C. et al. Temporal and spatial evolution of orogens: A guide for geological mapping // Episodes. 2022. V. 45. № 3. P. 265–283. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2021/021025>

Frisch T., Jackson G.D., Glebovitsky V.A. et al. U-Pb ages of zircon from the Kolvitsa gabbro-anorthosite complex, southern Kola peninsula, Russia // Petrology. 1995. V. 3. P. 219–225.

Glebovitsky V., Marker M., Alexejev N. et al. Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa-Umba zone, Kola Peninsula: Constraints from new geological, geochemical and U-Pb zircon data // Precam. Res. 2001. V. 105. P. 247–267. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00114-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00114-5)

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

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. № 2. P. 137–150.

- Jensen L.S.* A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper. 1976. V. 66. 22 p.
- Konopelko D., Savatenkov V., Glebovitsky V. et al.* Nd isotope variation across the Archaean–Proterozoic boundary in the North Ladoga Area, Russian Karelia // GFF. 2005. V. 127. № 2. P. 115–122.  
<https://doi.org/10.1080/11035890501272115>
- Kusky T., Windley B., Safonova I. et al.* Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion // Gondw. Res. 2013. V. 24. P. 501–547.  
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.01.004>
- Lahtinen R., Huhma H.* A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen // Precam. Res. 2019. V. 330. P. 1–19.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.04.022>
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. № 3. P. 745–750.
- Murphy J.B.* Arc magmatism II: Geochemical and isotopic characteristics // J. Geol. Assoc. Can. 2007. V. 34. P. 7–35.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393. P. 106068
- Safonova I., Santosh M.* Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes // Gondw. Res. 2014. V. 25. P. 126–158.  
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.008>
- Stepanova A., Stepanov V., Larionov A. et al.* Relics of Palaeoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, Eastern Fennoscandian Shield: Barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogeny // Eds. R.K. Srivastava, R.E. Ernst, K.L. Buchan, and M. De Kock. Large Igneous Provinces and their Plumbing Systems. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2022. V. 518.  
<https://doi.org/10.1144/SP518-2021-30>
- Thirlwall M.F.* Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis // Chem. Geol. 1991. V. 94. № 2. P. 85–104.  
[https://doi.org/10.1016/0168-9622\(91\)90002-E](https://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90002-E)
- Vermeesch P.* IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geosci. Front. 2018. V. 9. P. 1479–1493.  
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Villa I.M., De Bièvre P., Holden N.E., Renne P.R.* IUPAC–IUGS recommendation on the half life of  $^{87}\text{Rb}$  // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 164. P. 382–385.
- Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineral. Mag. 2021. V. 85. P. 291–320.  
<https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Wedepohl K.H., Hartmann G.* The composition of the primitive upper Earth's mantle, kimberlites, related rocks and mantle xenoliths // Eds. H.O.A. Meyer, O.H. Leonards. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1994. V. 1. P. 486–495.
- Wilcox R.R.* Applying Contemporary Statistical Techniques / Rank-based and nonparametric methods San Diego; London; Burlington: Academic Press, 2003. P. 557–608.

## Archean Block in the Core of the Paleoproterozoic Lapland-Kola Orogen: New Data on Composition and Age of Rocks from Poriya Guba Islands

A. V. Samsonov<sup>1, 2</sup>, K. G. Erofeeva<sup>1, 2</sup>, O. A. Maksimov<sup>2</sup>, A. V. Stepanova<sup>2</sup>, and Yu. O. Larionova<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Geology, Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, Russia*

Petrological and geochronological (zircon, U-Th-Pb (LA-ICP-MS)) studies of rocks from the Poriya Guba tectonic mélange exposed on Ozerchanka and Palenyi islands were carried out to decipher composition and tectonic history of the Paleoproterozoic Lapland-Kola orogen (LKO). Tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) (*Grt-Cpx-Opx*) gneisses dominate on the Ozerchanka island. They contain numerous bodies of mafic granulites and are intruded by syn- and post-tectonic granitoids. The TTG gneisses are Archean in age ( $>2.6$  Ga,  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.9\text{--}3.0$  Ga). These are strongly depleted in heavy REEs, which indicates that their parental melts of their igneous protoliths were formed in equilibrium with a garnet-bearing restite. Mafic granulite bodies vary widely in geochemical characteristics and likely represent fragments of several Paleoproterozoic mafic intrusions and dikes. Mineral assemblages in the gneisses recorded early granulite-facies ( $T = 780\text{--}820^\circ\text{C}$  and  $P = 8.6\text{--}9.4$  kbar) and later amphibolite-facies ( $T = 640\text{--}650^\circ\text{C}$  and  $P = 6.7\text{--}7.3$  kbar) metamorphic events that occurred at 1.9 Ga according to zircon ages. On the Palenyi island, *Grt-Cpx-Opx* gneisses are predominant and vary in composition from andesibasalts to rhyolites. The volcanic protoliths of these rocks have island-arc geochemical signatures, a Paleoproterozoic age of  $1958 \pm 6$  Ma, and juvenile origin ( $\epsilon_{\text{Nd}}(1960) = +1.7 \div +3.1$ ;  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.2\text{--}2.3$  Ga). These rocks were metamorphosed under granulite facies conditions at about 1.9 Ga. Two models can explain the presence of the Archean Ozerchanka block which occurs in the Poriya Guba tectonic mélange composed of the Paleoproterozoic juvenile island arc complexes in the core of the LKO. First, this Archean block could represent a single fragment of Archean lithosphere that was separated during Paleoproterozoic continental rifting and the opening of the Lapland-Kola ocean and subsequently was tectonically juxtaposed with Paleoproterozoic subduction complexes during the Lapland-Kola collisional orogeny. Second, the Archean Ozerchanka block may represent the edge of an adjacent Archean continent exposed in an erosional window within the Paleoproterozoic Poriya Guba tectonic mélange.

**Keywords:** Lapland-Kola orogen, tectonic mélange zone, Poriya Guba, granulites