

УДК 551.3.051;551.7;551.8

ПРЕДЫСТОРИЯ СОБЫТИЯ ЛОМАГУНДИ–ЯТУЛИЙ НА КАРЕЛЬСКОМ КРАТОНЕ: ЛИТОЛОГИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЯТУЛИЯ СЕГОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ¹

О. М. Силаева^{1,2,*}, К. Г. Ерофеева^{1,3}, А. В. Самсонов^{1,3}, А. В. Степанова¹, А. А. Фатеева^{1,4}, В. В. Устинова¹, М. А. Суханова^{1,5}, К. Н. Бессмертный¹, О. А. Максимов¹

¹ *Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск*

² *Геологический институт РАН, Москва*

³ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН, Москва*

⁴ *Петрозаводский государственный университет, Петрозаводск*

⁵ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*

**e-mail: om.silaeva@gmail.com*

Поступила в редакцию 12.12.2024 г.

После доработки 23.05.2025 г.

Принята к публикации 12.08.2025 г.

На основе литолого-геохимического изучения и U–Th–Pb датирования обломочного циркона терригенных пород Сегозерской структуры расшифрованы обстановки осадконакопления и источники сноса данных пород, формирование которых предшествовало событию Ломагунди–Ятулий (2.20–2.06 млрд лет) на Карельском кратоне. Разрез этой структуры служит стратотипом для ятулийского надгоризонта, который разделяется на три свиты (снизу вверх): янгозерская, медвежьегорская и туломозерская, каждая из которых имеет двухчленное строение. В их нижних частях выделяются пачки терригенных пород, верхние части янгозерской и медвежьегорской свит сложены толщами базальтов, а туломозерской свиты – карбонатной толщей. Нижняя терригенная пачка (янгозерская свита) сложена кварцевыми песчаниками с прослоями аргиллитов, аномально обогащенных Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , Th, Nb, Zr, PЗЭ, W и Ga, и содержит циркон с возрастом около 2.7 и 2.9 млрд лет. Источниками сноса для этих пород служили гранитоиды Водлозерского домена, преобразованные в латеритной коре выветривания. Однородность и большой объем нижней терригенной пачки предполагают значительную мощность предьятулийских кор выветривания на Карельском кратоне, что указывает на высокое

¹ Электронные дополнительные материалы (ESM) для этой статьи доступны по ссылке... для авторизованных пользователей.

содержание кислорода в атмосфере до начала события Ломагунди–Ятулий. Средняя терригенная пачка (медвежьегорская свита) сложена кварцевыми и аркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, которые образовались при разрушении слабо выветрелых гранитоидов с возрастом 2.7 млрд лет, вероятно, в обстановке активного растяжения и углубления бассейна. Верхняя терригенная пачка (туломозерская свита) совмещает геохимические характеристики нижней и средней терригенных пачек, выделяясь более высоким содержанием базитовой компоненты, и могла быть сформирована при размыве и переотложении подстилающих осадочных пород и базальтов. Литологические особенности терригенных пород указывают на преобладание при их накоплении флювиальных процессов с образованием аллювиально-дельтового комплекса и общий трансгрессивный тренд. Выявленные характеристики терригенных пород и их ассоциация с базальтовым вулканизмом указывают на рифтогенную природу ятулийского бассейна. Реконструируемое северо-западное направление транспортировки материала русловыми потоками коррелирует с северо-западной ориентацией рифта. Полученные данные о богатой кислородом атмосфере и внутриконтинентальной рифтогенной истории формирования ятулийского бассейна, в котором накапливались карбонатные породы верхней части туломозерской свиты с положительными величинами $\delta^{13}\text{C}$, служат дополнительными аргументами в пользу классической модели события Ломагунди–Ятулий и ведущей роли региональных факторов, ответственных за это событие.

Ключевые слова: Фенноскандия, палеопротерозой, Великое окислительное событие, U–Th–Pb геохронология циркона, латеритная кора выветривания

ВВЕДЕНИЕ

Палеопротерозойская эра – время кардинальных изменений как в глубинных частях Земли, так и во внешних ее оболочках (Reddy, Evans, 2009). Наиболее обсуждаемым фактором изменений динамики экзогенных процессов является увеличение содержания кислорода в атмосфере и гидросфере от умеренно восстановительной атмосферно-океанической системы в архее к насыщенной кислородом атмосфере и мелководным океанам раннего палеопротерозоя, известное как Великое окислительное событие (Great Oxidation Event, GOE) (Holland, 2002; Bekker, 2014a). Начало GOE выделяется по исчезновению эффекта масс-независимого фракционирования изотопов серы, которое указывает на увеличение уровня содержания кислорода в атмосфере древней Земли до 10^{-5} по сравнению с современным (Pavlov, Kasting, 2002) и фиксируется в интервале времени 2.43–2.31 млрд лет назад (Bekker et al., 2004; Gumsley et al., 2017; Warke et al., 2020). Максимальный уровень содержания кислорода в атмосфере, сопоставимый с современным, достигался в интервале времени от 2.22 до 2.06 млрд лет назад, когда происходило накопление карбонатных отложений с аномально тяжелым изотопным составом углерода, – событие Ломагунди–Ятулий (Lomagundi–Jatuli Event, LJE), сопряженное с захоронением изотопно-легкого углерода органического происхождения (Karhu, Holland, 1996; Kump et al., 2011; Bekker, 2014b; Lyons et al., 2014).

Вопрос о масштабности процессов, связанных с LJE, является предметом дискуссий (Fakhraee et al., 2023; Hodgskiss et al., 2023). Большинство исследователей полагают, что LJE носило глобальный характер, высокие положительные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ характеризовали резервуар растворенного неорганического углерода Мирового океана, а их изменение происходило одновременно на всей планете за счет резкого роста кислорода в атмосфере Земли (Karhu, Holland, 1996; Bekker et al., 2006; Bekker, Holland, 2012; Planavsky et al., 2012; Lyons et al., 2014; Ossa Ossa et al., 2018). Наряду с этим, существуют модели, предполагающие региональный характер изменения экзогенных параметров, проявленных на отдельных блоках континентальной литосферы в разное время (Melezhik et al., 1999; Frauenstein et al., 2009; Prave et al., 2022; Hodgskiss et al., 2023). Часть аргументов, например корреляция величин $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ с фациальной принадлежностью карбонатных осадочных пород (Melezhik et al., 1999; Prave et al., 2022), опираются на результаты детальных палеотектонических и палеогеографических реконструкций, полученные при изучении вулканогенно-осадочных комплексов среднего палеопротерозоя в восточной части Фенноскандинавского щита. Здесь в нескольких крупных структурах палеопротерозойские осадочные породы обладают хорошей сохранностью и изучались как

по коренным выходам, так и по керновому материалу скважин, в том числе глубоких (от 400 до 3000 м), пробуренных в рамках программ глубокого бурения России и Европейского Союза (Онежская..., 2011; Melezhik et al., 2013). Хорошая геологическая основа сделала восточную Фенноскандию ключевым полигоном исследования проблем, связанных с GOE, начало которым было положено фиксацией карбонатных осадочных пород с аномально тяжелым изотопным составом углерода (Галимов, 1968).

Основные результаты на Фенноскандинавском щите получены для двух главных эпизодов GOE: начала, зафиксированного исчезновением эффекта масс-независимого фракционирования изотопов серы около 2.45 млрд лет (Warke et al., 2020), и окончания, связанного с событиями Ломагунди–Ятулий и Шуньга в интервале времени 2.20–2.06 млрд лет назад (Melezhik et al., 1999; Kump et al., 2011, 2013). В других регионах мира исследования также сосредоточены на эпизодах начала и окончания GOE, в то время как “внутренняя структура этого события все еще не расшифрована и остается темой для дальнейших исследований” (Bekker, 2014a, p. 1009).

Очевидно, что для оценки глобальности/региональности LJE важно понимать не только детали фациальной изменчивости карбонатных пород, но и общую палеотектоническую и палеогеографическую ситуацию, которая предшествовала накоплению карбонатных отложений ятулия. В середине прошлого столетия описаны геологическое положение, литология и стратиграфия вулканогенно-осадочных разрезов ятулийского надгоризонта Карельского кратона (Рийконен, 1960; Негруца, 1963; Негруца, 1965; Соколов и др., 1970; Хейсканен, 1975 и ссылки в этих работах). Более поздние работы с привлечением комплекса современных методов связаны с изучением кор выветривания в основании разрезов нижнего ятулия (Alfimova et al., 2022) и вулканитов в составе его разрезов (Онежская..., 2011; Martin et al., 2015; Stepanova et al., 2025). Несмотря на индикаторную позицию ятулийских терригенных пород в палеопротерозойской истории Карельского кратона, многие вопросы происхождения, возраста и тектонической обстановки их накопления практически выпали из рассмотрения в последующие годы, поскольку не содержат индикаторов GOE, и остаются слабо изученными. В статье представлены результаты детального литологического и геохимического изучения терригенных пород и U–Th–Pb изотопного изучения детритового циркона из стратотипического разреза ятулия Сегозерской структуры. На основе полученных данных реконструированы источники сноса и обстановки накопления терригенного материала ранних этапов формирования ятулийского бассейна, что дает новую информацию для дискуссии о причинах события Ломагунди–Ятулий.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Карельский кратон – крупный литосферный блок, сформированный в архее и претерпевший эндогенную и экзогенную переработку в палеопротерозое. Он представляет собой классическую архейскую гранит-зеленокаменную область (Puchtel et al., 1997). В строении Карельского кратона выделяется три домена (рис. 1): Западно-Карельский, Водлозерский и Центрально-Карельский (Лобач-Жученко и др., 2000).

Рис. 1. Схема геологического строения Фенноскандинавского щита по (Stepanova et al., 2014), с дополнениями. Красным прямоугольником показано положение Сегозерской структуры.

Кора Западно-Карельского и Водлозерского доменов формировалась с палеоархея и включает следующие комплексы пород: палеоархейские (3.20–3.50 млрд лет) тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) гнейсы; мезоархейские (3.05–2.80 млрд лет) синтектонические ТТГ гранитоиды и супракрустальные породы зеленокаменных поясов; неоархейские (2.76–2.62 млрд лет) поздне- и посттектонические гранитоиды (Егорова, 2014). В Центрально-Карельском домене преобладают ювенильные неоархейские (2.76–2.62 млрд лет) поздне- и посттектонические гранитоиды санукитоидной серии и супракрустальные породы зеленокаменных поясов, сформированные около 2.75 млрд лет назад, при подчиненном распространении ювенильных мезоархейских ТТГ гранитоидов (Hölttä et al., 2014, 2019). Объединение этих доменов в единую структуру Карельского кратона и стабилизация этого литосферного блока произошли около 2.6 млрд лет назад, что фиксируется самыми поздними эпизодами архейской метаморфической переработки зеленокаменных поясов (Светов и др., 2016).

На протяжении палеопротерозоя консолидированная кора Карельского кратона претерпевала масштабную эндогенную и экзогенную переработку. В этот период фиксируется восемь дискретных эпизодов внутриплитного базитового магматизма, проявленных в виде дайковых роев, интрузивных тел и вулканитов (Stepanova et al., 2022). Эти магматические эпизоды были связаны с разными тектоническими режимами. Для интервала 2.51–2.31 млрд лет обсуждается плюмовая природа базитового магматизма (Stepanova et al., 2015, 2022; Степанова и др., 2017; Puchtel et al., 2016). Начиная с 2.22 млрд лет внутриплитный базитовый магматизм на Карельском кратоне протекал синхронно с субдукционными процессами, происходившими в смежном Лапландско-Кольском океане. Геохронологические и петрологические данные подтверждают взаимосвязь этих процессов (Stepanova et al., 2021; Самсонов и др., 2023, 2024).

Вулканоогенно-осадочные толщи палеопротерозоя описываются как непрерывная возрастная последовательность в рамках региональных подразделений (надгоризонтов):

сумий (2.5–2.4 млрд лет), сариолый (2.4–2.3 млрд лет), ятулий (2.3–2.1 млрд лет), людиковый (2.1–1.9 млрд лет), калевий (1.9–1.8 млрд лет) и веписий (1.8–1.6 млрд лет) (Онежская..., 2011). Сумийские терригенные породы тесно ассоциируют с вулканитами основного и кислого состава и локализованы в рифтогенных структурах Ветреный пояс, Лехта, Шомбозеро, Паанаярвской и других (Геология..., 1987). Сариолийскому надгоризонту соответствуют полимиктовые конгломераты, которые рассматриваются как ледниковые отложения глобальной гуронской эпохи (Melezhik et al., 2013). Площадные коры выветривания по различным типам пород, описанные в разных частях Карельского кратона (Хейсканен, 1990; Marmo, 1992; Алфимова, 2010; Alfimova et al., 2022; Kump et al., 2013), маркируют дютулийское воздымание территории, возраст и продолжительность которого достоверно не известны. Ятулийские отложения имели широкое распространение на Карельском кратоне и описаны во многих структурах в северной, западной и центральной частях кратона, но наиболее хорошо сохранились в Онежской и Сегозерской структурах. Уникальная сохранность вулканогенно-осадочных разрезов этих структур в разные годы привлекала внимание исследователей и послужила основой для разработки детальной стратиграфической шкалы ятулийского и людиковийского надгоризонтов, а также ряда фундаментальных положений о процессах осадконакопления в среднем палеопротерозое 2.3–1.9 млрд лет назад (Онежская..., 2011; Melezhik et al., 2013; Куликов и др., 2017; Alfimova et al., 2022).

Сегозерская структура, расположенная на границе Водлозерского и Центрально-Карельского доменов (рис. 1), являлась опорным объектом для разработки стратиграфии терригенных отложений ятулийского надгоризонта и палеогеографических реконструкций среднего палеопротерозоя (Иностранцев, 1877; Кратц, 1963; Соколов и др., 1970; Хейсканен, 1975, 1990; Онежская..., 2011; Куликов и др., 2017). Большой объем геологической и литологической информации обобщен в работах В.А. Соколова с соавторами, А.П. Светова, К.И. Хейсканена (Соколов и др., 1970; Светов, 1972; Хейсканен, 1990).

Сегозерская структура представляет собой асимметричную синформу размером 30 × 30 км с пологим (5°–30°) залеганием пород в западном борту и крутым (60°–70°) в восточном борту структуры (рис. 2).

Рис. 2. (а) Схема геологического строения Сегозерской структуры по (Гилярова, 1974; Минерально-сырьевая..., 2005; Дмитриева, Кулешевич, 2018), с дополнениями; (б, в) схемы геологического строения участков опробования терригенных пород ятулийского надгоризонта в западной (б) и восточной (в) частях Сегозерской структуры.

Породы фундамента представлены с востока мезоархейскими гнейсами и гранитоидами Водлозерского домена, а с юга и запада – породами мезоархейского Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Светов, 2005) и неоархейскими гранитоидами санукитоидной серии (Lobach-Zhuchenko et al., 2008; Егорова, 2014). В северной части Сегозерской структуры ятулийские терригенные породы залегают на полимиктовых конгломератах сариолия.

Сводный вулканогенно-осадочный разрез Сегозерской структуры, включающий три пачки терригенных пород, разделенных двумя пачками базальтов, является одним из стратотипических для ятулия. В составе ятулийского надгоризонта выделяется три свиты (снизу вверх): янгозерская свита (нижний ятулий), медвежьегорская свита (средний ятулий) и туломозерская свита (верхний ятулий) (Геология..., 1987; Ранний..., 2005; Онежская..., 2011). Янгозерская свита объединяет нижнюю терригенную пачку и перекрывающую пачку базальтов, кровля которой рассматривается как верхняя граница свиты. Медвежьегорская свита объединяет среднюю терригенную пачку, с размывом залегающую на базальтах нижнего стратиграфического уровня, и перекрывающую ее пачку базальтов, кровля которой служит верхней границей свиты. Верхняя терригенная пачка, с размывом залегающая на базальтах медвежьегорской свиты, в региональной стратиграфической шкале отвечает самой нижней части туломозерской свиты, основной объем которой сложен карбонатными породами, которые практически полностью скрыты под водой в Сегозерской структуре. Лавы базальтов каждого из двух уровней обладают специфическим составом и рассматриваются как маркирующие горизонты при расчленении терригенной толщи (Соколов и др., 1970; Светов, 1972; Stepanova et al., 2025). Общая мощность вулканогенно-осадочного разреза в Сегозерской структуре достигает 830 м.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералого-петрографическое изучение терригенных пород проводилось в прозрачно-полированных шлифах с использованием поляризационного микроскопа Axiolab Pol в Геологическом институте РАН (ГИН РАН, Москва).

Содержание петрогенных элементов в породах определялось на рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного действия PW-2400 (Philips Analytical B.V.) в Институте 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 редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7900 в Центре коллективного пользования Карельского научного центра РАН (ЦКП КарНЦ РАН, г. Петрозаводск) по стандартной методике с разложением образцов путем кислотного вскрытия в закрытой системе (Светов и др., 2023). Правильность анализа контролировалась измерением стандартных образцов GSP-2, СГ-4, СГД-2а. Относительное стандартное отклонение для большинства элементов не превышало 5 мас. %, для V, Ba, Th составляло от 5 до 7 мас. %, для Sc и Ce – 9 мас. %. Содержания петрогенных элементов и микроэлементный состав изученных терригенных пород Сегозерской структуры приведены в дополнительных материалах к статье (ESM1).

Выделение монофракций циркона из изученных пород проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и магнитной сепарации с последующей ручной доочисткой в Институте геологии КарНЦ РАН (ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск). Изучение поверхности зерен циркона проводилось на сканирующем лазерном микроскопе Keyence VK 9700 в ЦКП КарНЦ РАН. Для минералогических и геохронологических исследований зерна циркона были вмонтированы в эпоксидную шашку, отполированную примерно до половины толщины зерен. Внутреннее строение циркона изучалось с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan Mira, оборудованного приставкой для катодolumинесценции, в ЦКП Института физики Земли РАН, Москва.

U–Th–Pb изотопные исследования циркона проводились методом LA-ICP-MS в ГИН РАН, с использованием системы наносекундной лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенной с магнито-секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element 2 (Thermo Scientific Inc.). Операционные параметры настроек оборудования и методика U–Th–Pb изотопных исследований приведены в работе (Erofeeva et al., 2024). Для графической иллюстрации полученных результатов использовалась программа IsoplotR (Vermeesch, 2018). При построении гистограмм и кривых распределения относительной плотности вероятности возрастов принимались во внимание возрастные оценки, не превышающие пороговые критерии дискордантности $|D| > 2\%$ (Vermeesch, 2021). Катодolumинесцентные изображения зерен циркона с точками U–Th–Pb изотопного анализа и результаты U–Th–Pb изотопных исследований приведены в дополнительных материалах к статье (ESM2 и ESM3 соответственно).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Терригенные отложения ятулия Сегозерской структуры изучены на двух опорных разрезах на западе, в районе д. Погост, и на востоке, в районе губы Глухой (рис. 2). В каждом разрезе были отобраны образцы, характеризующие особенности состава и изменчивости породы терригенных пачек. Петрографические и геохимические исследования выполнены для всех образцов терригенных пород. U–Th–Pb изотопные исследования проведены для циркона из наиболее представительных образцов из разных осадочных пачек.

Литологическая характеристика опорных разрезов Сегозерской структуры

Запад Сегозерской структуры, район д. Погост (рис. 2а, 2б). Здесь ятулийская вулканогенно-осадочная толща с несогласием перекрывает архейские амфибол-плагиоклазовые сланцы и метадiorиты. Залегание пород моноклинальное с падением в юго-восточном направлении под углом 10°–40°. Снизу вверх в разрезе выделяется три пачки терригенных пород с хорошо сохранившимися текстурными характеристиками, разделенных покровами вулканитов основного состава (рис. 3, 4а).

Рис. 3. Литологические особенности ятулийских терригенных отложений на западе Сегозерской структуры (окрестности д. Погост).

(а–д) – нижняя пачка: (а) – горизонтальная и волнистая слоистость в гравелитах и песчаниках; (б) – горизонтально-слоистые гравелиты; (в) – крупная косая слоистость в гравелитах и песчаниках; (г) – текстуры знаков ряби на поверхности песчаников; (д) – светлый прослой аргиллитов в серых песчаниках; (е) – средняя пачка, грубозернистые песчаники с однонаправленной косой слоистостью с прямой и вогнутой S-образной и пучковидной формой слойков; (ж–к) – верхняя пачка: (ж) – текстуры трещин усыхания и залегающие на них косослоистые гравелиты с интракластами, нижняя часть пачки; (з) – серые песчаники с прослоями красных аргиллитов и алевролитов; (и) – текстуры трещин усыхания, выполненные красными аргиллитами; (к) – косослоистое чередование белых и серых кварцитопесчаников, верхняя часть пачки. На фотографиях обнажений подписаны номера образцов.

Рис. 4. (а) Литологическая колонка разреза на западе Сегозерской структуры (район д. Погост) и (б–е) микрофотографии терригенных пород, николи скрещены: (б) – алевролит, сложенный неокатанными зернами кварца с примесью окатанных грубых зерен кварца, сцементированных иллитовым базальным цементом; (в) – кварцитопесчаник с локальным поровым иллитовым и регенерационным кварцевым цементом; (г) – мелко-среднезернистый песчаник, сложенный неокатанными зернами кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата; содержит примесь окатанных грубозернистых зерен кварца,

сцементированных иллитовым пленочным и карбонатным поровым цементом; (д) – алевролит серый, сложенный неокатанными обломками кварца с единичными зернами циркона, сцементированный базальным иллитовым цементом; (е) – грубозернистый песчаник, сложенный полуокатанными зернами кварца с обильной грануляцией, сцементированный поровым иллитовым и хлоритовым цементом. Аббревиатуры минералов по (Warr, 2021).

Нижняя терригенная пачка. На породах фундамента залегают рассланцованные коричневато-зеленовато-серые кварцевые гравелиты (рис. 3а–3в), сложенные угловато-окатанными и полуокатанными зернами кварца, часто с локальной или полной грануляцией и волнистым погасанием (рис. 4е). Цемент открытый поровый, составляет 30–40 об. % пород и сложен мелкокристаллическим хлорит-кварц-иллитовым агрегатом. Чешуйки слюд цемента ориентированы в одном направлении и огибают кварцевые зерна, что указывает на деформацию пород. Выше по разрезу в песчаных породах гравелиты выполняют прослои и линзы, мощность которых постепенно уменьшается снизу вверх. В породах преобладают горизонтально-слоистые (рис. 3а, 3б) и косослоистые (рис. 3в) текстуры, с падением слойков в западном направлении. Структура песчаников тонко-мелкозернистая. Породы приобретают зеленоватый оттенок. В 25 м к востоку от контакта с архейскими породами песчаники сменяются светло-зеленоватыми кварцитопесчаниками, в которых фиксируются знаки ряби (рис. 3г) и присутствуют тонкие прослои кварцевых гравелитов. В верхней части пачки появляются прослои аргиллитов с кальцитовой составляющей в цементе, с текстурами трещин усыхания на поверхности напластования. Мощность прослоев обычно не превышает 3 см, редко составляют 10 см (рис. 3д, 4д). Непосредственно у контакта с вулканитами наблюдается прослой грубозернистого кварцевого песчаника, содержащего скопления аутигенного биотита.

Для пачки характерны уменьшение зернистости обломочных пород вверх по разрезу, а также текстуры горизонтальной и косой слоистости (рис. 3а–3г), при этом в нижней и средней частях косая слоистость преимущественно крупномасштабная. Общая мощность пачки 210 м. Осадочные породы первой пачки перекрыты тонкозернистыми, практически не варьирующими по зернистости, массивными и миндалекаменными metabазальтами мощностью 50 м. В основании базальтов залегает прослой туфогенных пород мощностью около 1 м.

Средняя терригенная пачка. В основании пачки залегают кварцевые конгломераты мощностью до 15 см, с иллитовым и кальцитовым цементом. Выше они сменяются плохо сортированными косослоистыми гравелитами (рис. 3е). Гравелиты постепенно переходят в песчаники, на поверхности напластования которых фиксируются

текстуры знаков ряби. Цемент песчаников в основном иллитовый или кальцитовый (рис. 4г), реже хлорит-иллитовый. Обломки представлены угловатыми зернами кварца (более 50%) и хорошо сохранившимися зернами плагиоклаза (до 40%) и калиевого полевого шпата (до 5%) (рис. 4г). В пачке вверх по разрезу уменьшается масштаб косослоистых серий, косые слойки приобретают S-образный облик. Однонаправленность косой слоистости сохраняется. Суммарная мощность средней пачки 80 м. Средняя терригенная пачка перекрывается горизонтом миндалекаменных metabазальтов мощностью 300 м.

Верхняя терригенная пачка. На базальтах с размывом залегают зеленовато-серые грубозернистые песчаники и гравелиты. В породах наблюдаются прослои и линзы конгломератов, а также интракласты светло-серых аргиллитов. На поверхностях напластования пород фиксируются текстуры трещин усыхания (рис. 3ж). Песчаники сложены зернами кварца, иногда плагиоклаза и калиевого полевого шпата, сцементированными биотит-иллит-хлоритовым, реже кварцевым регенерационным цементом (рис. 4в). Вверх по разрезу уменьшается размерность песчаных пород, на поверхности напластования которых наблюдаются текстуры знаков ряби, увеличивается количество аргиллитовых прослоев, чаще встречаются текстуры трещин усыхания. Видимая мощность зеленовато-серых гравелитов и песчаников составляет около 30 м. После протяженного задернованного интервала в составе пачки фиксируются слои красных и темно-фиолетовых горизонтально-слоистых аргиллитов (рис. 3з, 3и). На поверхности напластования аргиллитов развиты трещины усыхания, заполненные светло-серыми средне-мелкозернистыми кварцевыми песчаниками (текстуры внедрения). Аналогичные песчаники обнажаются выше и содержат небольшое количество зерен плагиоклаза. Вверх по разрезу количество красноцветных пород уменьшается и увеличивается зернистость песчаников вплоть до преобладания зерен размером 1–2 мм. Наблюдается постепенный переход к светло-серым (с прослоями розовато-серых) крупнозернистым песчаникам и гравелитам. Текстуры знаков ряби в породах чередуются с текстурами трещин усыхания, которые выполнены светлыми аргиллитами (рис. 4б). Выше по разрезу наблюдается частое чередование грубо-крупнозернистых белых кварцевых песчаников и серых кварцитопесчаников с горизонтальной и косой слоистостью (рис. 3к). В кварцевых песчаниках, помимо зерен кварца, отмечаются зерна плагиоклаза, погруженные в иллитовый поровый цемент. Прослои кварцитопесчаников отличаются от кварцевых песчаников обильной грануляцией и наличием кварцевого порового цемента. Видимая мощность указанного интервала 17 м.

Общая мощность верхней пачки в разрезе у д. Погост составляет 150 м.

Восток Сегозерской структуры, район Глухой губы (рис. 2а, 2в). Здесь палеопротерозойские вулканогенно-осадочные толщи с несогласием перекрывают гранитоиды архейского возраста. Непосредственно на архейском фундаменте залегает маломощный (около 6 м) горизонт разнотекстурной несортированной брекчии (рис. 5а), сцементированной сильно перекристаллизованным разнотекстурным кальцитом. Брекчия сложена неокатанными (90 об. %), окатанными и угловато-окатанными обломками преимущественно гранитного состава размером 1–15 см.

Рис. 5. Литологические особенности ятулийских терригенных отложений в восточной части Сегозерской структуры (губа Глухая).

(а) – карбонатная брекчия, развитая в виде коры выветривания по кровле архейских пород; (б–д) – нижняя терригенная пачка: (б) – плохо сортированные косослоистые гравелиты с градиционной слоистостью внутри слойков в нижней части пачки; (в) – чередование косых и горизонтально-слоистых светло-серых кварцитов и светло-зеленых кварцитовидных плохо сортированных песчаников, содержащих в верхней части интракласты светло-зеленых аргиллитов; (г) – косослоистые светло-серые кварциты и светло-серые кварцитовидные песчаники, в верхней части с интракластами светло-зеленых аргиллитов; в аргиллитах прямоугольные полости – следы от разрушенных кристаллов пирита; (д) – косая слоистость с прямой параллельной и вогнутой сходящейся к основанию формой слойков, текстуры размыва и заполнения в песчаниках и аргиллитах, верхняя часть пачки; (е–з) – средняя терригенная пачка: (е) – основная часть разреза (общий вид); (ж) – горизонтально-слоистые песчаники с текстурами размыва и дезинтегрированными слойками аргиллитов и округлыми следами оглеения; (з) – линза плохо сортированных псаммитовых пород в толще песчаников, содержащих дезинтегрированные слойки красных аргиллитов. На фотографиях обнажений подписаны номера образцов.

Выше с размывом залегает плохо сортированная горизонтально-слоистая брекчия, сложенная щебнистыми и дресвяными обломками гранитов в кальцитовом цементе. В породах присутствуют множественные кавернозные пустоты диаметром 1–10 см. Описанные породы, по-видимому, относятся к майярвинскому горизонту, который является базальным для ятулийского надгоризонта и рассматривается или как автохтонная кора химического выветривания, или как доятулийские обломочные породы (Соколов и др., 1970; Геология..., 1987). Выше залегают ятулийские терригенные породы. Залегание пород моноклиналиное с падением в западном направлении под углом 60°–80°. Снизу вверх в разрезе выделяются две пачки терригенных пород с хорошо сохранившимися текстурными характеристиками, разделенных и перекрытых покровами вулканитов основного состава (рис. 2в, 5, 6а).

Рис. 6. (а) Литологическая колонка разреза на востоке Сегозерской структуры (губа Глухая) и (б–е) микрофотографии терригенных пород, николи скрещены: (б) – грубо-крупнозернистый песчаник, сложенный окатанными и полуокатанными зернами кварца и плагиоклаза, сцементированный поровым кальцитовым и регенерационным кварцевым цементом; (в) – аргиллит, сложенный иллитом; (г) – аргиллит красный, сложенный иллитом с примесью гематита; (д) – алевролит тонко-горизонтально-слоистый, сложенный иллитом с примесью кварца, реликтов слюды и гематита; (е) – грубозернистый песчаник серый, сложенный полуокатанными и угловато-окатанными зернами кварца с грануляцией, сцементированный поровым и пленочным иллитовым и поровым кварцевым цементом. Аббревиатуры минералов по (Warr, 2021).

Нижняя терригенная пачка. В основании пачки залегают крупно-косослоистые кварцевые гравелиты с градиционной слоистостью внутри слойков (рис. 5б), стяжениями карбоната и псевдоморфозами гетита по пириту. Выше по разрезу наблюдается чередование косо- и горизонтально-слоистых светло-серых кварцитов и светло-зеленых кварцитовидных плохо сортированных песчаников с поровым и пленочным иллитовым цементом (рис. 5в, 6е). В породах присутствуют линзы кварцевых крупнозернистых песчаников, а также прослои и интракласты светло-зеленых аргиллитов (рис. 5г), содержащих гетитовые псевдоморфозы по пириту. Породы содержат многочисленные кварцевые жилы. В верхней части нижней пачки увеличивается количество аргиллитовых и алевролитовых прослоев, для которых характерен красный оттенок. Для псаммитовых пород характерны текстуры косой однонаправленной слоистости с падением слойков на северо-запад. Исключением являются единичные серии с прямой параллельной и вогнутой, сходящейся к основанию формой слойков и дезинтегрированные слойки (рис. 5д). В целом для нижней пачки характерно уменьшение зернистости терригенного материала снизу вверх и смена текстур от неясных крупных косослоистых до мелких косослоистых. Общая мощность пачки около 190 м. Выше по разрезу (рис. 6а) залегают темно-зеленые массивные и миндалекаменные metabазальты, местами с элементами подушечных текстур с кремнистым заполнением межшарового пространства. Базальты перекрыты слоем туфов основного состава мощностью менее 1 м.

Средняя терригенная пачка. Нижняя часть обнажающегося фрагмента разреза представлена светло-серыми мелкозернистыми горизонтально-слоистыми кварцевыми песчаниками с прослоями тонкозернистых красновато-серых и крупнозернистых светло-серых песчаников. Песчаники сложены полуокатанными зернами кварца (~65–90 об. %) и, в меньшей степени, плагиоклаза (до 30 об. %), чешуйками мусковита и биотита, замещенного рудными минералами. Цемент песчаников иллитовый. Видимая мощность

слоя 3.5 м. Вверх по разрезу мощность прослоев красноцветных тонкозернистых песчаников и алевролитов увеличивается (рис. 5е). Последние часто наблюдаются в виде дезинтегрированных слойков (рис. 5ж, бв–бд). Красные песчаники плохо сортированы и имеют бимодальное распределение зерен разной размерности: крупные и грубые окатанные (0.5–2 мм) и мелкие неокатанные (< 0.2 мм). Цемент базальный иллитовый с рассеянным гематитом. Появляется однонаправленная косая слоистость с мощностью серий не более 15 см. Видимая мощность слоя 5.5 м.

Выше появляются косослоистые светло-серые среднезернистые песчаники, чередующиеся с горизонтально-слоистыми красными тонкозернистыми песчаниками и алевролитами. Этот слой перекрывается бордово-красными тонкозернистыми песчаниками. Видимая мощность слоя 5 м.

Вышезалегающий слой сложен светло-серыми среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с тонкими прослоями и интракластами серых тонкозернистых песчаников и прослоями крупнозернистых песчаников. Слоистость в основном горизонтальная, но присутствует и крупная косая слоистость с выполаживающимися к основанию серий слойками (мощность серий до 25 см). Падение косых слойков северо-западное. Выше косая слоистость подчеркивается тонкими красными и черными слойками, а ближе к контакту с вышележащей пачкой вулканитов появляются слои и прослои грубозернистых песчаников серых с зеленоватым оттенком. Видимая мощность слоя 6 м.

Таким образом, в средней терригенной пачке вверх по разрезу уменьшается роль однонаправленной косой слоистости, преобладают горизонтально- и волнистослоистые текстуры и дезинтегрированные аргиллитовые и алевролитовые слойки. Помимо описанных выше пород, в средней части пачки встречена линза грубых плохо сортированных песчаников (рис. 5з). Общая мощность пачки около 50 м.

Песчаники средней пачки перекрыты вулканическими породами основного состава второго стратиграфического уровня, представленными несколькими потоками массивных и подушечных миндалекаменных метабазальтов.

Геохимическая характеристика пород

Выделенные литотипы двух изученных разрезов (ESM1) хорошо коррелируются с геохимическими характеристиками пород (рис. 7а).

Рис. 7. Вариации содержания петрогенных оксидов и редких элементов в терригенных породах Сегозерской структуры.

(а) – содержания SiO_2 и Al_2O_3 в выделенных литотипах; (б) – бинарные диаграммы для терригенных пород западного и восточного разрезов Сегозерской структуры.

Все песчаники имеют содержания $\text{SiO}_2 > 65$ мас. % и $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15$ мас. %, все аргиллиты имеют содержания $\text{SiO}_2 < 65$ мас. % и $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ мас. %, а алевролиты обладают промежуточными между ними особенностями валового химического состава. Анализ геохимических данных дополняет и расширяет литологическую информацию об особенностях состава осадочных пород в опорных разрезах Сегозерской структуры и их изменчивости по латерали и вертикали.

В нижних терригенных пачках разрезов запада и востока Сегозерской структуры породы хорошо коррелируются по большинству геохимических характеристик.

Для песчаников общими особенностями являются широкие вариации и повышенные концентрации SiO_2 (76–93 мас. %), Al_2O_3 (3.7–15 мас. %), K_2O (1.4–4.0 мас. %), Ba (322–1131 мкг/г), Rb (39–178 мкг/г), Cr (87–151 мкг/г), Th (1.4–23 мкг/г) и очень низкие содержания Na_2O и Sr (рис. 7, ESM1). Редкоземельные элементы (РЗЭ) имеют низкие концентрации ($\Sigma\text{РЗЭ}$ от 21.1 до 92.4 мкг/г), сильно фракционированное распределение легких лантаноидов ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 2.2\text{--}5.2$), умеренно фракционированное распределение тяжелых лантаноидов ($\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 0.83\text{--}2.4$), слабо проявленные аномалии Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.59\text{--}1.1$) и положительные аномалии Ce ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.0\text{--}1.6$) (рис. 8, ESM1).

Рис. 8. Графики распределение РЗЭ в терригенных породах ятулийского надгоризонта Сегозерской структуры, нормированные на хондрит по (McDonough, Sun, 1995).

(а–в) – западный разрез (д. Погост): (а) – верхняя терригенная пачка, (б) – средняя терригенная пачка, (в) – нижняя терригенная пачка; (г) – $\text{Ce}/\text{Ce}^*-(\text{La}/\text{Sm})_\text{N}$ в терригенных породах разных пачек изученных разрезов; (д–е) – восточный разрез (Глухая губа): (д) – средняя терригенная пачка, (е) – нижняя терригенная пачка.

Один образец песчаников (обр. SG2-2/3) имеет деплетированный характер распределения легких РЗЭ, отличаясь от остальных изученных пород (рис. 8). Отличительными особенностями песчаников нижней пачки разреза западной части Сегозерской структуры являются заметно более высокие концентрации MgO и Ni и более низкие – Al_2O_3 , Ba, Ga и легких РЗЭ по сравнению с песчаниками нижней пачки разреза восточной части (рис. 8г).

Аргиллиты и алевролиты при интервале вариаций SiO_2 от 51 до 66 мас. % резко обогащены Al_2O_3 (до 32 мас. %), K_2O (до 12 мас. %), Ba (4200 мкг/г), Rb (до 420 мкг/г), Ga (до 78 мкг/г), Nb (до 40 мкг/г), Th (до 40 мкг/г), W (до 11 мкг/г), при очень низких содержаниях Na_2O и Sr (рис. 7б, ESM1). Они обладают высокими, широко варьирующими, концентрациями РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ}$ от 99 до 2152 мкг/г) и сильно фракционированным

характером распределения и легких ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 3.6\text{--}5.1$), и тяжелых ($\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 2.0\text{--}6.1$) лантаноидов, при этом аномалии Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9\text{--}1.1$) и Ce ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.9\text{--}1.1$) практически не выражены (рис. 8, ESM1). Аргиллиты, наиболее обогащенные РЗЭ, локализованы в нижней пачке разреза восточной части Сегозерской структуры, их аналогов в разрезе западной части не обнаружено (рис. 8г).

В средних терригенных пачках разрезов западной и восточной частей Сегозерской структуры породы также хорошо коррелируются по составу (рис. 7, 8).

Песчаники имеют широкие вариации SiO_2 от 70 до 89 мас. %, по многим геохимическим особенностям близки к песчаникам нижних пачек, но заметно отличаются от них повышенными содержаниями Na_2O и широкими незакономерными вариациями концентраций Nb, Zr, Th и РЗЭ (рис. 7б, 8). По характеру распределения легких РЗЭ песчаники варьируют от сильно обогащенных до сильно обеденных этими элементами ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ от 0.75 до 10) (рис. 8, ESM1).

Аргиллиты и алевролиты, опробованные в средней пачке только в восточном разрезе Сегозерской структуры, имеют сравнительно более узкие вариации SiO_2 (60–72 мас. %). По концентрациям Al_2O_3 и K_2O они сопоставимы с аргиллитами и алевролитами нижней пачки, но отличаются от последних высокими содержаниями $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$, низкими концентрациями Ga, Nb, W и РЗЭ, а также разнообразным характером распределения легких РЗЭ ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ от 0.28 до 2.5), сопоставимым с таковым в песчаниках (рис. 8, ESM1).

Для верхней пачки, доступной для изучения только в западном разрезе Сегозерской структуры, в нашем распоряжении имеются аналитические данные для нескольких образцов песчаников и аргиллитов.

Песчаники характеризуются широкими вариациями содержания SiO_2 (70–94 мас. %) и выделяются повышенными концентрациями MgO , Na_2O и Ni (рис. 7б). РЗЭ в них имеют низкие концентрации, слабо фракционированный характер распределения и положительные аномалии Ce (Ce/Ce^* до 1.5) (рис. 8).

Аргиллиты (SiO_2 около 64 мас. %, Al_2O_3 от 17 до 20 мас. %) по содержаниям петрогенных, редких и редкоземельных элементов являются полными аналогами аргиллитов нижней пачки (рис. 8).

Морфология и U–Th–Pb возраст циркона

Западный разрез Сегозерской структуры (район д. Погост). В тектонизированных средне-крупнозернистых кварцевых песчаниках нижней пачки (обр. SG2-2/3) циркон представлен окатанными трещиноватыми зернами с коэффициентом

удлинения (КУ) 1.5–2, содержащими ядра коричневого цвета и светлые прозрачные оболочки (рис. 9а, 10а).

Рис. 9. Микрофотографии поверхности зерен циркона из терригенных пород Сегозерской структуры, лазерный микроскоп.

(а–г) – циркон из пород западного разреза структуры: (а) – циркон из тектонизированных кварцевых песчаников нижней пачки (обр. SG2-2/3), (б) – циркон из кварцевых гравелитов нижней пачки (обр. SG2-2/4), (в) – циркон из метапесчаников средней части разреза нижней пачки (обр. SG2-2/6), (г) – циркон из кварцевых конгломератов средней пачки (обр. SG2-2/11); (д, е) – циркон из пород восточного разреза структуры: (д) – циркон из кварцевых гравелитов нижней пачки (обр. SG2-3/4), (е) – циркон из серых песчаников средней пачки (обр. SG2-3/9).

Рис. 10. Оптические (а, г, ж, к) и катодолюминесцентные (б, д, з, л) изображения зерен циркона из терригенных пород нижней пачки западного разреза Сегозерской структуры и кривые относительной вероятности их U–Th–Pb возрастов (в, е, и, м).

(а–в) – циркон из тектонизированных кварцевых песчаников (обр. SG2-2/3); (г–е) – циркон из кварцевых гравелитов (обр. SG2-2/4); (ж–и) – циркон из песчаников (обр. SG2-2/6); (к–м) – циркон из аргиллитового прослоя в кварцевых песчаниках (обр. SG2-2/7).

На поверхности граней наблюдаются множественные сколы, ребра и вершины сглажены. Внутреннее строение циркона разнообразно (рис. 10б, ESM2), около 20% изученных зерен частично и полностью метамиктны. Зерна имеют сложное внутреннее строение: ядра с осцилляторной зональностью либо с однородным строением окружены однородными или слабо зональными каймами (рис. 10б). Для разных зерен и отдельных зон внутри некоторых зерен циркона из кварцевых песчаников нижней пачки (всего 30 точек) было получено 19 субконкордантных (модуль дискордантности $|D| < 2\%$) значений U–Th–Pb возраста (ESM3). Возраст циркона варьирует от 2.74 до 3.20 млрд лет, при этом на кривой относительной вероятности возрастов выделяются два ярко выраженных максимума 2.91 и 2.88 млрд лет и менее значимый максимум 2.74 млрд лет (рис. 10в). U–Th–Pb исследования разных зон внутри одного зерна не выявили значимых различий в их возрасте.

В крупнозернистых кварцевых песчаниках нижней пачки (обр. SG2-2/4) циркон представлен зернами от бледно-розового до темно-коричневого цвета, с разной степенью окатанности, с КУ 1.5–2, реже 3–4. Поверхность граней зерен нарушена множественными сколами (рис. 9б). Многие зерна содержат темные ядра, окруженные бесцветной каймой (рис. 10г). Эта особенность внутреннего строения также фиксируется и на CL-изображениях зерен. Ядра округлой и неправильной формы имеют осцилляторную

зональность с четкими либо нарушенными границами между зонами и окружены однородными, реже метамиктными каймами (рис. 10д). Около 25% изученных зерен циркона частично или полностью метамиктны. U–Th–Pb изотопные исследования зерен циркона из кварцевых песчаников нижней пачки выявили их сильную дискордантность: из 60 аналитических точек получено только 8 субконкордантных ($|D| < 2\%$) значений возраста (ESM3), варьирующих от 2.76 до 3.19 млрд лет с максимумом на кривой относительной вероятности возрастов около 2.90 млрд лет (рис. 10е).

В мелко-среднезернистых песчаниках из средней части нижней пачки (обр. SG2-2/6) циркон представлен сильно окатанными изометричными зернами коричневого цвета, иногда окруженными бесцветными прозрачными оболочками (рис. 10ж). На поверхности зерен присутствуют крупные сколы (рис. 9в). Для внутреннего строения циркона характерна осцилляторная зональность (рис. 10з). В некоторых зернах фиксируется сложное строение: ядра с нарушенной осцилляторной зональностью окружены однородными каймами. Значения U–Th–Pb возрастов циркона из песчаников средней части нижней пачки (всего 60 точек, из них 40 субконкордантных ($|D| < 2\%$) значений, ESM3) варьируют от 2.72 до 3.15 млрд лет с максимумами 2.75 и 2.89 млрд лет и менее значимым максимумом 2.95 млрд лет на кривой относительной вероятности возрастов (рис. 10и). В зернах со сложным внутренним строением возраст ядер составляет 2.89–2.93 млрд лет, а возраст кайм – 2.72–2.76 млрд лет.

В аргиллитах (обр. SG2-2/7) из прослая в кварцевых песчаниках в верхней части нижней пачки циркон представлен преимущественно короткопризматическими (КУ 1.5–2), реже длиннопризматическими (КУ 3–4) зернами менее 100 мкм, с разной степенью окатанности, имеющими светло-розовую окраску (рис. 9к). Некоторые зерна содержат более темные ядра, окруженные прозрачными каймами. Внутреннее строение большинства зерен характеризуется осцилляторной зональностью (рис. 10л). Для некоторых зерен характерны метамиктные каймы. Количество полностью метамиктных зерен в изученной выборке составляет около 25%. U–Th–Pb изотопные исследования зерен циркона из аргиллитов выявили большое количество дискордантных значений: из 60 точек только 17 имеют значения $|D| < 2\%$ (ESM3). В выборке представлены возрасты в интервале от 2.66 до 3.24 млрд лет с максимумом 2.72 млрд лет на кривой относительной вероятности возрастов (рис. 10м).

В кварцевом конгломерате (обр. SG2-2/11) из средней пачки циркон представлен прозрачными розоватыми зернами короткопризматической и эллипсовидной (КУ ~1.5), реже длиннопризматической формы (КУ >2), преимущественно с низкой степенью

абразии ребер и граней (рис. 9г). Большинство зерен трещиноваты и содержат включения (рис. 11а).

Рис. 11. Оптические (а, г) и катодолюминесцентные (б, д) изображения зерен циркона из терригенных пород средней и верхней пачек западного разреза Сегозерской структуры и кривые относительной вероятности их U–Th–Pb возрастов (в, е).

(а–в) – циркон из кварцевых конгломератов средней пачки (обр. SG2-2/11); (г–е) – циркон из песчаников верхней пачки (обр. SG1-8/4).

Для некоторых зерен характерно присутствие темных ядер, окруженных бесцветными прозрачными каймами. На CL-изображениях зерна имеют осцилляторную зональность (рис. 11б). Около 40% изученных зерен частично или полностью метамиктны. Из 64 проведенных U–Th–Pb изотопных анализов циркона из кварцевых конгломератов 27 значений субконкордантны (ESM3) и варьируют от 2.67 до 3.23 млрд лет с максимумами 2.72 и 2.77 млрд лет на кривой относительной вероятности возрастов (рис. 11в).

В песчаниках верхней пачки (обр. SG1-8/4) циркон встречается в виде коричневых просвечивающих и бледно-розовых прозрачных изометричных и удлиненных ($KY = 2–3.5$) зерен. Для всех изученных зерен характерна высокая степень абразии – вершины и ребра сглажены, на гранях присутствует большое количество сколов (рис. 11г). Большинство зерен содержит темные ядра, окруженные бесцветными прозрачными каймами. На CL-изображениях для зерен циркона характерна осцилляторная зональность (как в ядрах, так и в отдельных зернах). Для отдельных зерен и кайм характерно однородное строение (рис. 11д), 10–15% изученных зерен частично или полностью метамиктны.

Из 112 U–Th–Pb изотопных анализов циркона из песчаников верхней пачки 80 являются субконкордантными (ESM3). Значения возраста варьируют от 2.58 до 3.06 млрд лет с максимумом 2.70 млрд лет на кривой относительной вероятности возрастов (рис. 11е).

Восточный разрез Сегозерской структуры (район губы Глухая). В плагиоклаз-кварцевых песчаниках нижней пачки (обр. SG2-3/4) циркон представлен преимущественно сильно трещиноватыми изометричными и удлиненными ($KY = 2–5$) зернами с разной степенью окатанности, окраска которых изменяется от бледно-розовой до темно-коричневой (рис. 9д, 12а).

Рис. 12. Оптические (а, г) и катодолюминесцентные (б, д) изображения зерен циркона из терригенных пород нижней пачки восточного разреза Сегозерской структуры и кривые относительной вероятности их U–Th–Pb возрастов (в, е).

(а–в) – циркон из кварцевых гравелитов (обр. SG2-3/4); (г–е) – циркон из аргиллитового прослоя в среднезернистых песчаниках (обр. SG2-3/6).

Поверхность зерен имеет следы механического воздействия, что выражается в большом количестве сколов (рис. 9д). Внутреннее строение большинства зерен однородное, реже встречаются зерна, содержащие темные ядра, окруженные более светлыми прозрачными каймами. В последних ядра часто имеют осцилляторную зональность (рис. 12б). Зерна, не содержащие ядер, однородны в CL либо имеют осцилляторную зональность, иногда нарушенную метамиктизацией, или секториальность (рис. 12б). Около 30% изученных зерен содержат метамиктные каймы, реже встречаются полностью метамиктные зерна (~5–7% от выборки). При U–Th–Pb изотопных исследованиях циркона из песчаников нижней пачки из 61 проведенного анализа было получено 30 субконкордантных ($D < 2\%$) значений возраста (ESM3). Возраст циркона в исследуемом образце варьирует от 2.64 до 3.19 млрд лет с максимумом 2.73 млрд лет и менее выраженным максимумом 2.89 млрд лет на кривой относительной вероятности возрастов (рис. 12в). Наиболее древние возрасты определены в ядрах с осцилляторной зональностью (2.92–3.18 млрд лет). Однородные зерна имеют возрасты от 2.67 до 2.79 млрд лет.

В аргиллитах из прослоя в среднезернистых песчаниках в средней части разреза нижней пачки (обр. SG2-3/6) циркон представлен бледно-розовыми и темно-коричневыми сильно трещиноватыми зернами короткопризматической и эллипсоидной формы (КУ 1.5–2), с разной степенью окатанности (рис. 12г). Для некоторых зерен характерно присутствие темных ядер, окруженных бесцветной прозрачной каймой. Преобладают зерна со слабой осцилляторной зональностью (рис. 12д). Для некоторых зерен характерны тонкие темные каймы, 2–5% изученных зерен полностью метамиктны. При U–Th–Pb изотопных исследованиях зерен циркона из аргиллитового прослоя, для 28 из 60 аналитических точек получены субконкордантные ($|D| < 2\%$) значения (ESM3). Оценки возраста варьируют в интервале от 2.70 до 3.19 млрд лет с максимумами 2.88 и 2.72 млрд лет и менее значимым максимумом 2.76 млрд лет на кривой относительной вероятности возрастов (рис. 12е). Наиболее древние возрасты характерны для зерен с осцилляторной зональностью.

В средней терригенной пачке восточного разреза U–Th–Pb датирование было проведено для циркона из трех образцов серых песчаников из нижней, средней и верхней частей пачки (ESM2, ESM3).

В песчаниках из нижней части пачки (обр. SG5-25/3) циркон встречается в виде бледно-розовых и коричневых зерен преимущественно короткопризматической формы, с КУ от 1.5 до 2, реже присутствуют зерна округлой (КУ~1) и эллипсоидной формы. В

некоторых зернах присутствуют темно-коричневые ядра, окруженные бесцветными прозрачными каймами (рис. 13а).

Рис. 13. Оптические (а, г, ж) и катодолюминесцентные (б, д, з) изображения зерен циркона из терригенных пород средней пачки восточного разреза Сегозерской структуры и кривые относительной вероятности их U–Th–Pb возрастов (в, е, и).

(а–в) – циркон из серых песчаников нижней части пачки (обр. SG5-25/3); (г–е) – циркон из серых песчаников средней части пачки (обр. SG2-3/9); (ж–и) – циркон из серых песчаников верхней части пачки (обр. SG5-27/2).

На поверхности зерен отмечаются множественные сколы и каверны, реже трещины. Преобладают зерна со слабой осцилляторной зональностью, реже с нарушенным и однородным строением (рис. 13б). Около 30% зерен изученной выборки частично метамиктны. Для циркона из песчаников получено 76 субконкордантных ($|D| < 2\%$) значений U–Th–Pb изотопного возраста, варьирующих от 2.49 до 3.26 млрд лет с максимумом 2.72 млрд лет и менее значимыми максимумами 2.61, 2.84 и 2.89 млрд лет на кривой относительной вероятности возрастов (рис. 13в). Наиболее древние возрасты характерны для ядер зерен.

В песчаниках из средней части пачки (обр. SG2-3/9) циркон встречается в виде бледно-розовых и коричневых трещиноватых зерен с разной степенью окатанности, с КУ от 1.5 до 3, а также единичных зерен с КУ > 4. В некоторых зернах фиксируются темные ядра, окруженные более светлыми прозрачными каймами (рис. 13г). Поверхность зерен несет следы механического воздействия (множественные сколы), также присутствуют глубокие трещины (рис. 9е). Преобладают зерна с осцилляторной зональностью (рис. 13д). Около 40% зерен изученной выборки частично либо полностью метамиктны. Для циркона из песчаников средней части пачки получено 43 субконкордантных ($|D| < 2\%$) значения U–Th–Pb изотопного возраста, варьирующих от 2.56 до 3.19 млрд лет с максимумом 2.73 млрд лет и менее значимым максимумом 2.67 млрд лет на кривой относительной вероятности возрастов (рис. 13е). Циркон с четкой осцилляторной зональностью имеет возрасты древнее 2.88 млрд лет.

В серых песчаниках верхней части средней пачки (обр. SG5-27/2) циркон встречается в виде бесцветных и коричневых часто сильно трещиноватых зерен короткопризматической и эллипсовидной формы, с КУ от 1.5 до 3, реже длиннопризматических зерен с КУ > 3. Ребра и вершины зерен сглажены. В большинстве зерен отмечаются темно-коричневые ядра, окруженные бесцветными прозрачными каймами (рис. 13ж). Поверхность зерен неровная, сильно ямчатая. Преобладают зерна с осцилляторным и неоднородным строением (рис. 13з). Около 40% зерен изученной

выборки частично либо полностью метамиктны. Для циркона из песчаников верхней части средней пачки получено 65 субконкордантных ($|D| < 2\%$) значений U–Th–Pb изотопного возраста, варьирующих от 2.62 до 2.97 млрд лет с максимумом 2.72 млрд лет и менее значимым максимумом 2.64 млрд лет на кривой относительной вероятности возрастов (рис. 13и).

Таким образом, для терригенных пород нижней пачки западного и восточного разрезов характерно полимодальное распределение возрастов циркона с близкими максимумами ~ 2.74 и ~ 2.89 млрд лет. Для циркона из терригенных пород нижней пачки западного разреза наиболее древний максимум на кривой относительной вероятности возрастов составляет 2.93 млрд лет, в то время как для пород восточного разреза – 3.16 млрд лет. Для циркона из терригенных пород средних пачек западного и восточного разрезов Сегозерской структуры на кривой относительной вероятности возрастов характерен максимум 2.72 млрд лет. Циркон из терригенных пород верхней пачки, изученных только в западном разрезе структуры, характеризуется наиболее окатанной формой зерен и преобладанием возрастных определений ~ 2.71 млрд лет при подчиненных значениях ~ 2.9 – 2.8 и 2.6 млрд лет, определенных в ядрах зерен со сложным строением и в отдельных зернах.

ОБСУЖДЕНИЕ

Все полученные данные фиксируют многочисленные черты сходства пачек терригенных пород двух стратиграфических уровней разрезов на западе и востоке Сегозерской структуры. Это дополняет корреляцию разрезов, проведенную на основе характеристик вулканитов основного состава (Stepanova et al., 2025), дает основание для уверенной корреляции изученных разрезов и служит доказательством единства эпизодов осадконакопления на изученной части территории этого осадочного палеобассейна. В региональном стратиграфическом плане изученные разрезы характеризуют янгозерскую, медвежьегорскую свиты и низы туломозерской свиты ятулийского надгоризонта.

Источники обломочного материала

В терригенных породах нижних пачек бимодальное распределение возрастов детритового циркона, ~ 2.89 и ~ 2.74 млрд лет (рис. 14), указывает на ведущую роль мезоархейских ТТГ и неоархейских гранитоидов в качестве источника обломочного материала.

Рис. 14. Опорные разрезы западной и восточной частей Сегозерской структуры с положением образцов, для которых проводились U–Th–Pb исследования детритового

циркона. Кривые относительной вероятности возрастов детритового циркона приведены на PDP-диаграммах и показаны зеленым полем для пачек западного разреза и красной линией для пачек восточного разреза.

Доминирование возрастного максимума 2.89 млрд лет в породах нижней терригенной пачки западного разреза Сегозерской структуры хорошо согласуется с предположением о существенной роли в составе источников обломочного материала мезоархейских ТТГ-гранитоидов, обрамляющих смежную Западно-Сегозерскую зеленокаменную структуру Ведлозерско-Сегозерского пояса, главные магматические события в котором имеют возраст 2.85–3.05 млрд лет (Вулканизм..., 1981; Светов, 2005). Второй по значимости неоархейский максимум 2.74 млрд лет отвечает времени формирования посттектонических гранитоидов, широко распространенных на территории Ведлозерско-Сегозерского пояса (Егорова, 2014). Незначительная доля зерен циркона с возрастом около 3.2 млрд лет указывает на вклад палеоархейских гранитоидов смежного Ведлозерского блока (рис. 1, 2).

Отчетливо проявленная в U–Th–Pb геохронологии циркона региональная локализация источников материала, хорошая сохранность кристаллов циркона и грубая размерность пород нижних пачек свидетельствуют о проксимальном источнике кластики. На это указывают также и повышенные содержания хлорита, MgO и Ni в осадочных породах западного разреза по сравнению с восточным, что может быть связано с разрушением metabazитов смежной Западно-Сегозерской зеленокаменной структуры Ведлозерско-Сегозерского пояса (Вулканизм..., 1981), которые подстилают ятулийский разрез Сегозерской структуры с запада (рис. 2).

Другой отличительной особенностью терригенных пород нижних пачек является интенсивное химическое выветривание пород питающей провинции. На это указывает минеральный состав грубозернистых песчаников и гравелитов, в обломочной составляющей которых представлен исключительно кварц, а в цементе преобладает иллит. Геохимические особенности песчаников, такие как высокие K/Na отношения, высокие индексы химического выветривания ($CIA = 59–75$; Nesbitt, Young, 1982) и низкие индексы зрелости ($ICV = 0.5–1.0$; Cox et al., 1995) (рис. 15), также являются индикаторами интенсивного химического выветривания источников обломочного материала.

Рис. 15. Диаграммы для терригенных пород ятулийского надгоризонта Сегозерской структуры.

(а) – химический индекс изменения (CIA) (Nesbitt, Young, 1982)–положение пород в разрезе (условно), стрелка показывает направление увеличения интенсивности

выветривания пород; (б) – индекс химической вариации (ICV) (Cox et al., 1995) – положение пород в разрезе (условно).

Важную информацию об источнике обломочного материала содержат аргиллитовые прослои в песчаниках, которые составляют небольшой по объему компонент разреза нижних пачек и обладают всеми минералогическими (преобладание слюдистых минералов) и геохимическими (преобладание Al и K, дефицит Si и Na) характеристиками глин. Наблюдаемое в нижней пачке восточного разреза Сегозерской структуры значительное обогащение аргиллитов Al, Ti, Cr, PЗЭ, Nb, Th и Ga, которые наименее подвижны в экзогенных условиях (Gaillardet et al., 2004), дает основание предполагать, что их источником служила кора выветривания. Такая возможность поддерживается данными о широком распространении кор выветривания по доятулийским породам Карельского кратона (Хейсканен, 1990; Marmo, 1992; Алфимова, 2010; Alfimova et al., 2022; Kump et al., 2013). Следует добавить, что наблюдаемые в аргиллитах высокие содержания Ga от 49 до 78 мкг/г и низкие величины отношений Al/Ga от 3500 до 5500 показывают, что в их источнике, возможно, присутствовали бокситы (Foley et al., 2017; Yuan et al., 2021), что является аргументом в пользу латеритного характера коры выветривания.

Для средних терригенных пачек устанавливается изменение источников сноса терригенного материала. На это указывает преобладание в средних пачках изученных разрезов аркозовых песчаников с хорошо сохранившимися зернами полевого шпата. Эти породы имеют низкие значения CIA, обладают высокими концентрациями Na_2O и $\text{K/Na} \approx 1$, а для циркона характерна хорошая сохранность морфологии кристаллов. Изменение источников фиксируется также U–Th–Pb изотопными данными по циркону, которые демонстрируют резкое преобладание циркона неогарейского возраста 2.76–2.72 млрд лет, типичного для посттектонических гранитоидов, распространенных во всех доменах Карельского кратона, и появление циркона с возрастом около 2.6 млрд лет (рис. 14).

Отличительной особенностью терригенных пород средних пачек являются контрастные вариации характера распределения легких РЗЭ: встречаются породы как обогащенные, так и обедненные этими элементами. Это невозможно объяснить геохимической гетерогенностью архейских источников терригенного материала, поскольку породами источника сноса, обедненными легкими РЗЭ, могли быть только метабазальты или коматииты архейских зеленокаменных поясов (Самсонов, Ларионова, 2006), что неприменимо для изученных высококремнистых и низкомagneзиальных песчаников и аргиллитов. Обеднение осадочных пород легкими РЗЭ *in situ* в процессе диагенеза или при метасоматозе маловероятно, поскольку имеющиеся данные

свидетельствуют о слабом фракционировании РЗЭ при этих процессах (Bau, 1991; Ague, 2017; Teng et al., 2023). Можно было бы предположить, что терригенные породы средней пачки с широкими вариациями распределения легких РЗЭ накапливались при разрушении доятулийских кор выветривания, поскольку широкие вариации концентраций и степени фракционирования лантаноидов являются характерной особенностью латеритных кор выветривания по гранитоидам (Yusoff et al., 2013; Матреничев, Климова, 2017; Liu et al., 2022). Однако такое объяснение сложно согласовать с данными о слабом химическом выветривании терригенных пород средних пачек, в составе которых широко представлены аркозовые песчаники. Таким образом, вопрос о причинах необычной геохимии РЗЭ в терригенных породах средней пачки остается открытым и требует дополнительных исследований.

В терригенных породах верхней пачки, изученных в западном разрезе Сегозерской структуры, широкие вариации минерального и химического состава указывают на гетерогенность источников терригенного материала. Присутствующие в этой пачке богатые кварцем песчаники и обогащенные РЗЭ аргиллиты могли поступать при разрушении гранитоидов, сильно преобразованных в коре выветривания. Присутствие песчаников с сохранными полевыми шпатами и повышенными концентрациями Na_2O , напротив, указывают на наличие в источнике сноса невыветрелых гранитоидов. Еще одной отличительной особенностью верхней пачки является обогащение ее нижней части мафическим материалом. Отмеченный характер геологических границ между песчаниками и подстилающими их базальтами медвежьегорской свиты указывает на размыв последних и делает их потенциальными проксимальными источниками мафической кластики. Резкое доминирование неоархейского детритового циркона с возрастaми около 2.7 млрд лет и присутствие небольшого количества циркона с возрастaми около 2.6 млрд лет (рис. 14) сближает источники песчаников верхней пачки с источниками материала для средних пачек. При этом циркон из пород верхней пачки выделяется сильной механической абразией ребер и граней кристаллов, что может указывать либо на дистальный источник материала, либо на поступление циркона из промежуточного коллектора, роль которого могли играть нижележащие песчаники средних пачек.

Условия осадконакопления

Осадочные породы нижних пачек в обоих разрезах характеризуются преобладанием песчаного материала (крупно- и грубозернистого), присутствием интракластов и дезинтегрированных слойков аргиллитов. Породы обладают горизонтальной и крупной

косой слоистостью с текстурами размыва и заполнения, в меньшей степени отмечается волнистая и крупная линзовидная слоистость и текстуры знаков ряби.

На западе структуры для пород нижней терригенной пачки характерны присутствие линз гравелитов в нижней части разреза, а также крупность фракций и наличие косослоистых серий с падением слойков в северо-западном направлении в современных координатах. Нижняя часть разреза сложена грубозернистым материалом с текстурами крупной косой слоистости с градационной слоистостью внутри отдельных слойков, что указывает на аллювиальное (нижняя часть русловой фации аллювия) или дельтовое (в субаэральной части дельты) происхождение этих пород (Рейнек, Сингх, 1981). Вверх по разрезу уменьшается масштаб косослоистых серий, форма границ серий приобретает S-образный облик, характерный для морских донных течений, и пучковидный облик, образующийся при формировании аккумулятивных тел, например приустьевого бара дельты (Ботвинкина, 1965). В средней части пачки на поверхности напластования кварцитопесчаников отмечаются текстуры знаков ряби, чередующиеся с текстурами трещин усыхания. Это указывает на обмеление территории, вплоть до полного осушения. Дезинтегрированные прослои аргиллитов, отмеченные в кварцитопесчаниках, являются генетическим признаком дельтовых отложений.

На востоке Сегозерской структуры базальный горизонт нижней терригенной пачки сформирован крупно-косослоистыми кварцевыми гравелитами. Это указывает на их накопление в схожих условиях с базальными отложениями нижней пачки западного разреза структуры. Образование пирита в породах восточного разреза, вероятно, могло быть обусловлено восстановительными условиями застойного водоема. Такие условия могли создаваться при скоплении органического вещества, которое было преобразовано в сульфиды сульфатредуцирующими бактериями, о существовании которых известно с архея (например, Philippot et al., 2007). Учитывая развитую речную сеть, подобные условия могли достигаться в старицах.

Для пород верхней части пачки характерна мелкая косая однонаправленная слоистость, с падением в северо-западном направлении в современных координатах. Исключением являются единичные серии с прямой параллельной и вогнутой, сходящейся к основанию формой слойков, характерной для морских пляжевых, реже для континентальных отложений; дезинтегрированные слойки часто характерны для дельтовых русловых фаций; волнистая текстура и знаки ряби в песчаниках указывают на действие волн, возможно, в прибрежно-морских условиях (Ботвинкина, 1965). Вверх по разрезу уменьшается роль однонаправленной косой слоистости, преобладают горизонтальные и волнисто-слоистые текстуры; также отмечается увеличение

относительного количества в разрезе пород с преобладанием тонкозернистой, алевроитовой и пелитовой фракций, что указывает на уменьшение воздействия однонаправленного потока и возрастание роли волновых процессов.

Условия формирования осадочных пород нижней и средней пачек существенно различаются. Перерыв в осадконакоплении, связанный, вероятно, с внутриконтинентальной магматической активностью (Светов, 1972; Устинова и др., 2024; Stepanova et al., 2025), маркируется накоплением грубозернистых пород в основании опорного разреза на западе Сегозерской структуры, а также сменой их источников сноса. Вверх по разрезу уменьшается масштабность косослоистых серий, форма слойков приобретает S-образный облик, характерный для осадков морских донных течений, и пучковидный облик, образующийся при формировании аккумулятивных тел (например, приустьевого бара дельты) (Ботвинкина, 1965). Однонаправленность косої слоистости сохраняется.

В средней пачке восточного разреза отмечается уменьшение роли однонаправленной косої слоистости, преобладают горизонтально- и волнисто-слоистые текстуры; также отмечается увеличение относительного количества в разрезе пород тонкозернистой, алевроитовой и пелитовой фракций. Процесс оглеения, наблюдаемый в тонкозернистых бордово-красных песчаниках пачки, мог быть связан с восходящими сероводородными и углеводородными глубинными водами, как это показано для красноцветных аргиллитов рифейского возраста (Михайленко и др., 2015).

Накопление терригенных толщ верхней пачки начинается после излияния базальтовых расплавов в подводных условиях (Светов, 1972; Stepanova et al., 2025), на что указывают подушечные текстуры пород. Нижние части средней и верхней пачек схожи по литологическим признакам: они сложены крупнозернистыми разностями – гравелитами и крупнозернистыми песчаниками – с косої слоистостью и знаками ряби. При этом в верхней пачке появляются текстуры трещин усыхания в красноцветных породах – признак периодических осушений поверхности, возникающих в том числе в обстановках многочисленных речных протоков, пойм, приливно-отливных полос (Рейнек, Сингх, 1981). Косослоистые текстуры встречаются реже, при доминировании горизонтально-слоистых текстур с редкими знаками ряби, что свидетельствует о преобладании волновых процессов над флювиальными. Однако перекрываются красноцветы косослоистыми кварцитовидными серыми песчаниками с прямой формой границ слойков внутри серий, чаще встречающихся в аллювиальных отложениях (Ботвинкина, 1965).

Аргиллиты всех изученных пачек по составу отвечают иллитовым глинистым породам (рис. 16), характерным для аридных кор выветривания, широко

распространенных в палеопротерозойских и рифейских отложениях (Юдович, Кетрис, 2000).

Рис. 16. Диаграмма НКМ–ФМ для глинистых пород (Юдович, Кетрис, 2000).

$НКМ = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, $ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/SiO_2$. Поля на диаграмме соответствуют породам, для которых характерно: I – преобладание каолинита; II – преобладание смектита, присутствует каолинит, в подчиненных количествах могут присутствовать иллит и смешанослойные минералы ряда каолинит–смектит; III – преобладание хлорита с подчиненной примесью железистых слюд; IV – смесь хлорит + иллит, характерная для глинистых толщ, претерпевших катагенез и ранний метagenез; V – смесь хлорит + смектит + иллит; VI – глинистые породы, чаще всего иллитовые, содержащие значительную примесь дисперсных частиц полевых шпатов.

На аридный климат при выветривании пород источников указывает повышенная щелочность терригенных пород.

Палеогеография

Породы, подстилающие ятулийские терригенные отложения, на западе и на востоке Сегозерской структуры различаются: на западе они представлены архейскими метабазами, на востоке – корой выветривания (карбонатной брекчией) по архейским гранитам. Можно предполагать, что в предьятулийское время на западе структуры кора выветривания либо была эродирована водным потоком, либо на момент ее образования эта территория была покрыта водой. В обоих случаях это предполагает более высокий гипсометрический уровень восточной части Сегозерской структуры в начале ятулия.

Накопление терригенных пород нижних пачек происходило в результате функционирования аллювиальной системы, устье которой располагалось к юго-востоку от Сегозерской структуры в современных координатах (рис. 17а).

Рис. 17. Схематическая модель изменения обстановки осадконакопления в Сегозерском бассейне в раннем ятулии.

(а) – опускание территории при начальной стадии рифтогенеза и образование речной системы; (б) – опускание территории при начальной стадии рифтогенеза, накопление пород нижней пачки разреза; (в) – субаэральные излияния базальтовых лав, общая трансгрессия и пенепленизация бортов рифтовой системы, накопление средней пачки разреза; (г) – субаквальные излияния базальтовых лав, общая регрессия и пенепленизация бортов рифтовой системы, накопление терригенных отложений верхней пачки разреза.

Наиболее ранние отложения представляли собой нижние горизонты аллювия, на что указывают текстуры от средне- до крупномасштабной однонаправленной косой

слоистости, грубый характер обломочного материала, хорошая окатанность и плохая сортировка терригенных пород, уменьшение зернистости вверх по разрезу (рис. 17а, 17б). Отложения верхней части нижних пачек могут рассматриваться как русловые фации с наиболее активной гидродинамикой в западной части Сегозерской структуры и как дельтовые субаквальные прирусловые фации, фации внутريدельтовых заливов или дистальные русловые фации на востоке структуры. Это можно объяснить либо трансгрессией, либо тяготеющим к западу (в современных координатах) положением центральной оси русла, либо миграцией аккумулятивного тела аллювиального конуса выноса на запад с течением времени (рис. 17б). На трансгрессию морского бассейна также указывает уменьшение зернистости вверх по разрезу. Гипотезу миграции русла сложно подтвердить или опровергнуть в связи с трудностями корреляции разрезов внутри пачек.

Зафиксированная смена источников сноса в породах средних пачек может указывать на изменение условий осадконакопления. Меньшая мощность и средняя размерность зерен в терригенных отложениях средней пачки, смена отложений прирусловых фаций на более дистальные фации дельты на востоке структуры (в современных координатах) и смена отложений русловых фаций рукавов дельты на фации приустьевого бара на западе (в современных координатах) могут указывать на повышение уровня моря и/или углубления бассейна либо, что менее вероятно, на снижение активности водного потока или миграцию русла. Главным агентом породообразования остается система водных потоков, формирующая аллювиально-дельтовый комплекс.

В верхней пачке уменьшение роли потока в осадконакоплении может быть объяснено снижением гидродинамики потока в целом или смещением фаций дельты (либо по латерали, либо в сторону моря при обмелении бассейна) (рис. 17г). Появление косослоистых красноцветов с прямыми слойками внутри серий может быть обусловлено возобновлением активности потока или миграцией русла (Ботвинкина, 1965).

Таким образом, главным агентом образования исследуемых осадочных пород, вероятно, был водный поток, берущий начало к юго-востоку (в современных координатах) от Сегозерской структуры и формирующий в прибрежной зоне крупный аллювиально-дельтовый комплекс. Последний вывод частично совпадает с палеогеографическими реконструкциями предшественников (Соколов и др., 1970; Хейсканен, 1975, 1990). Согласно их данным, накопление терригенных отложений ятулия происходило в прибрежной зоне с постоянно мигрирующей береговой линией. К юго-востоку от оз. Сегозеро описывают аллювиальную группу фаций (Соколов и др., 1970), накопление которых, вероятно, происходило синхронно с накоплением изученных пород нижних пачек разрезов. В работе К.И. Хейсканена (1975) для базальных отложений ятулия в районе

Сегозерской структуры показано два аллювиальных конуса выноса в районе изучаемых в данной работе опорных разрезов, имеющих направление с юга на север. Более поздние палеогеографические реконструкции (Хейсканен, 1990) предполагают процессы континентальной седиментации в бассейне трогового типа северо-западной ориентировки с выделением субдельтового комплекса в районе оз. Сегозеро в раннем ятулии, сменившегося преобладанием комплексов аллювиально-дельтовых равнин в среднем ятулии.

Палеотектонические реконструкции

Классическими признаками синрифтовых осадков континентальных рифтов являются: (1) двучленное строение разреза с приуроченностью наиболее тонкозернистых осадков к нижней части, наиболее грубозернистых – к верхней; (2) преобладание осадков озерного, лагунного, аллювиального, дельтового и пролювиального генезиса; (3) приуроченность наиболее грубых осадков к прибортовым зонам рифта; (4) мозаичность чередования грубозернистых и тонкозернистых фаций в плане; (5) незрелый терригенный материал. Также для рифтовых структур характерно терригенное заполнение долины, сменяющееся вверх по разрезу карбонатными породами, часто с эвапоритами (Маслов, 1994 и ссылки там; Маслов, Подковыров, 2020; Leeder, 2001).

В изученных разрезах преобладают терригенные породы песчаной размерности, при этом в низах пачек преобладают грубозернистые песчаники и гравелиты, постепенно сменяющиеся мелкозернистыми и тонкозернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов. Аналогичная цикличность наблюдается в рифейской рифтовой системе на Урале, в которой, однако, верхние части циклитов завершаются сменой тонкозернистых терригенных пород на строматолитовые карбонатные (Маслов, 1994). Необходимо отметить, что такая последовательность отвечает полному разрезу ятулийского надгоризонта (Онежская..., 2011).

Несмотря на то, что многие исследователи считают характерной особенностью синрифтовых осадочных пород увеличение зернистости вверх по разрезу, обратная закономерность зафиксирована в ряде структур отмерших рифтов с компенсированным осадконакоплением, не достигших стадии формирования океанического бассейна (Худолей, 2004). В Сегозерской структуре увеличение размерности пород вверх по разрезу, как и отсутствие в основании разрезов лимнических отложений, вероятно, связано с быстрым тектоническим прогибанием бассейна седиментации, обусловившим сильную расчлененность рельефа и, как следствие, быструю смену фаций. Стоит отметить

преобладание фациальных обстановок реки и дельты, характерное для синрифтовых осадков.

*Особенности геологической истории Карельского кратона, предшествовавшей
событию Ломагунди–Ятулий*

Изучение терригенных пород Сегозерской структуры дало новую информацию о геологических процессах на Карельском кратоне, которые предшествовали LJE и имеют значение для его расшифровки.

Литологические и геохимические данные для пород нижней терригенной пачки Сегозерской структуры свидетельствуют о том, что ее источником служили архейские гранитоиды, преобразованные в латеритной коре выветривания. Гомогенность разреза нижней терригенной пачки и однородность возрастов детритового циркона указывают на то, что кора выветривания по архейским гранитоидам была доминирующим источником терригенного материала, а ее мощность – достаточной для накопления 200-метровой терригенной толщи нижней пачки. Это корректирует представления о малой мощности кор выветривания в раннем докембрии (Матреничев, Климова, 2017) и дополняет единичные примеры мощных (до 80 м) доятулийских кор выветривания на Карельском кратоне (Marmo, 1992), большая часть которых, вероятно, была разрушена, а слагавший их материал транспортирован в ятулийский осадочный бассейн.

Такой вывод имеет два важных следствия для обсуждения природы LJE. Во-первых, существование мощных латеритных кор выветривания свидетельствует о высоком содержании кислорода в атмосфере в период, который предшествовал LJE, хотя возрастные границы и протяженность этого периода точно не определены. Во-вторых, фиксируемый масштабный перенос материала коры выветривания мог обеспечивать поступление большого количества питательных веществ, таких как P, Ca, Fe, Na, K и Mo, в ятулийский бассейн, способствуя развитию биоты и являясь дополнительным фактором роста уровня атмосферного кислорода (Li et al., 2019). Оба следствия служат аргументами в пользу классической модели LJE, описанной в работе (Hodgskiss et al., 2023).

Данные о составе пород и результаты U–Th–Pb геохронологического изучения детритового циркона указывают на то, что ятулийский бассейн Сегозерской структуры формировался как внутриконтинентальный рифт с проксимальными источниками терригенного материала вплоть до начала накопления карбонатных толщ туломозерской свиты с тяжелым изотопным составом углерода. Наиболее активная фаза рифтогенеза отвечает накоплению средней терригенной пачки, состав которой фиксирует резкую смену источников сноса с истощением материала кор выветривания и накоплением в осадочном

бассейне аркозовых песков вследствие разрушения невыветрелых неоархейских гранитоидов. Об активном растяжении и углублении бассейна свидетельствуют также данные о накоплении мощной пачки субаквальных базальтов, перекрывающих среднюю терригенную пачку (Светов, 1972; Stepanova et al., 2025). Таким образом, приведенные в настоящей работе новые представления о внутриконтинентальной рифтогенной истории формирования ятулийского бассейна, в котором накапливались карбонатные толщи туломозерской свиты с тяжелым изотопным составом углерода, служат дополнительным аргументом в пользу региональных, а не глобальных факторов, обеспечивших LJE.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литологические, геохимические и геохронологические исследования терригенных пород ятулия в двух ключевых разрезах Сегозерской структуры Карельского кратона позволили получить новую информацию об эволюции процессов седиментации в ятулии и показали следующее.

Для пород нижней терригенной пачки в Сегозерской структуре, которая в региональном плане отвечает янгозерской свите ятулийского надгоризонта, установлены проксимальные источники сноса. Главным источником обломочного материала служила кора химического выветривания по мезо- и неоархейским гнейсам и гранитоидам. Однородность строения нижней терригенной пачки, мощность которой достигает 200 м, предполагает, что предьятулийская кора химического выветривания имела не только площадной характер, но и значительную мощность.

Анализ литолого-геохимических данных для пород нижней и средней терригенных пачек ятулия в Сегозерской структуре и U–Th–Pb геохронологических данных, полученных для детритового циркона, показывает резкую смену источников сноса во время накопления исходных для средней терригенной пачки терригенных осадков, в региональном плане отвечающей медвежьегорской свите ятулийского надгоризонта. Верхняя пачка была сформирована, по всей видимости, при частичном размыве и переотложении подстилающих осадочных пород и базальтов.

Полученные возрасты обломочного циркона ограничивают время накопления терригенных пород ятулия снизу временной отметкой 2.48 млрд лет назад. Это не противоречит принятым представлениям о возрасте ятулия 2.3–2.1 млрд лет и возрасту карбонатов туломозерской свиты 2.09 млрд лет (Овчинникова и др., 2007).

Накопление терригенного материала в Сегозерской структуре происходило преимущественно под воздействием водных потоков сначала в континентальной, а затем в прибрежно-морской обстановке. Положение поставившей обломочный материал

аллювиально-дельтовой системы определялось тектоническими процессами, связанными с рифтом или системой рифтов северо-западного простирания.

Полученные доводы в пользу богатой кислородом атмосферы и внутриконтинентальной рифтогенной истории формирования ятулийского бассейна, в котором накапливались карбонатные толщи туломозерской свиты с тяжелым изотопным составом углерода, служат дополнительными аргументами в пользу классической модели LJE (Hodgskiss et al., 2023) и ведущей роли региональных, а не глобальных факторов, обеспечивших это событие.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам статьи, Котову А.Б. и анонимному рецензенту, за внимательное прочтение рукописи, замечания и конструктивную критику, что значительно улучшило текст.

Источники финансирования. Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ 23-17-00260.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алфимова Н.А.* Геологическое строение и химический состав палеопротерозойских кор выветривания Карелии // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. СПб.: Изд-во Политехнического ун-та, 2010. С. 183–213.
- Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 259 с.
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Ред. Соколов В.А. Л.: Наука, 1981. 154 с.
- Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.
- Геология Карелии. Ред. Соколов В.А. Л.: Наука, 1987. 231 с.
- Гилярова М.А.* Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1974. 223 с.
- Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В.* Геологическое строение, позднеархейский интрузивный магматизм и металлогения Ондозерско-Сегозерской площади (Карелия) // Отечеств. геология. 2018. № 1. С. 40–54.
- Егорова Ю.С.* Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2014. 21 с.
- Иностранцев А.А.* Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений. СПб.: Типография Императорской АН, 1877. 779 с.
- Кратц К.О.* Геология карелид Карелии // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1963. Вып. 16. 205 с.

Куликов В.С., Куликова В.В., Полин А.К. Новая хроностратиграфическая схема Юго-Восточной Фенноскандии и ее использование при составлении мелкомасштабных геологических карт докембрийских регионов // Изв. вузов. Геология и разведка. 2017. № 5. С. 5–12.

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

Маслов А.В. Осадочные комплексы в разрезах рифтогенных структур. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 162 с.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Синрифтовые осадочные ассоциации (несколько литохимических этюдов). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. 172 с.

Матреничев В.А., Климова Е.В. Экспериментальное моделирование условий формирования докембрийских кор выветривания. Особенности дренажных растворов и перераспределение лантаноидов в гипергенном профиле // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2017. Т. 62. Вып. 4. С. 389–408.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. Ред. Михайлов В.П., Аминов В.Н. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с.

Михайленко Ю.В., Кочетков О.С., Иванов Н.Ф., Анисимова С.А. Особенности строения и состава каруярвинской свиты рифея п-ова Средний (северное побережье Кольского полуострова) // Литосфера. 2015. № 4. С. 24–42.

Негруца В.З. Опыты фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии // Сов. геология. 1963. № 7. С. 52–76.

Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью // Литология и полезн. ископаемые. 1965. № 6. С. 3–20.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М., Васильева И.М., Гороховский Б.М. Pb–Pb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита Юго-Восточной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 20–33.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия). Отв. ред. Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

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

Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра, 1981. 439 с.

Рийконен О.А. К геологии протерозоя побережья Сегозера (Центральная Карелия). // Тр. Кар. филиала АН СССР. 1960. В. XXVI. С. 3–15.

Самсонов А.В., Ларионова Ю.О. Геохимическая эволюция магматизма архейских гранит-зеленокаменных областей // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 3–18.

Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н. Возраст и геодинамика раскола западной части Карельского кратона: данные по основному магматизму с возрастом 2.1 млрд лет // Петрология. 2023. Т. 31. № 6. С. 577–601.

Самсонов А.В., Степанова А.В., Гущина М.Ю., Силаева О.М., Ерофеева К.Г., Устинова В.В., Максимов О.А., Жданова Л.Р. Рифтогенез в палеопротерозойской истории Онежской структуры: геохимия вулканогенно-осадочных пород заонежской свиты // Докл. АН. 2024. Т. 515. № 2. С. 210–220.

Светов А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л.: Наука, 1972. 118 с.

Светов С.А. Магматические системы зон перехода океан–континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

Светов С.А., Иващенко В.И., Рыбникова З.П., Гоголев М.А., Назарова Т.Н. Неоархейская (2.60 млрд лет) реактивация сдвиговых зон и орогенных золоторудных систем в западном сегменте Водлозерского террейна // Труды КарНЦ РАН. 2016. № 10. С. 63–80.

Светов С.А., Степанова А.В., Бурдюх С.В., Парамонов А.С., Утицина В.Л., Эхова М.В., Теслюк И.А., Чаженина С.Ю., Светова Е.Н., Коньшев А.А. Прецизионный ICP-MS анализ докембрийских горных пород: методика и оценка точности результатов // Труды КарНЦ РАН. 2023. № 2. С. 73–86.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии, 1970. 376 с.

Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Егорова С.В., Саватенков В.М. Дайки долеритов 2405 млн лет – фрагмент палеопротерозойской крупной магматической провинции на Карельском кратоне // Докл. АН. 2017. Т. 472. № 2. С. 185–191.

Устинова В.В., Степанова А.В., Самсонов А.В., Бессмертный К.Н., Ерофеева К.Г., Силаева О.М. Базальты ятулия в Сегозерской структуре Центральной Карелии: состав, условия формирования и корреляции // Материалы LV Тектонического совещания “Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024”. Москва: ГЕОС, 2024. Т. 2. С. 235–238.

- Хейсканен К.И.* Динамическая система осадконакопления ятулия Центральной Карелии. Л.: Наука, 1975. 105 с.
- Хейсканен К.И.* Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1990. 124 с.
- Худолей А.К.* Континентальный рифтогенез и пассивные окраины: тектоника и эволюция осадочных бассейнов. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. 84 с.
- Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Ague J.J.* Element mobility during regional metamorphism in crustal and subduction zone environments with a focus on the rare earth elements (REE) // *Am. Mineral.* 2017. V. 102. № 9. P. 1796–1821.
- Alfimova N.A., Kuznetsov A.B., Klimova E.V., Bekker A.* Archean-Proterozoic unconformity on the Fennoscandian Shield: geochemistry and Sr, C and O isotope composition of Paleoproterozoic carbonate-rich regolith from Segozero Lake (Russian Karelia) // *Precambrian Res.* 2022. V. 368. 106459.
- Bau M.* Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // *Chem. Geol.* 1991. V. 93. P. 219–230.
- Bekker A.* Great Oxidation Event // *Encyclopedia of Astrobiology*. Eds. Gargaud M., Irvine W.M., Amils R., Cleaves H.J., Pinti D.L., et al. Berlin: Springer, 2014a. P. 1009–1017.
- Bekker A.* Lomagundi carbon isotope excursion // *Encyclopedia of Astrobiology*. Eds. Gargaud M., Irvine W.M., Amils R., Cleaves H.J., Pinti D.L., et al. Berlin: Springer, 2014b. P. 1399–1404.
- Bekker A., Holland H.D.* Oxygen overshoot and recovery during the early Paleoproterozoic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 317–318. P. 295–304.
- Bekker A., Holland H.D., Wang P.L., Rumble III D., Stein H.J., Hannah J.L., Coetzee L.L., Beukes N.J.* Dating the rise of atmospheric oxygen // *Nature*. 2004. V. 427. P. 117–120.
- Bekker A., Karhu J.A., Kaufman A.J.* Carbon isotope record for the onset of the Lomagundi carbon isotope excursion in the Great Lakes area, North America // *Precambrian Res.* 2006. V. 148. № 1. P. 145–180.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- Erofeeva K.G., Samsonov A.V., Larionov A.N., Pilitsyna T.A., Postnikov A.V., Sabirov I.A., Vovshina A.Y., Borisovsky S.E., Golovanova T.I., Dubenskiy A.S., Sheshukov V.S.* Buried Paleoproterozoic orogen of the East European Craton: age and origin of the Vyatka terrane // *Gondwana Res.* 2024. V. 129. P. 53–74.

- Fakhraee M., Tarhan L.G., Reinhard C.T., Crowe S.A., Lyons T.W., Planavsky N.J.* Earth's surface oxygenation and the rise of eukaryotic life: relationships to the Lomagundi positive carbon isotope excursion revisited // *Earth-Sci. Rev.* 2023. V. 240. 104398.
- Foley N.K., Jaskula B.W., Kimball B.E., Schulte R.F.* Gallium. Chapter H. // *Critical mineral resources of the United States—economic and environmental geology and prospects for future supply*. Eds. Schulz K.J., DeYoung J.H., Seal II Jr. R.R., Bradley D.C. US Department of the Interior, US Geological Survey, 2017. P. H1–H35.
- Frauenstein F., Veizer J., Beukas N., Van Niekerk H.S., Coutzee L.L.* Transvaal Supergroup carbonates: implications for Paleoproterozoic $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records // *Precambrian Res.* 2009. V. 175. P. 149–160.
- Gaillardet J., Viers J., Dupre B.* Trace elements in river waters // *Treatise Geochem.* 2004. V. 5. P. 225–272.
- Gumsley A.P., Chamberlain K.R., Bleeker W., Söderlund U., de Kock M.O., Larsson E.R., Bekker A.* Timing and tempo of the Great Oxidation Event // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 2017. V. 114. P. 1811–1816.
- Hodgskiss M.S.W., Crockford P.W., Turchyn A.V.* Deconstructing the Lomagundi-Jatuli Carbon Isotope Excursion // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2023. V. 51. P. 301–330.
- Holland H.D.* Volcanic gases, black smokers, and the Great Oxidation Event // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2002. V. 66. № 21. P. 3811–3826.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P.* The Archaean Karelia and Belomorian provinces, Fennoscandian Shield // *Evolution of Archean crust and early life, modern approaches in solid Earth sciences*. Eds. Dilek Y., Furnes H. Springer, 2014. V. 7. P. 55–102.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Lauri L., Slabunov A.* Paleoarchean rocks in the Fennoscandian Shield // *Earth's oldest rocks. Second Edition*. Eds. Van Kranendonk M.J., Bennett V.C., Hoffmann J.E. Elsevier, 2019. P. 819–836.
- Karhu J., Holland H.D.* Carbon isotopes and rise of atmospheric oxygen // *Geology.* 1996. V. 24. P. 876–879.
- Kump L.R., Junium C., Arthur M.A., Brasier A., Fallick A., Melezhik V., Lepland A., Crne A.E., Luo G.* Isotopic evidence for massive oxidation of organic matter following the Great Oxidation Event // *Science.* 2011. V. 334. P. 1694–1696.
- Kump L.R., Fallick A.E., Strauss H., Hanski E.J., Prave A.R., Lepland A.* Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Berlin, Heidelberg: Springer, 2013. P. 1049–1552.

- Leeder M.R.* Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics. Normich: Wiley Blackwell, 2001. 1599 p.
- Li W.-P., Zhao Y.-Y., Zhao M.-Y., Zha X.-P., Zheng Y.-F.* Enhanced weathering as a trigger for the rise of atmospheric O₂ level from the late Ediacaran to the early Cambrian // *Scientific Reports*. 2019. V. 9. 10630.
- Liu W., Li Y., Wang X., Cui L., Zhao Z., Liu C., Xu Z.* Weathering stage and topographic control on rare earth element (REE) behavior: new constraints from a deeply weathered granite hill // *Chem. Geol.* 2022. V. 610. P. 121066.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P., Savatenkov V.M., Kovalenko A.V., Martin H., Guseva N.S., Arestova N.A.* Petrology of Late Archean highly potassic sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into Late Archean mantle metasomatism // *J. Petrol.* 2008. V. 49. P. 393–420.
- Lyons T.W., Reinhard C.T., Planavsky N.J.* The rise of oxygen in the Earth's early ocean and atmosphere // *Nature*. 2014. V. 506. P. 307–315.
- Marmo J.S.* The lower Proterozoic Hakkalampi paleosol in north Karelia, eastern Finland // *Early Organic Evolution*. Eds. Schidlowski M., Golubic S., Kimberley M.M., McKirdy D.M., Trudinger P.A. Berlin: Springer, 1992. P. 41–66.
- Martin A.P., Prave A.R., Condon D.J., Lepland A., Fallick A.E., Romashkin A.E., Medvedev P.V., Rychanchik D.V.* Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 424. P. 226–236.
- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Maharikhin V.V.* Extreme $\delta^{13}\text{C}$ enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-'red beds' association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment // *Earth-Science Rev.* 1999. V. 48. P. 71–120.
- Melezhik V.A., Prave A.R., Hanski E.J., Fallick A.E., Lepland A., Kump L.R., Strauss H.* Reading the Archive of Earth's Oxygenation: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia—Drilling Early Earth Project. Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia—Drilling Early Earth Project. Heidelberg: Springer, 2013. 490 p.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Ossa Ossa F., Eickmann B., Hofmann A., Planavsky N.J., Asael D., Pambo F., Bekker A.* Two-step deoxygenation at the end of the Paleoproterozoic Lomagundi Event // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. V. 486. P. 70–83.

- Pavlov A.A., Kasting J.F.* Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments: strong evidence for an anoxic Archean atmosphere // *Astrobiology*. 2002. V. 2. P. 27–41.
- Philippot P., Zuilen M., Lepot K., Thomazo C., Farquhar J., Kranendonk M.J.* Early Archaeal microorganisms preferred elemental sulfur, not sulfate // *Science*. 2007. V. 317. P. 1534–1537.
- Planavsky N.J., Bekker A., Hofmann A., Owens J.D., Lyons T.W.* Sulfur record of rising and falling marine oxygen and sulfate levels during the Lomagundi event // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2012. V. 109. P. 18300–18305.
- Prave A.R., Kirsimäe K., Lepland A., Fallick A.E., Kreitsmann T., Deines Yu.E., Romashkin A.E., Rychanchik D.V., Medvedev P.V., Moussavou M., Bakakas K., Hodgskiss M.S.W.* The grandest of them all: the Lomagundi–Jatuli Event and Earth's oxygenation // *J. Geol. Soc. Lond.* 2022. V. 179. № 1. jgs2021-036.
- Puchtel I.S., Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Zhuravlev D.Z.* The Karelian granite-greenstone terrain in Russia. Greenstone belts. Eds. De Wit M.J., Ashwal L. Oxford: Clarendon Press, 1997. P. 699–706.
- Puchtel I., Touboul M., Blichert-Toft J., Walker R.J., Brandon A.D., Nicklas R.W., Kulikov V.S., Samsonov A.V.* Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean–Proterozoic boundary: evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 180. P. 227–255.
- Reddy S.M., Evans D.A.D.* Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere. *Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution*. Eds. Reddy S.M., Mazumder R., Evans D.A.D., Collins A.S. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2009. V. 323. P. 1–26.
- Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., Puchtel I.S., Larionova Yu. O., Larionov A.N., Stepanov V.S., Shapovalov Y.B., Egorova S.V.* Palaeoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian Craton: petrology, geochronology, and tectonic setting // *J. Petrol.* 2014. V. 55. № 9. P. 1719–1751.
- Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Egorova S.V., Larionova Yu.O., Stepanov V.S.* The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian craton, eastern Fennoscandian shield: U–Pb age, source characteristics and implication to the breakup processes // *Precambrian Res.* 2015. V. 259. P. 43–57.
- Stepanova A.V., Azimov P.Y., Samsonov A.V., Egorova S.V., Babarina I.I., Larionov A.N., Larionova Yu. O., Kervinen A.V., Stepanov V.S.* Paleoproterozoic ca. 2.2 Ga high-Cl metagabbro in the Belomorian province, Eastern Fennoscandian Shield: origin and tectonic implications // *Lithos*. 2021. 106377.

Stepanova A., Stepanov V., Larionov A., Salnikova E., Samsonov A., Azimov P., Egorova S., Babarina I., Larionova Y., Sukhanova M., Kervinen A., Maximov O. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, Eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogeny // Large Igneous Provinces and Their Plumbing Systems. Eds. Srivastava R.K., Ernst R.E., Buchan K.L., De Kock M. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2022. V. 518. P. 101–128.

Stepanova A.V., Ustinova V.V., Samsonov A.V., Bessmertny K.N., Silaeva O.M., Larionova Yu.O., Erofeeva K.G., Sukhanova M.A. Mid-Paleoproterozoic basalts in the Segozero Belt, eastern Karelian Craton: composition, correlations, and temporal framework of Jatulian sedimentation // Precambrian Res. 2025. In press.

Teng J., Qiu L., Ma C., Liu H., Fang Z., Yu J. Rare earth partition characteristics and sedimentary diagenetic response in layered argillaceous limestone: taking the shale of upper Es4 in the Nx55 well area as an example // Geofluids. 2023. V. 2023. № 2. 2248940.

Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geosci. Front. 2018. V. 9. P. 1479–1493.

Vermeesch P. On the treatment of discordant detrital zircon U–Pb data // Geochronology. 2021. V. 3. P. 247–257.

Warke M.R., Di Rocco T., Zerkle A.L., Lepland A., Prave A.R., Martin A.P., Ueno Yu., Condon D.J., Claire M.W. The Great Oxidation Event preceded a Paleoproterozoic “snowball Earth” // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 2020. V. 117. № 24. P. 13314–13320.

Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineral. Mag. 2021. V. 85. P. 291–320.

Yuan W., Chen J., Teng H., Chetelat B., Cai H., Liu, J., Wang Z., Bouchez J., Moynier F., Gaillardet J., Schott J., Liu C. A review on the elemental and isotopic geochemistry of gallium // Glob. Biogeochem. Cycl. 2021. V. 35. e2021GB007033.

Yusoff Z.M., Ngwenya B.T., Parsons I. Mobility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia // Chem. Geol. 2013. V. 349. P. 71–86.

Рецензент А.Б. Котов

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Рис. 1. Схема геологического строения Фенноскандинавского щита по (Stepanova et al., 2014), с дополнениями. Красным прямоугольником показано положение Сегозерской структуры.

Рис. 2. (а) Схема геологического строения Сегозерской структуры по (Гилярова, 1974; Минерально-сырьевая..., 2005; Дмитриева, Кулешевич, 2018), с дополнениями; (б, в) схемы геологического строения участков опробования терригенных пород ятулийского надгоризонта в западной (б) и восточной (в) частях Сегозерской структуры.

Рис. 3. Литологические особенности ятулийских терригенных отложений на западе Сегозерской структуры (окрестности д. Погост).

(а–д) – нижняя пачка: (а) – горизонтальная и волнистая слоистость в гравелитах и песчаниках; (б) – горизонтально-слоистые гравелиты; (в) – крупная косая слоистость в гравелитах и песчаниках; (г) – текстуры знаков ряби на поверхности песчаников; (д) – светлый прослой аргиллитов в серых песчаниках; (е) – средняя пачка, грубозернистые песчаники с однонаправленной косой слоистостью с прямой и вогнутой S-образной и пучковидной формой слойков; (ж–к) – верхняя пачка: (ж) – текстуры трещин усыхания и залегающие на них косослоистые гравелиты с интракластами, нижняя часть пачки; (з) – серые песчаники с прослоями красных аргиллитов и алевролитов; (и) – текстуры трещин усыхания, выполненные красными аргиллитами; (к) – косослоистое чередование белых и серых кварцитопесчаников, верхняя часть пачки. На фотографиях обнажений подписаны номера образцов.

Рис. 4. (а) Литологическая колонка разреза на западе Сегозерской структуры (район д. Погост) и (б–е) микрофотографии терригенных пород, николи скрещены: (б) – алевролит, сложенный неокатанными зернами кварца с примесью окатанных грубых зерен кварца, сцементированных иллитовым базальным цементом; (в) – кварцитопесчаник с локальным поровым иллитовым и регенерационным кварцевым цементом; (г) – мелко-среднезернистый песчаник, сложенный неокатанными зернами кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата; содержит примесь окатанных грубозернистых зерен кварца, сцементированных иллитовым пленочным и карбонатным поровым цементом; (д) – алевролит серый, сложенный неокатанными обломками кварца с единичными зернами циркона, сцементированный базальным иллитовым цементом; (е) – грубозернистый песчаник, сложенный полуокатанными зернами кварца с обильной грануляцией, сцементированный поровым иллитовым и хлоритовым цементом. Аббревиатуры минералов по (Warr, 2021).

Рис. 5. Литологические особенности ятулийских терригенных отложений в восточной части Сегозерской структуры (губа Глухая).

(а) – карбонатная брекчия, развитая в виде коры выветривания по кровле архейских пород; (б–д) – нижняя терригенная пачка: (б) – плохо сортированные косослоистые гравелиты с градационной слоистостью внутри слойков в нижней части пачки; (в) – чередование косо- и горизонтально-слоистых светло-серых кварцитов и светло-зеленых кварцитовидных плохо сортированных песчаников, содержащих в верхней части интракласты светло-зеленых аргиллитов; (г) – косослоистые светло-серые кварциты и светло-серые кварцитовидные песчаники, в верхней части с интракластами светло-зеленых аргиллитов; в аргиллитах прямоугольные полости – следы от разрушенных кристаллов пирита; (д) – косяя слоистость с прямой параллельной и вогнутой сходящейся к основанию формой слойков, текстуры размыва и заполнения в песчаниках и аргиллитах, верхняя часть пачки; (е–з) – средняя терригенная пачка: (е) – основная часть разреза (общий вид); (ж) – горизонтально-слоистые песчаники с текстурами размыва и дезинтегрированными слойками аргиллитов и округлыми следами оглеения; (з) – линза плохо сортированных псаммитовых пород в толще песчаников, содержащих дезинтегрированные слойки красных аргиллитов. На фотографиях обнажений подписаны номера образцов.

Рис. 6. (а) Литологическая колонка разреза на востоке Сегозерской структуры (губа Глухая) и (б–е) микрофотографии терригенных пород, николи скрещены: (б) – грубо-крупнозернистый песчаник, сложенный окатанными и полуокатанными зернами кварца и плагиоклаза, сцементированный поровым кальцитовым и регенерационным кварцевым цементом; (в) – аргиллит, сложенный иллитом; (г) – аргиллит красный, сложенный иллитом с примесью гематита; (д) – алевролит тонко-горизонтально-слоистый, сложенный иллитом с примесью кварца, реликтов слюды и гематита; (е) – грубозернистый песчаник серый, сложенный полуокатанными и угловато-окатанными зернами кварца с грануляцией, сцементированный поровым и пленочным иллитовым и поровым кварцевым цементом. Аббревиатуры минералов по (Warr, 2021).

Рис. 7. Вариации содержания петрогенных оксидов и редких элементов в терригенных породах Сегозерской структуры.

(а) – содержания SiO_2 и Al_2O_3 в выделенных литотипах; (б) – бинарные диаграммы для терригенных пород западного и восточного разрезов Сегозерской структуры.

Рис. 8. Графики распределение РЗЭ в терригенных породах ятулийского надгоризонта Сегозерской структуры, нормированные на хондрит по (McDonough, Sun, 1995).

(а–в) – западный разрез (д. Погост): (а) – верхняя терригенная пачка, (б) – средняя терригенная пачка, (в) – нижняя терригенная пачка; (г) – $\text{Ce}/\text{Ce}^*-(\text{La}/\text{Sm})_N$ в терригенных

породах разных пачек изученных разрезов; (д–е) – восточный разрез (Глухая губа): (д) – средняя терригенная пачка, (е) – нижняя терригенная пачка.

Рис. 9. Микрофотографии поверхности зерен циркона из терригенных пород Сегозерской структуры, лазерный микроскоп.

(а–г) – циркон из пород западного разреза структуры: (а) – циркон из тектонизированных кварцевых песчаников нижней пачки (обр. SG2-2/3), (б) – циркон из кварцевых гравелитов нижней пачки (обр. SG2-2/4), (в) – циркон из метапесчаников средней части разреза нижней пачки (обр. SG2-2/6), (г) – циркон из кварцевых конгломератов средней пачки (обр. SG2-2/11); (д, е) – циркон из пород восточного разреза структуры: (д) – циркон из кварцевых гравелитов нижней пачки (обр. SG2-3/4), (е) – циркон из серых песчаников средней пачки (обр. SG2-3/9).

Рис. 10. Оптические (а, г, ж, к) и катодолюминесцентные (б, д, з, л) изображения зерен циркона из терригенных пород нижней пачки западного разреза Сегозерской структуры и кривые относительной вероятности их U–Th–Pb возрастов (в, е, и, м).

(а–в) – циркон из тектонизированных кварцевых песчаников (обр. SG2-2/3); (г–е) – циркон из кварцевых гравелитов (обр. SG2-2/4); (ж–и) – циркон из песчаников (обр. SG2-2/6); (к–м) – циркон из аргиллитового прослоя в кварцевых песчаниках (обр. SG2-2/7).

Рис. 11. Оптические (а, г) и катодолюминесцентные (б, д) изображения зерен циркона из терригенных пород средней и верхней пачек западного разреза Сегозерской структуры и кривые относительной вероятности их U–Th–Pb возрастов (в, е).

(а–в) – циркон из кварцевых конгломератов средней пачки (обр. SG2-2/11); (г–е) – циркон из песчаников верхней пачки (обр. SG1-8/4).

Рис. 12. Оптические (а, г) и катодолюминесцентные (б, д) изображения зерен циркона из терригенных пород нижней пачки восточного разреза Сегозерской структуры и кривые относительной вероятности их U–Th–Pb возрастов (в, е).

(а–в) – циркон из кварцевых гравелитов (обр. SG2-3/4); (г–е) – циркон из аргиллитового прослоя в среднезернистых песчаниках (обр. SG2-3/6).

Рис. 13. Оптические (а, г, ж) и катодолюминесцентные (б, д, з) изображения зерен циркона из терригенных пород средней пачки восточного разреза Сегозерской структуры и кривые относительной вероятности их U–Th–Pb возрастов (в, е, и).

(а–в) – циркон из серых песчаников нижней части пачки (обр. SG5-25/3); (г–е) – циркон из серых песчаников средней части пачки (обр. SG2-3/9); (ж–и) – циркон из серых песчаников верхней части пачки (обр. SG5-27/2).

Рис. 14. Опорные разрезы западной и восточной частей Сегозерской структуры с положением образцов, для которых проводились U–Th–Pb исследования детритового

циркона. Кривые относительной вероятности возрастов детритового циркона приведены на PDP-диаграммах и показаны зеленым полем для пачек западного разреза и красной линией для пачек восточного разреза.

Рис. 15. Диаграммы для терригенных пород ятулийского надгоризонта Сегозерской структуры.

(а) – химический индекс изменения (CIA) (Nesbitt, Young, 1982)–положение пород в разрезе (условно), стрелка показывает направление увеличения интенсивности выветривания пород; (б) – индекс химической вариации (ICV) (Cox et al., 1995)–положение пород в разрезе (условно).

Рис. 16. Диаграмма НКМ–ФМ для глинистых пород (Юдович, Кетрис, 2000).

$НКМ = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, $ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/SiO_2$. Поля на диаграмме соответствуют породам, для которых характерно: I – преобладание каолинита; II – преобладание смектита, присутствует каолинит, в подчиненных количествах могут присутствовать иллит и смешанослойные минералы ряда каолинит–смектит; III – преобладание хлорита с подчиненной примесью железистых слюд; IV – смесь хлорит + иллит, характерная для глинистых толщ, претерпевших катагенез и ранний метагенез; V – смесь хлорит + смектит + иллит; VI – глинистые породы, чаще всего иллитовые, содержащие значительную примесь дисперсных частиц полевых шпатов.

Рис. 17. Схематическая модель изменения обстановки осадконакопления в Сегозерском бассейне в раннем ятулии.

(а) – опускание территории при начальной стадии рифтогенеза и образование речной системы; (б) – опускание территории при начальной стадии рифтогенеза, накопление пород нижней пачки разреза; (в) – субэральные излияния базальтовых лав, общая трансгрессия и пенепленизация бортов рифтовой системы, накопление средней пачки разреза; (г) – субаквальные излияния базальтовых лав, общая регрессия и пенепленизация бортов рифтовой системы, накопление терригенных отложений верхней пачки разреза.

Рисунок 1

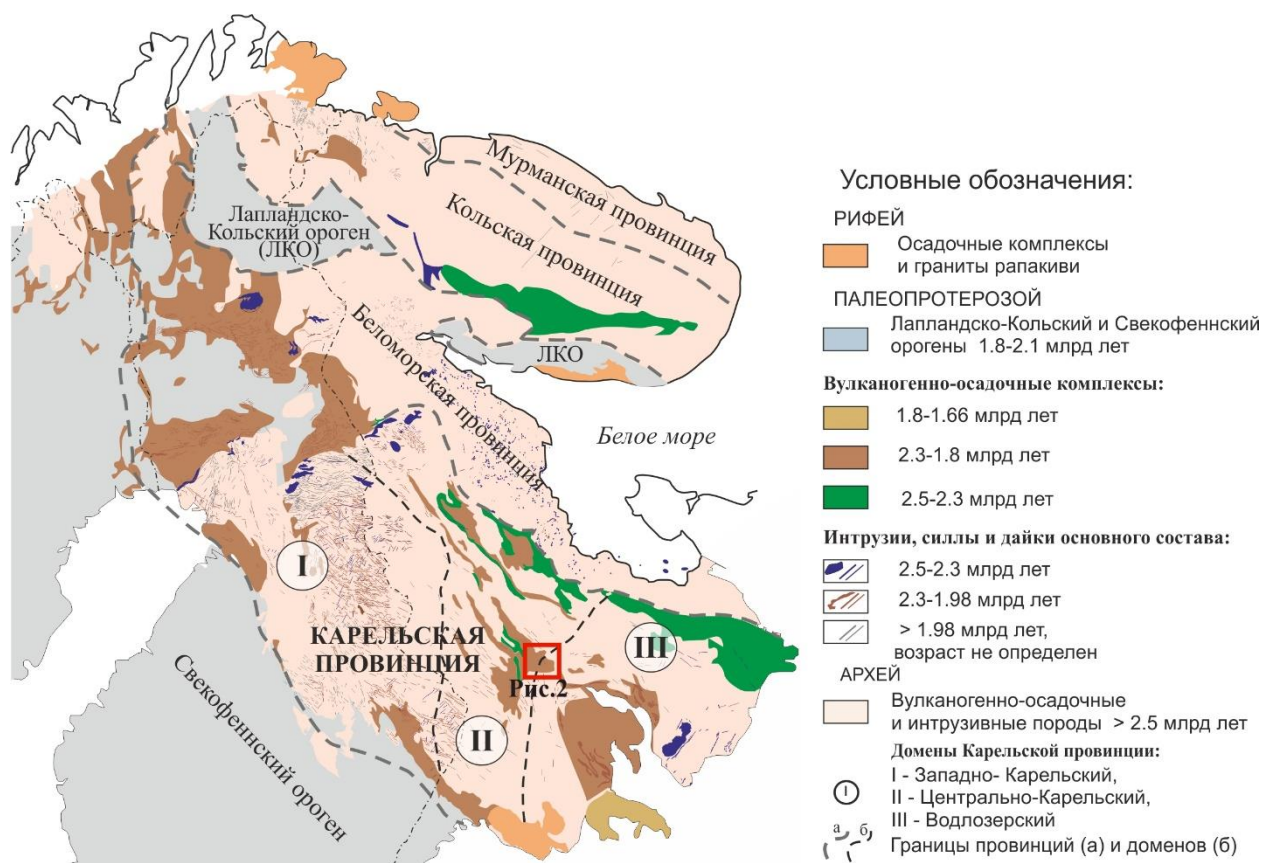


Рис. 1. Схема геологического строения Фенноскандинавского щита по (Stepanova et al., 2014), с дополнениями. Красным прямоугольником показано положение Сегозерской структуры.

Рисунок 2

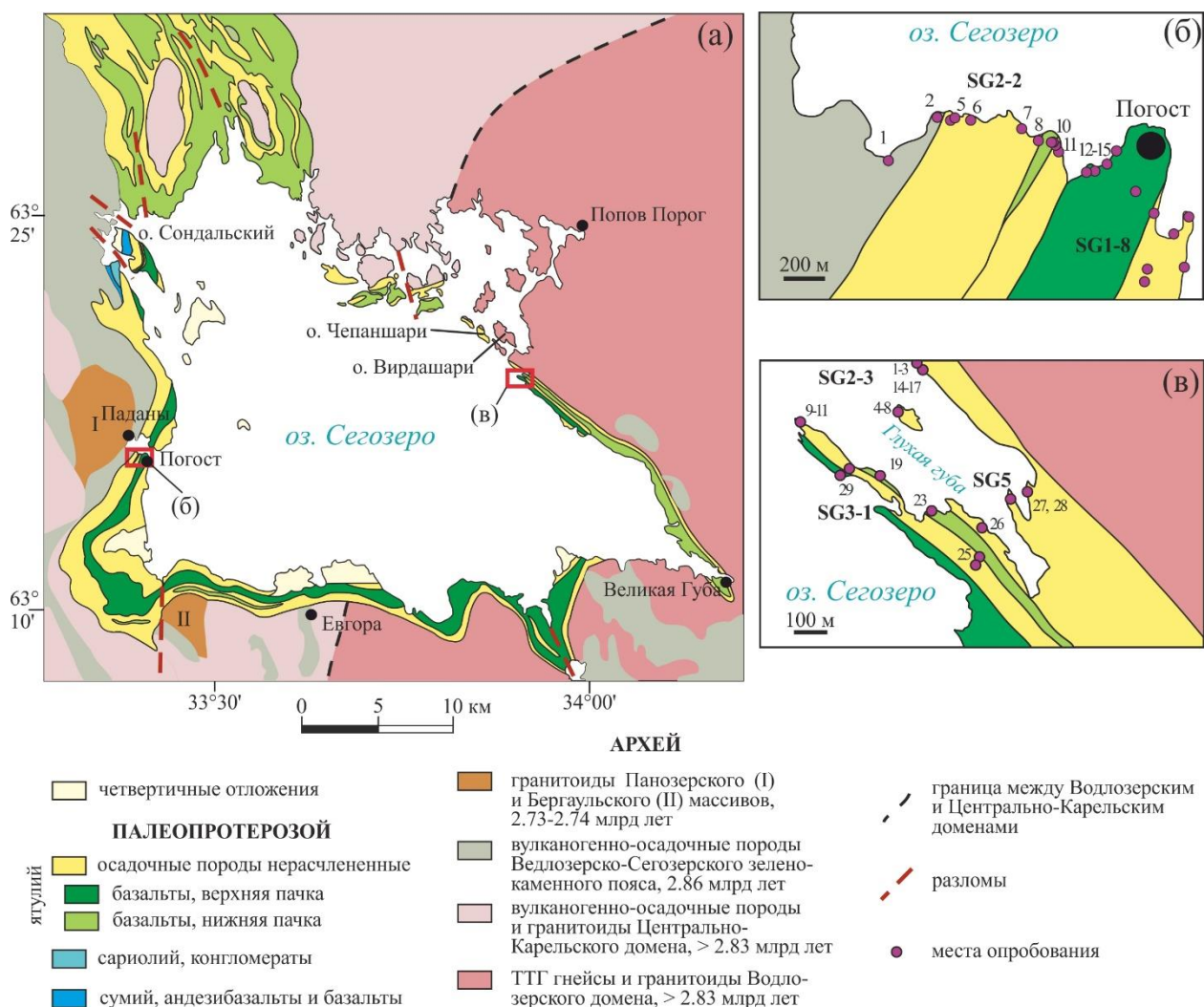


Рис. 2. (а) Схема геологического строения Сегозерской структуры по (Гилярова, 1974; Минерально-сырьевая..., 2005; Дмитриева, Кулешевич, 2018), с дополнениями; (б, в) схемы геологического строения участков опробования терригенных пород ятулийского надгоризонта в западной (б) и восточной (в) частях Сегозерской структуры.

Рисунок 3

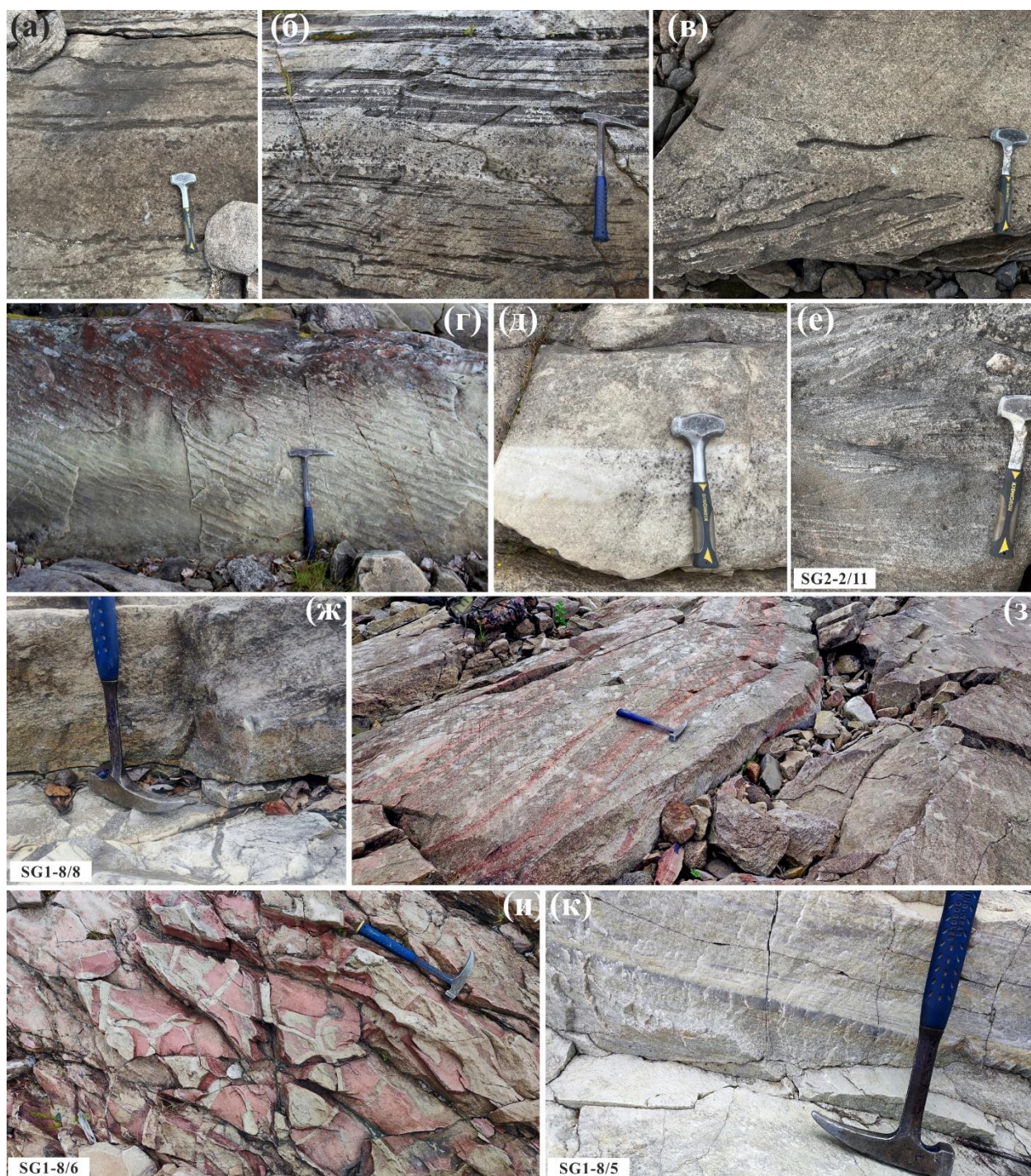


Рис. 3. Литологические особенности ятулийских терригенных отложений на западе Сегозерской структуры (окрестности д. Погост).

(а–д) – нижняя пачка: (а) – горизонтальная и волнистая слоистость в гравелитах и песчаниках; (б) – горизонтально-слоистые гравелиты; (в) – крупная косая слоистость в гравелитах и песчаниках; (г) – текстуры знаков ряби на поверхности песчаников; (д) – светлый прослой аргиллитов в серых песчаниках; (е) – средняя пачка, грубозернистые

песчаники с однонаправленной косо́й слоистостью с прямой и вогнутой S-образной и пучковидной формой слойков; (ж–к) – верхняя пачка: (ж) – текстуры трещин усыхания и залегающие на них косослоистые гравелиты с интракластами, нижняя часть пачки; (з) – серые песчаники с прослоями красных аргиллитов и алевролитов; (и) – текстуры трещин усыхания, выполненные красными аргиллитами; (к) – косослоистое чередование белых и серых кварцитопесчаников, верхняя часть пачки. На фотографиях обнажений подписаны номера образцов.

Рисунок 4

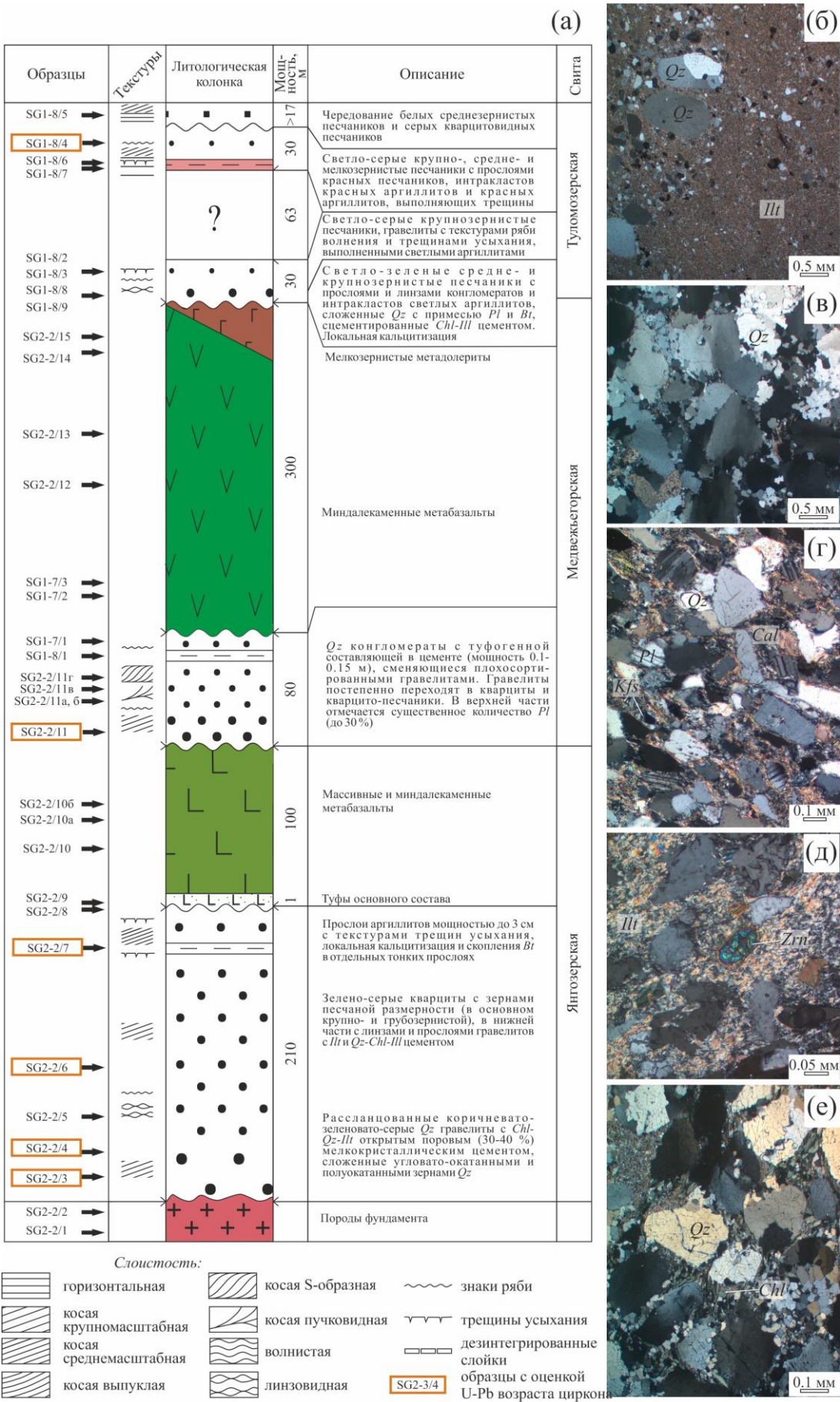


Рис. 4. (а) Литологическая колонка разреза на западе Сегозерской структуры (район д. Погост) и (б–е) микрофотографии терригенных пород, николи скрещены: (б) – алевролит, сложенный неокатанными зернами кварца с примесью окатанных грубых зерен кварца, сцементированных иллитовым базальным цементом; (в) – кварцитопесчаник с локальным поровым иллитовым и регенерационным кварцевым цементом; (г) – мелко-среднезернистый песчаник, сложенный неокатанными зернами кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата; содержит примесь окатанных грубозернистых зерен кварца, сцементированных иллитовым пленочным и карбонатным поровым цементом; (д) – алевролит серый, сложенный неокатанными обломками кварца с единичными зернами циркона, сцементированный базальным иллитовым цементом; (е) – грубозернистый песчаник, сложенный полуокатанными зернами кварца с обильной грануляцией, сцементированный поровым иллитовым и хлоритовым цементом. Аббревиатуры минералов по (Warr, 2021).

Рисунок 5

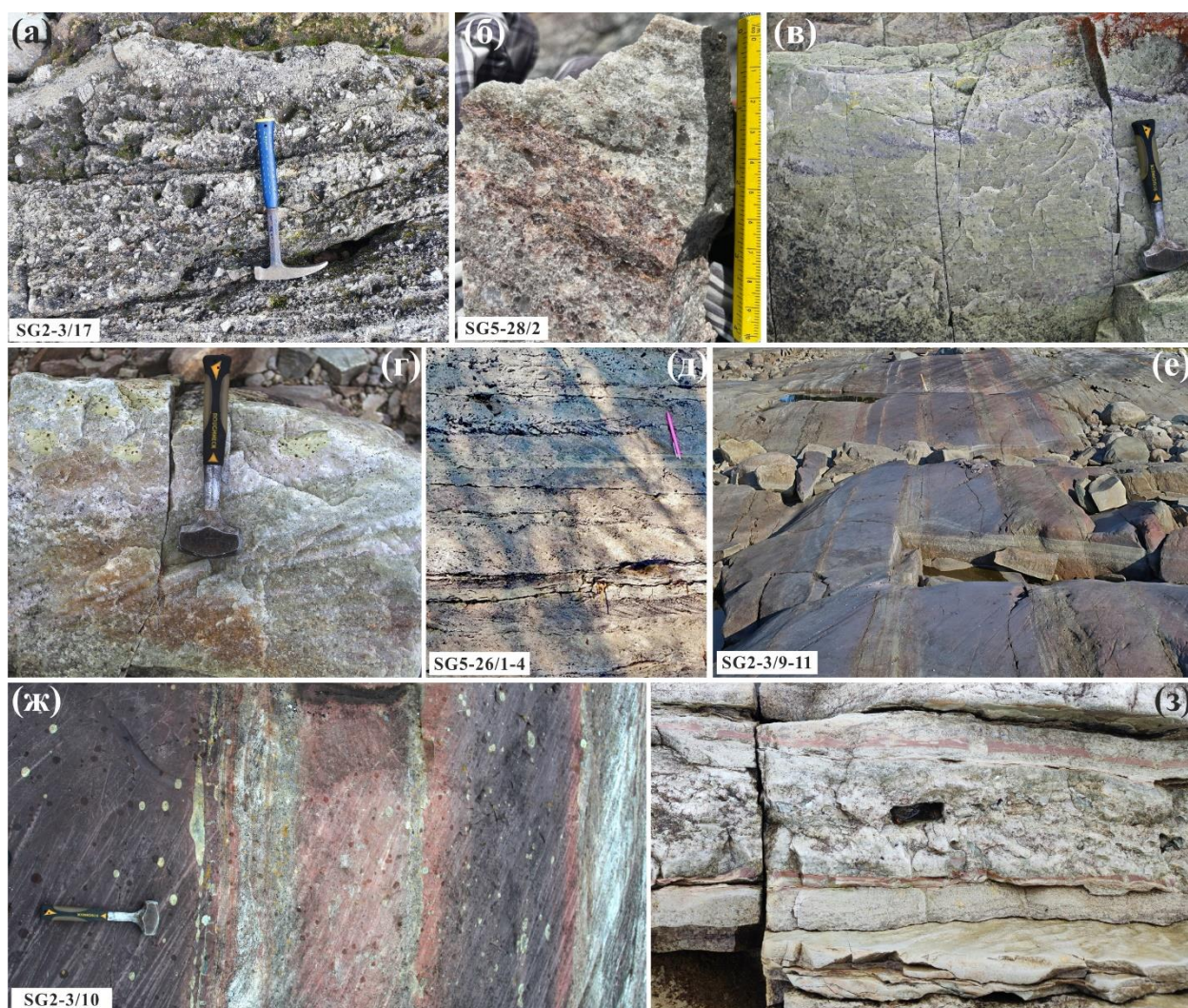


Рис. 5. Литологические особенности ятулийских терригенных отложений в восточной части Сегозерской структуры (губа Глухая).

(а) – карбонатная брекчия, развитая в виде коры выветривания по кровле архейских пород;
 (б–д) – нижняя терригенная пачка: (б) – плохо сортированные косослоистые гравелиты с градационной слоистостью внутри слойков в нижней части пачки; (в) – чередование косо- и горизонтально-слоистых светло-серых кварцитов и светло-зеленых кварцитовидных плохо сортированных песчаников, содержащих в верхней части интракласты светло-зеленых аргиллитов; (г) – косослоистые светло-серые кварциты и светло-серые кварцитовидные песчаники, в верхней части с интракластами светло-зеленых аргиллитов; в аргиллитах прямоугольные полости – следы от разрушенных кристаллов пирита; (д) – косая слоистость с прямой параллельной и вогнутой сходящейся к основанию формой слойков, текстуры размыва и заполнения в песчаниках и аргиллитах, верхняя часть пачки;
 (е–з) – средняя терригенная пачка: (е) – основная часть разреза (общий вид); (ж) – горизонтально-слоистые песчаники с текстурами размыва и дезинтегрированными

слойками аргиллитов и округлыми следами оgleения; (з) – линза плохо сортированных псаммитовых пород в толще песчаников, содержащих дезинтегрированные слойки красных аргиллитов. На фотографиях обнажений подписаны номера образцов.

Рисунок 6

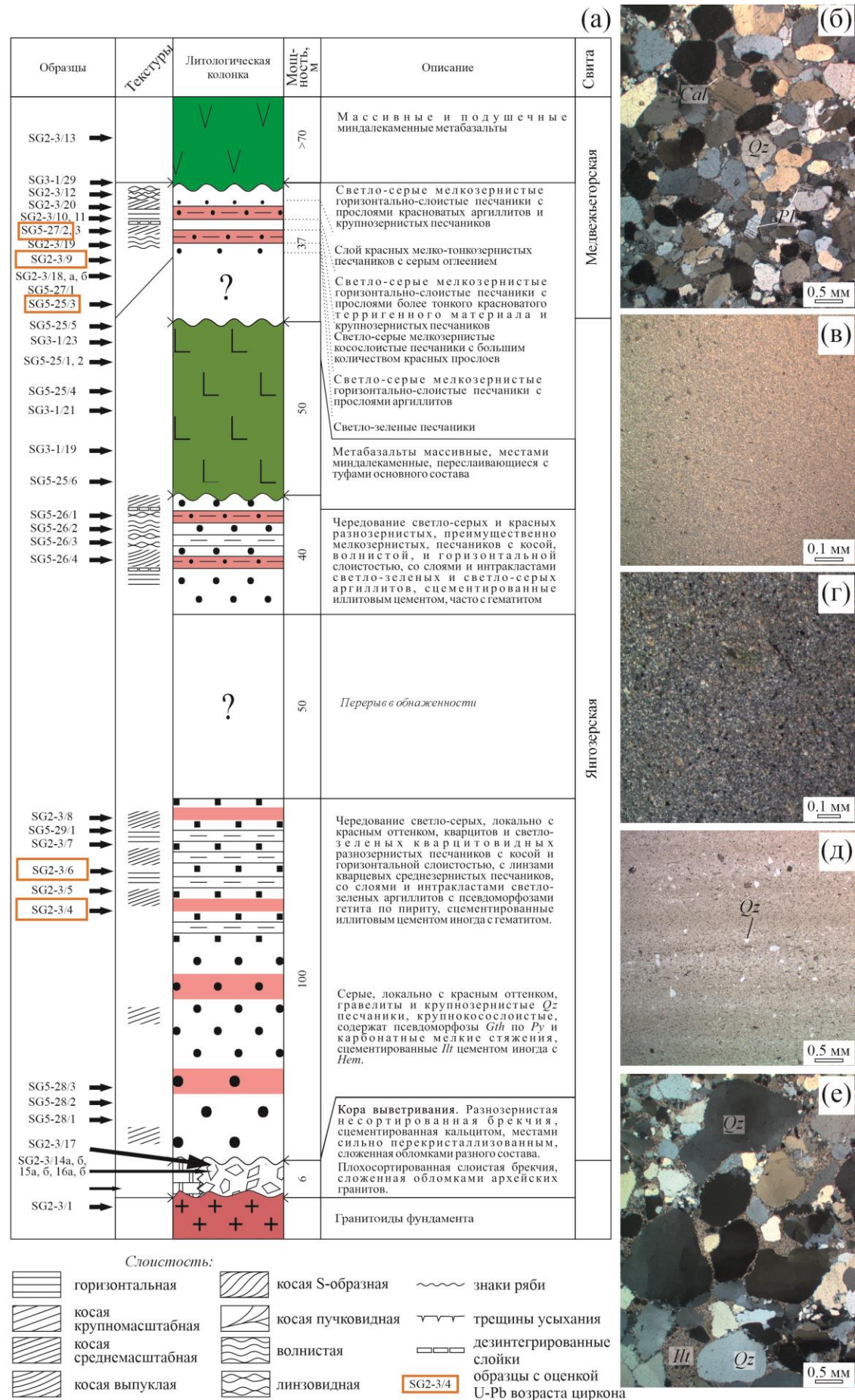


Рис. 6. (а) Литологическая колонка разреза на востоке Сегозерской структуры (губа Глухая) и (б–е) микрофотографии терригенных пород, николи скрещены: (б) – грубо-крупнозернистый песчаник, сложенный окатанными и полуокатанными зернами кварца и плагиоклаза, сцементированный поровым кальцитовым и регенерационным кварцевым цементом; (в) – аргиллит, сложенный иллитом; (г) – аргиллит красный, сложенный иллитом с примесью гематита; (д) – алевролит тонко-горизонтально-слоистый, сложенный иллитом с примесью кварца, реликтов слюды и гематита; (е) – грубозернистый песчаник серый, сложенный полуокатанными и угловато-окатанными зернами кварца с грануляцией, сцементированный поровым и пленочным иллитовым и поровым кварцевым цементом. Аббревиатуры минералов по (Warr, 2021).

Рисунок 7

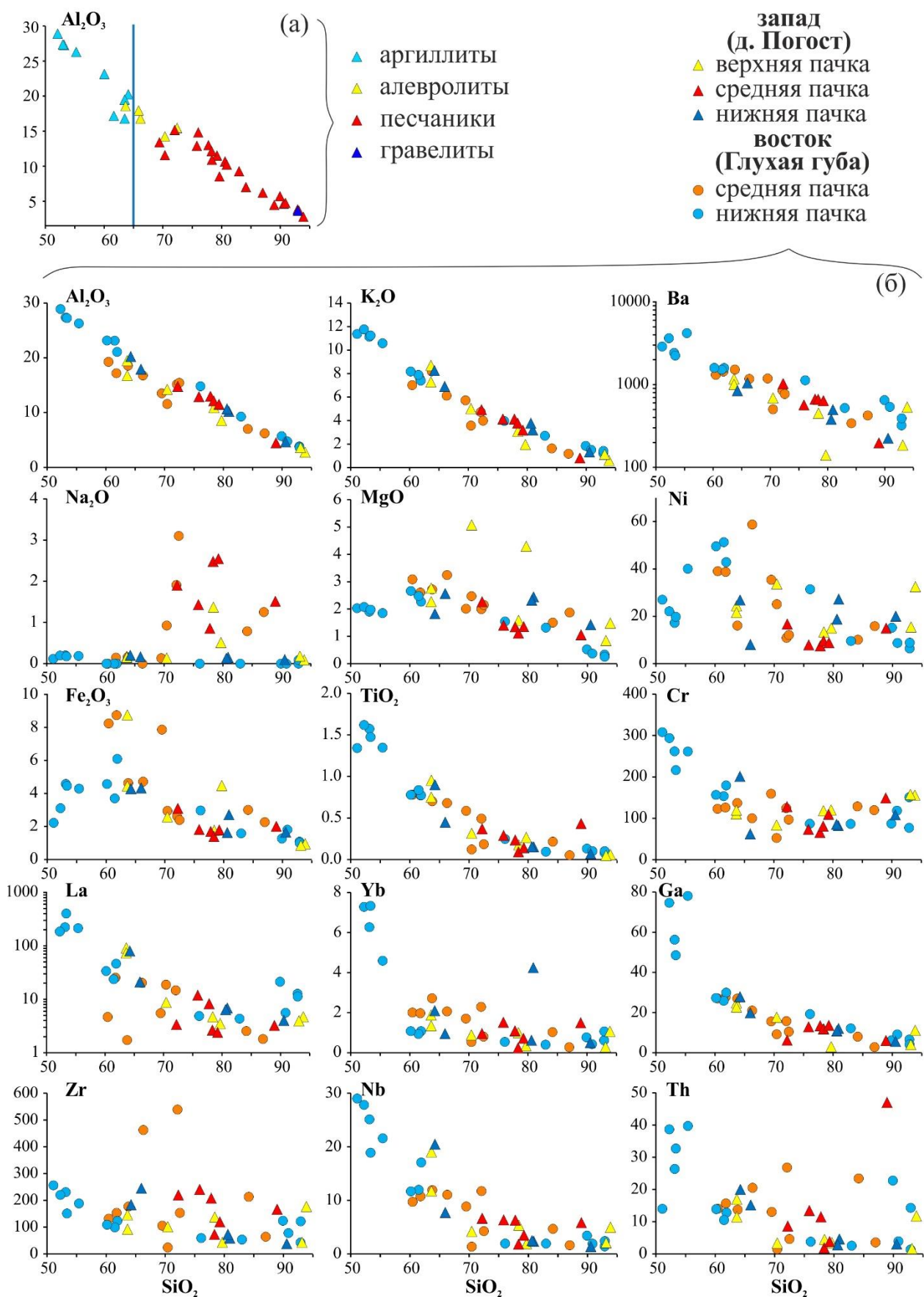


Рис. 7. Вариации содержания петрогенных оксидов и редких элементов в терригенных породах Сегозерской структуры.

(а) – содержания SiO_2 и Al_2O_3 в выделенных литотипах; (б) – бинарные диаграммы для терригенных пород западного и восточного разрезов Сегозерской структуры.

Рисунок 8

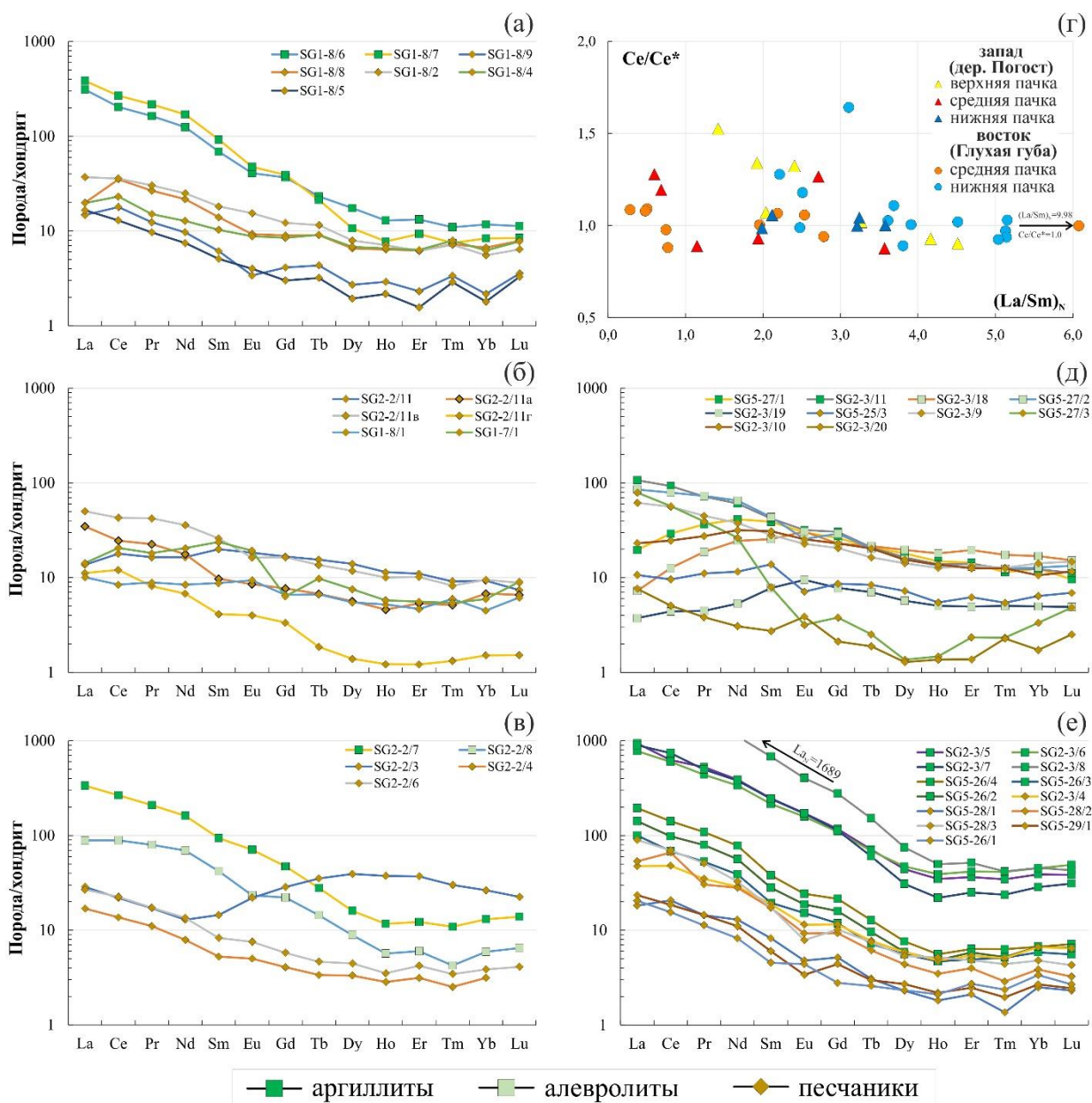


Рис. 8. Графики распределение РЗЭ в терригенных породах ятулийского надгоризонта Сегозерской структуры, нормированные на хондрит по (McDonough, Sun, 1995).

(а–в) – западный разрез (д. Погост): (а) – верхняя терригенная пачка, (б) – средняя терригенная пачка, (в) – нижняя терригенная пачка; (г) – Ce/Ce^* – $(La/Sm)_N$ в терригенных породах разных пачек изученных разрезов; (д–е) – восточный разрез (Глухая губа): (д) – средняя терригенная пачка, (е) – нижняя терригенная пачка.

Рисунок 9

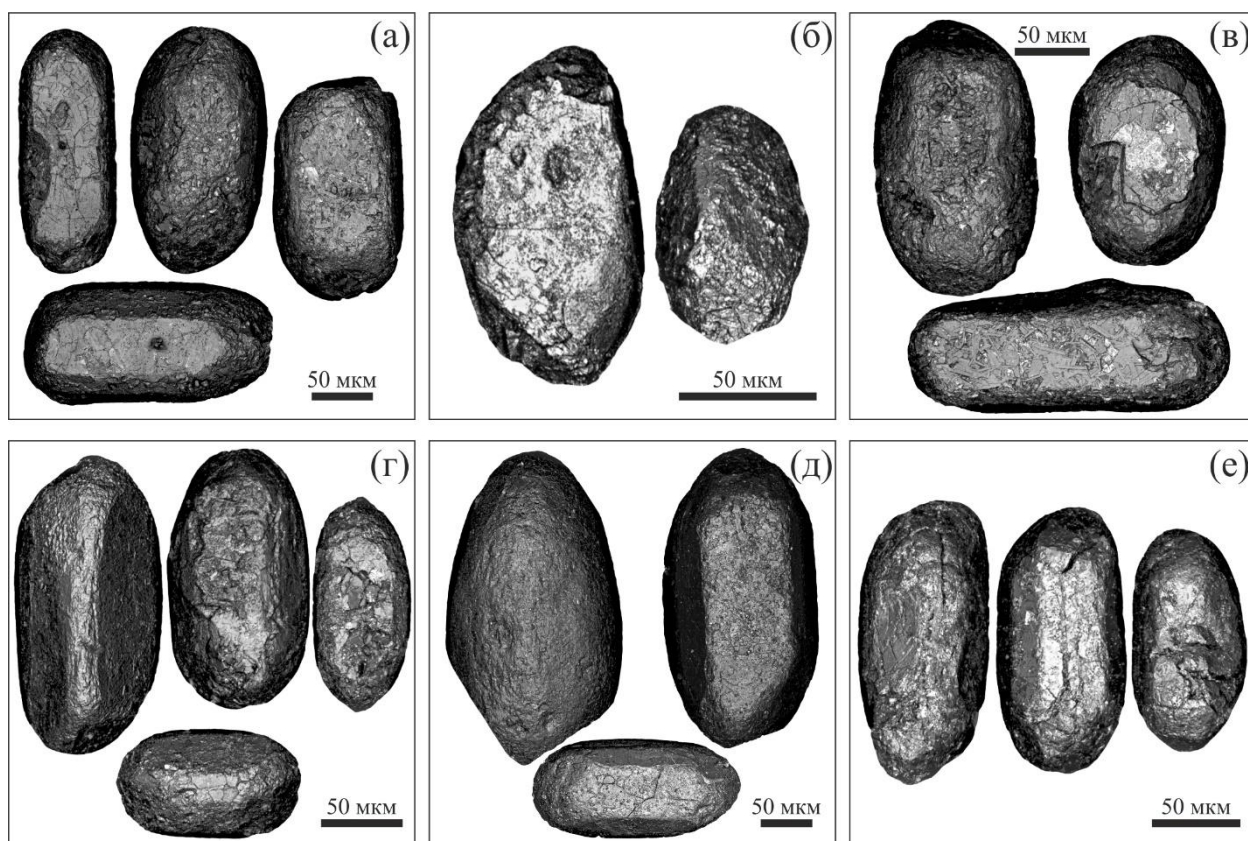


Рис. 9. Микрофотографии поверхности зерен циркона из терригенных пород Сегозерской структуры, лазерный микроскоп.

(а–г) – циркон из пород западного разреза структуры: (а) – циркон из тектонизированных кварцевых песчаников нижней пачки (обр. SG2-2/3), (б) – циркон из кварцевых гравелитов нижней пачки (обр. SG2-2/4), (в) – циркон из метапесчаников средней части разреза нижней пачки (обр. SG2-2/6), (г) – циркон из кварцевых конгломератов средней пачки (обр. SG2-2/11); (д, е) – циркон из пород восточного разреза структуры: (д) – циркон из кварцевых гравелитов нижней пачки (обр. SG2-3/4), (е) – циркон из серых песчаников средней пачки (обр. SG2-3/9).

Рисунок 10

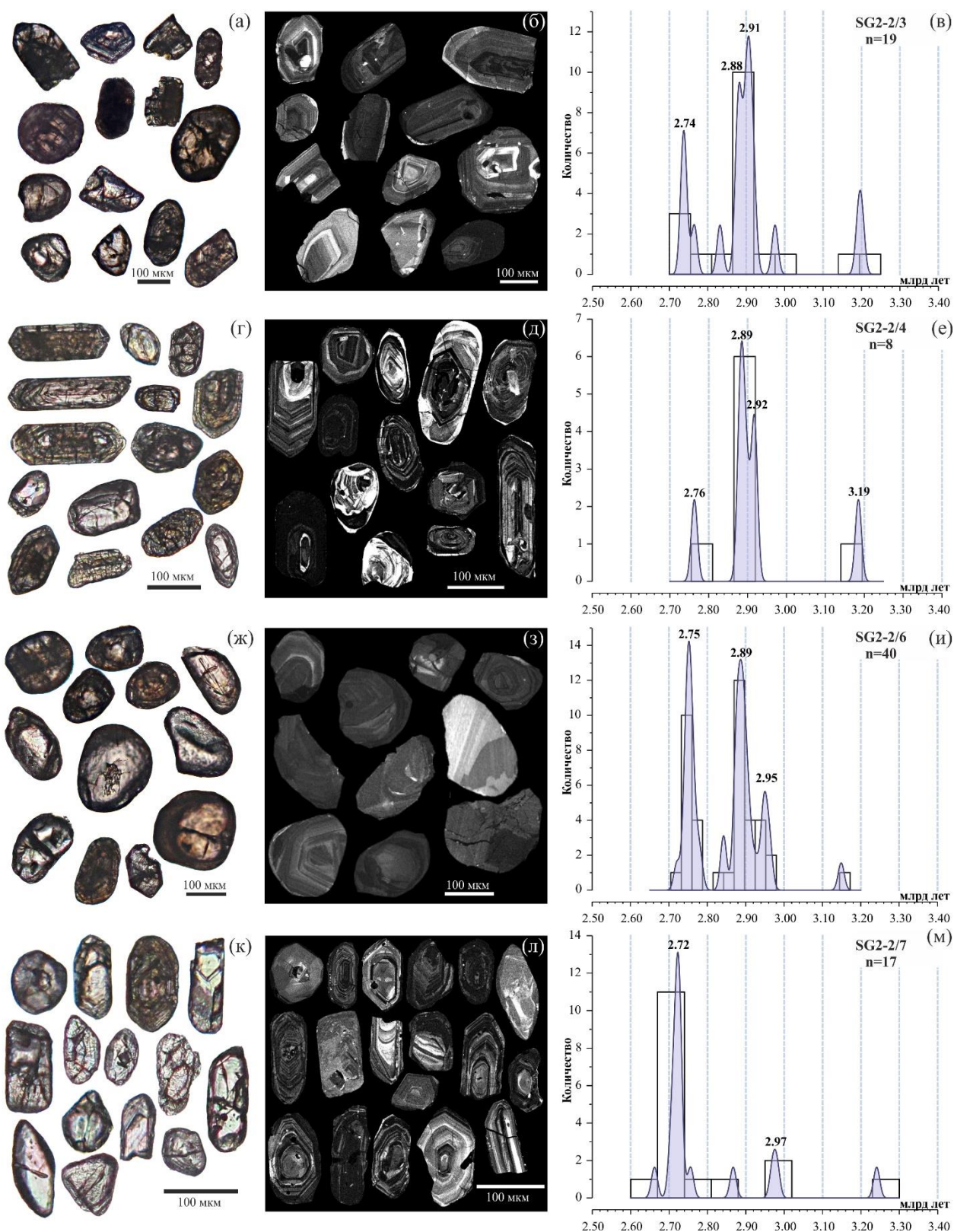


Рис. 10. Оптические (а, г, ж, к) и катодолуминесцентные (б, д, з, л) изображения зерен циркона из терригенных пород нижней пачки западного разреза Сегозерской структуры и кривые относительной вероятности их U–Th–Pb возрастов (в, е, и, м).

(а–в) – циркон из тектонизированных кварцевых песчаников (обр. SG2-2/3); (г–е) – циркон из кварцевых гравелитов (обр. SG2-2/4); (ж–и) – циркон из песчаников (обр. SG2-2/6); (к–м) – циркон из аргиллитового прослоя в кварцевых песчаниках (обр. SG2-2/7).

Рисунок 11

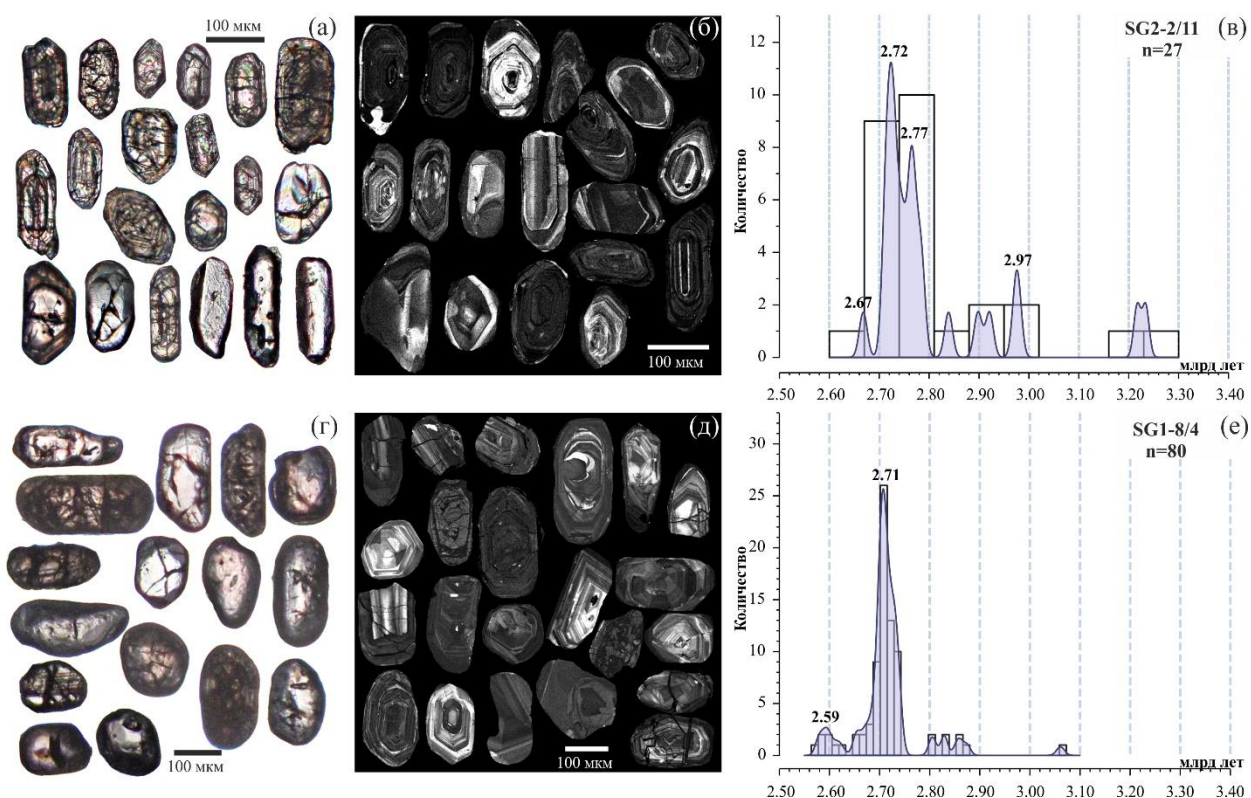


Рис. 11. Оптические (а, г) и катодоллюминесцентные (б, д) изображения зерен циркона из терригенных пород средней и верхней пачек западного разреза Сегозерской структуры и кривые относительной вероятности их U–Th–Pb возрастов (в, е).

(а–в) – циркон из кварцевых конгломератов средней пачки (обр. SG2-2/11); (г–е) – циркон из песчаников верхней пачки (обр. SG1-8/4).

Рисунок 12

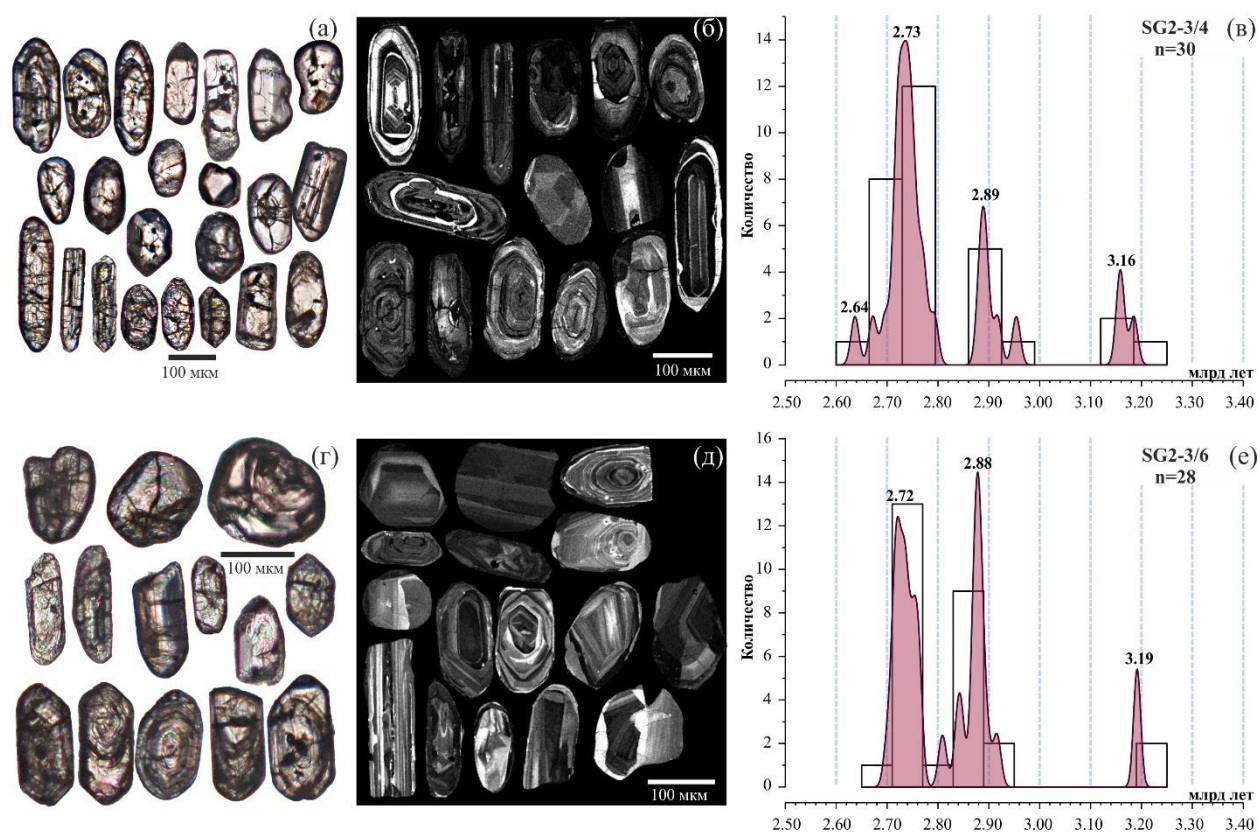


Рис. 12. Оптические (а, г) и катодолуминесцентные (б, д) изображения зерен циркона из терригенных пород нижней пачки восточного разреза Сегозерской структуры и кривые относительной вероятности их U–Th–Pb возрастов (в, е).

(а–в) – циркон из кварцевых гравелитов (обр. SG2-3/4); (г–е) – циркон из аргиллитового прослоя в среднезернистых песчаниках (обр. SG2-3/6).

Рисунок 13

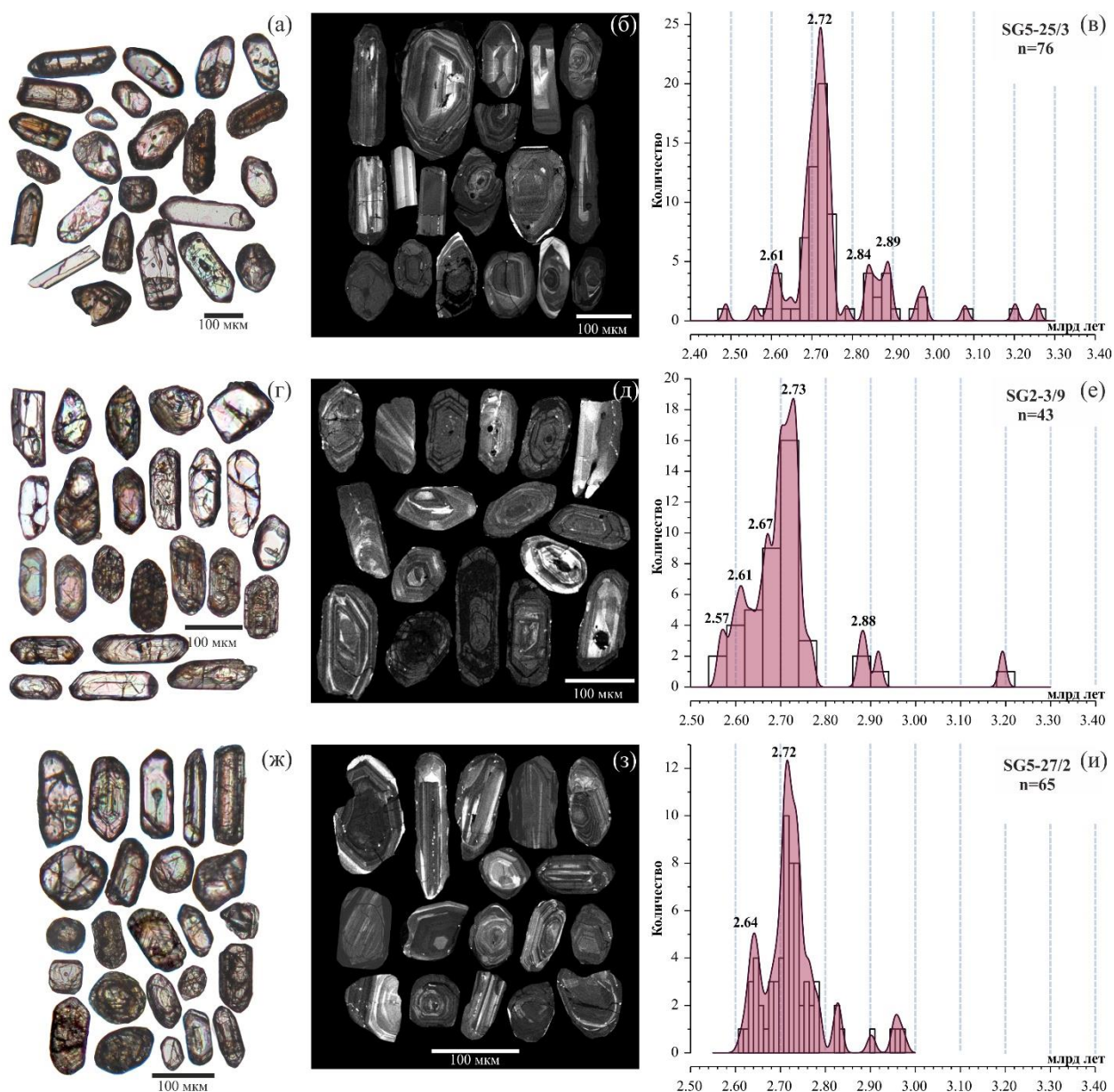


Рис. 13. Оптические (а, г, ж) и катодолюминесцентные (б, д, з) изображения зерен циркона из терригенных пород средней пачки восточного разреза Сегозерской структуры и кривые относительной вероятности их U–Th–Pb возрастов (в, е, и).

(а–в) – циркон из серых песчаников нижней части пачки (обр. SG5-25/3); (г–е) – циркон из серых песчаников средней части пачки (обр. SG2-3/9); (ж–и) – циркон из серых песчаников верхней части пачки (обр. SG5-27/2).

Рисунок 14

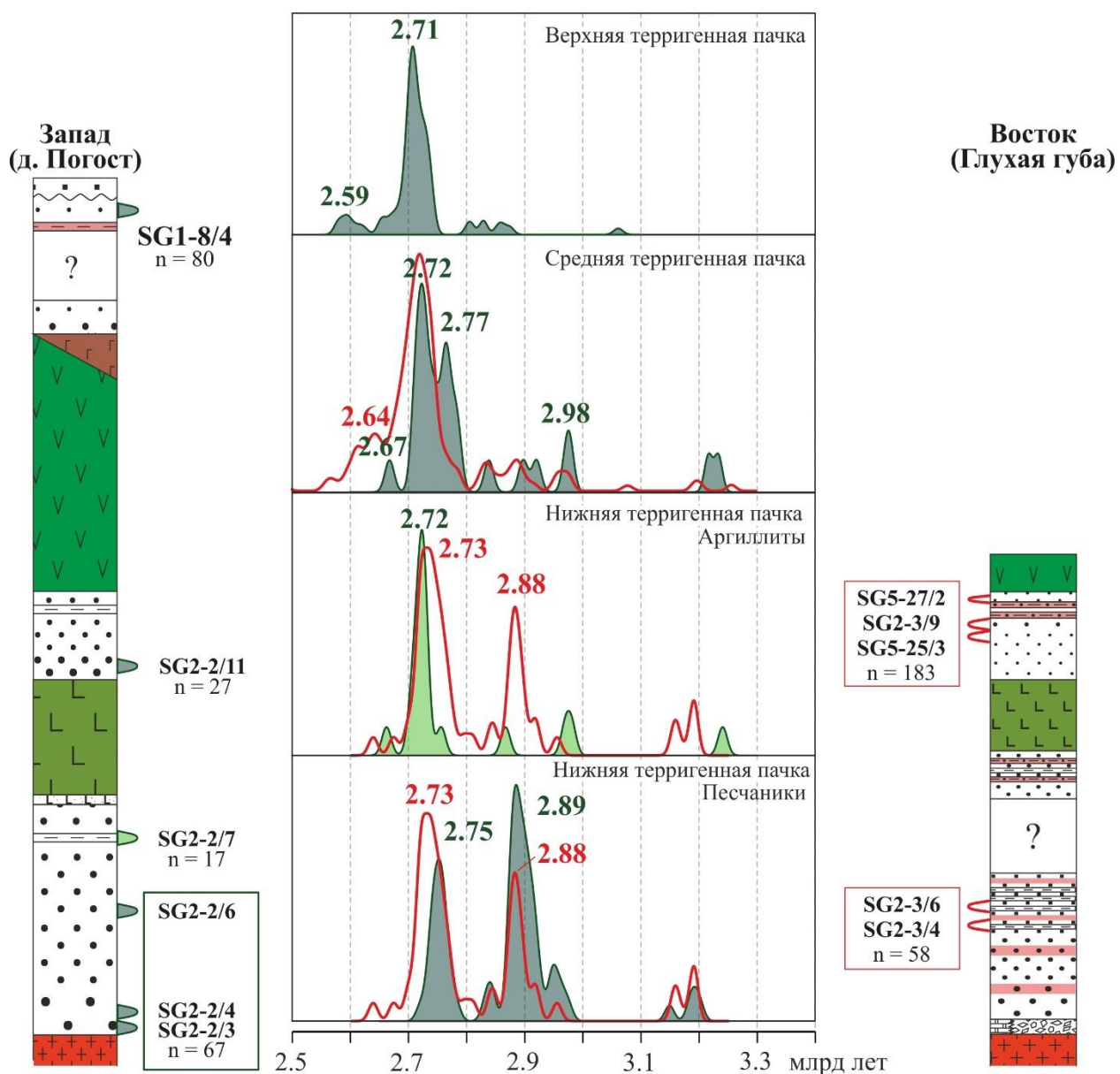


Рис. 14. Опорные разрезы западной и восточной частей Сегозерской структуры с положением образцов, для которых проводились U–Th–Pb исследования детритового циркона. Кривые относительной вероятности возрастов детритового циркона приведены на PDP-диаграммах и показаны зеленым полем для пачек западного разреза и красной линией для пачек восточного разреза.

Рисунок 15

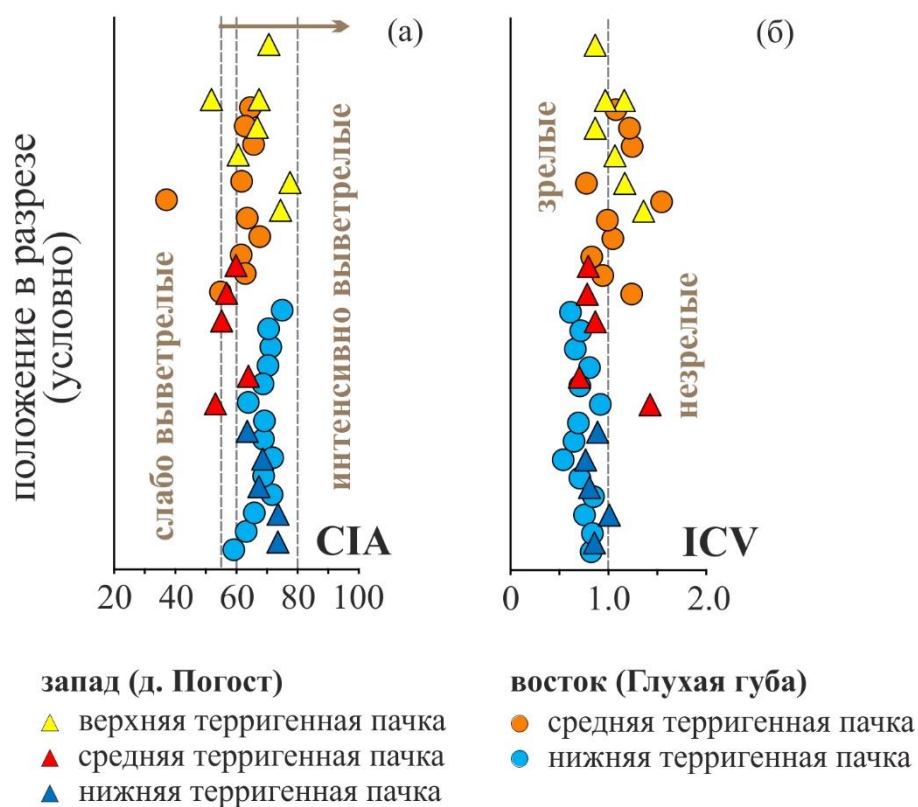


Рис. 15. Диаграммы для терригенных пород ятулийского надгоризонта Сегозерской структуры.

(а) – химический индекс изменения (CIA) (Nesbitt, Young, 1982)–положение пород в разрезе (условно), стрелка показывает направление увеличения интенсивности выветривания пород; (б) – индекс химической вариации (ICV) (Cox et al., 1995)–положение пород в разрезе (условно).

Рисунок 16

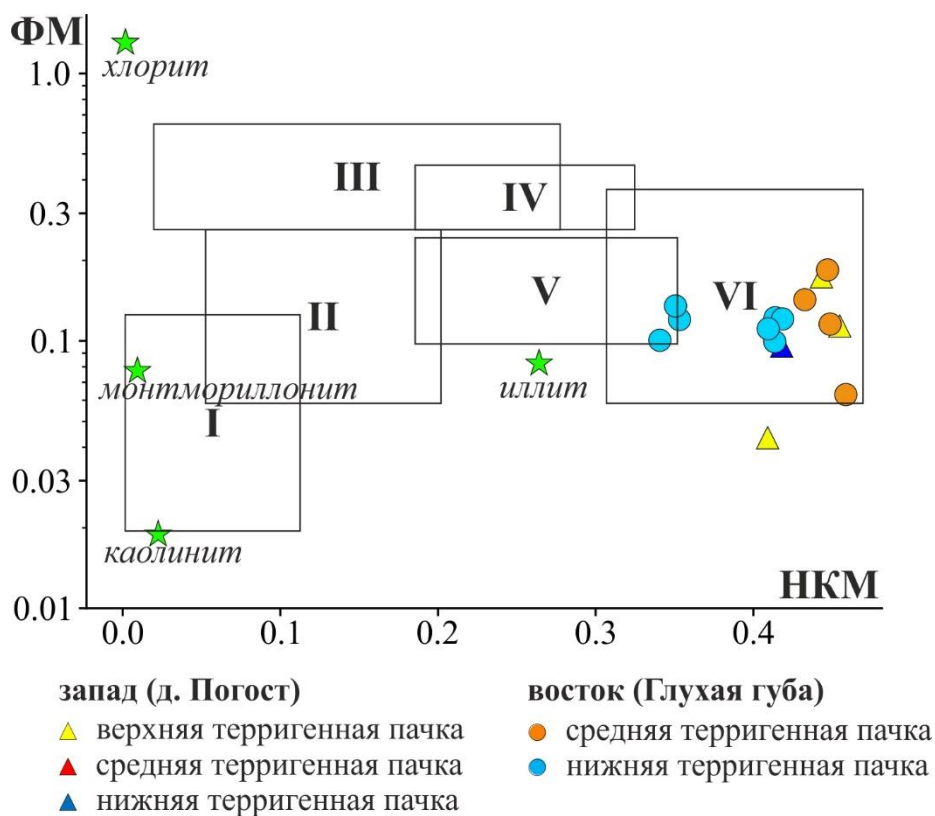


Рис. 16. Диаграмма НКМ–ФМ для глинистых пород (Юдович, Кетрис, 2000).

НКМ = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, ФМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$. Поля на диаграмме соответствуют породам, для которых характерно: I – преобладание каолинита; II – преобладание смектита, присутствует каолинит, в подчиненных количествах могут присутствовать иллит и смешанослойные минералы ряда каолинит–смектит; III – преобладание хлорита с подчиненной примесью железистых слюд; IV – смесь хлорит + иллит, характерная для глинистых толщ, претерпевших катагенез и ранний метагенез; V – смесь хлорит + смектит + иллит; VI – глинистые породы, чаще всего иллитовые, содержащие значительную примесь дисперсных частиц полевых шпатов.

Рисунок 17

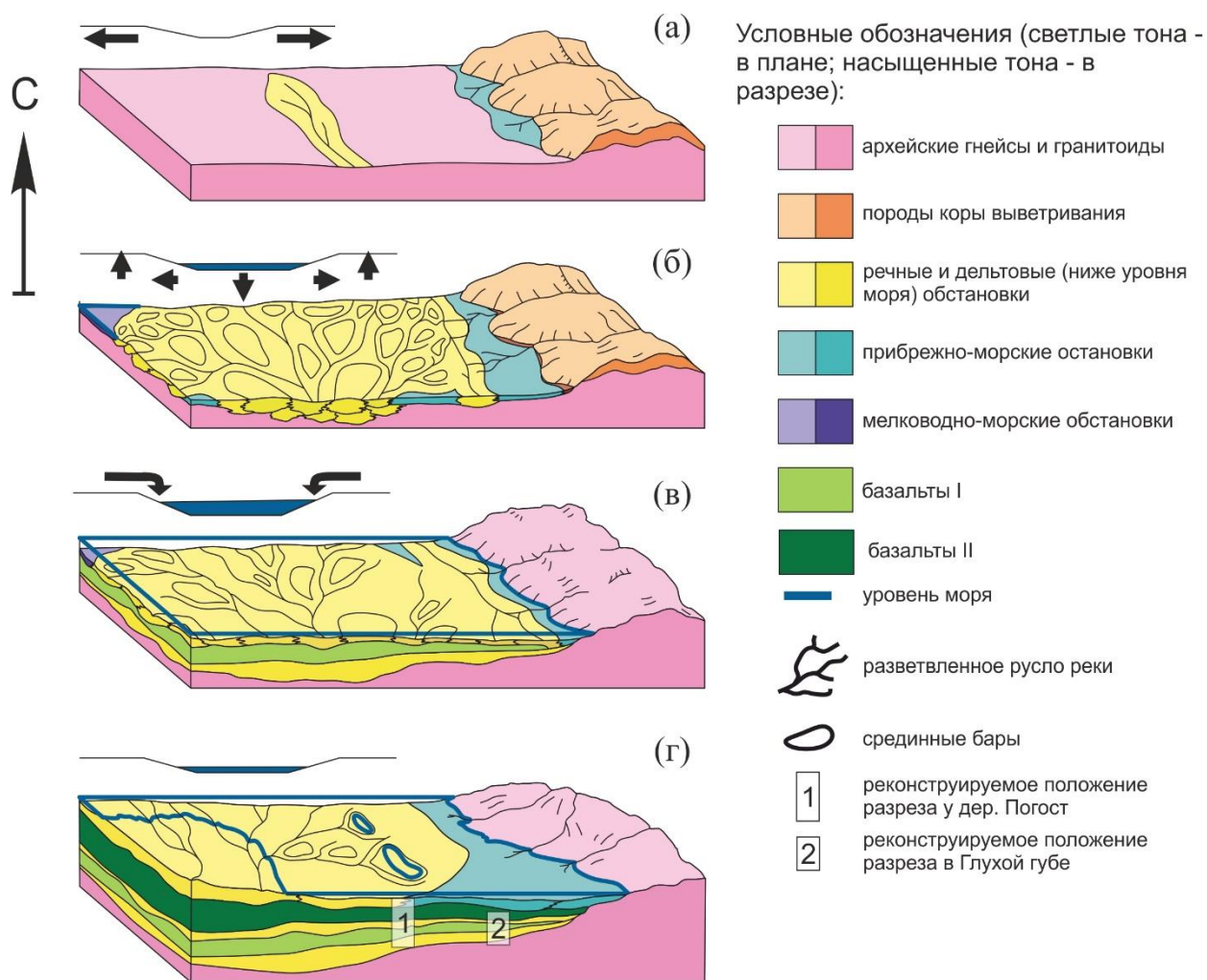


Рис. 17. Схематическая модель изменения обстановки осадконакопления в Сегозерском бассейне в раннем ятулии.

(а) – опускание территории при начальной стадии рифтогенеза и образование речной системы; (б) – опускание территории при начальной стадии рифтогенеза, накопление пород нижней пачки разреза; (в) – субаэральные излияния базальтовых лав, общая трансгрессия и пенеппенизация бортов рифтовой системы, накопление средней пачки разреза; (г) – субаквальные излияния базальтовых лав, общая регрессия и пенеппенизация бортов рифтовой системы, накопление терригенных отложений верхней пачки разреза.

Prehistory of the Lomagundi–Jatuli Event in the Karelian Craton: Lithology of Terrigenous Jatulian Rocks in the Segozero Structure

**O. M. Silaeva^{a, b, #}, K. G. Erofeeva^{a, c}, A. V. Samsonov^{a, c}, A. V. Stepanova^a, A. A. Fateeva^{a, d},
V. V. Ustinova^a, M. A. Sukhanova^{a, e}, K. N. Bessmertnyi^a, O. A. Maksimov^a**

^aInstitute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bGeological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^cInstitute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^dPetrozavodsk State University, Petrozavodsk, Russia

^eInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia

[#]e-mail: om.silaeva@gmail.com

The accumulation environments and provenances of terrigenous sediments preceding the Lomagundi Jatuli Event (2.20–2.06 Ga) on the Karelian Craton have been deciphered through lithological-geochemical studies and U–Th–Pb zircon dating of rocks from the Segozero structure. The section of this structure serves as a stratotype for the Jatulian group, which is divided into three formations (from bottom to top): Jangozero, Medvezhegorsk and Tulomozero. In each formation, a unit of terrigenous rocks can be seen at the bottom, while the top is covered with volcanic rocks with except in the case of the Tulomozero Formation, which is covered with carbonates.

The lower terrigenous unit (Jangozero Formation) is composed of quartz sandstones with interlayers of argillites anomalously enriched in Al₂O₃, K₂O, TiO₂, Th, Nb, Zr, REE, W and Ga, and contains zircon aged of 2.7 and 2.9 Ga. The sources of these rocks were granitoids of the Vodlozero domain, transformed in the lateritic paleosol. The homogeneity and large volume of the lower terrigenous unit suggest significant pre-Yatulian paleosol thickness on the Karelian Craton. This indicates high atmospheric oxygen content before the Lomagundi–Yatuli Event. The middle terrigenous unit (Medvezhegorsk Formation) is composed of quartz and arkose sandstones with interlayers of siltstones and argillites. These accumulated due to the demolition of weakly weathered 2.7 Ga granitoids, probably in the setting of active extension and deepening of the basin. The upper terrigenous unit (Tulomozero Formation) combines geochemical characteristics of the lower and middle units with a significant contribution of mafic material. It could have formed through the erosion and redeposition of the underlying sedimentary rocks and basalts.

The lithological features of terrigenous rocks suggests that fluvial processes were prevalent, resulting in the formation of an alluvial-deltaic complex and a general transgressive trend. The lithological characteristics of terrigenous rocks in association with basaltic volcanism suggest that the Yatulian basin is of rift origin. The reconstructed direction of material transportation by channel flows in the northwestern region correlates with the northwestern orientation of the rift. The obtained data on the oxygen-rich atmosphere and the intracontinental rift history of the Yatulian basin formation, in which carbonate rocks of the Tulomozero Formation with positive $\delta^{13}\text{C}$ values accumulated, serve as additional arguments in favour of the classical model of the Lomagundi–Yatuli Event, as well as supporting the idea that regional factors played a leading role in this event.

Keywords: Fennoscandia, Paleoproterozoic, Great Oxidation Event, U–Th–Pb zircon geochronology, lateritic paleosol

ГЛОССАРИЙ

Событие Ломагунди-Ятулий – Lomagundi–Jatuli Event

ятулий – Jatuli

Карельский кратон – Karelian Craton

ятулийский – Jatulian

Сегозеро – Segozero (от названия озера – Сегозеро)

сегозерский горизонт – озеро Сегозеро

онежский горизонт – Онежское озеро

янгозерская свита – Jangozero formation (от названия озера – Янгозеро)

медвежьегорская свита – Medvezhegorsk formation (от названия города – Медвежьегорск)

туломозерская свита – Tulomozero formation (от названия озера – Туломозеро)

Водлозерский домен – Vodlozero domain (от названия озера – Водлозеро)

Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса – озеро Ведлозеро, озеро Сегозеро

кора выветривания – weathering crust, residuum

латеритная кора выветривания – lateritic weathered layer (только не просто «laterite», так как это вид почвы)

косая слоистость – cross-bedding, cross-lamination

волнистая слоистость – wavy lamination

знаки ряби – ripples

трещины усыхания – mudcracks

красноцветы - redbeds