

Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр Российской академии наук»

ТРУДЫ

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№ 2, 2026

ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск
2026

Главный редактор

А. Ф. ТИТОВ, член-корр. РАН, д. б. н., проф.

Редакционный совет

А. М. АСХАБОВ, академик РАН, д. г.-м. н., проф.; О. Н. БАХМЕТ (зам. главного редактора), член-корр. РАН, д. б. н.; А. В. ВОРОНИН, д. т. н., проф.; И. В. ДРОБЫШЕВ, доктор биологии (Швеция – Канада); Э. В. ИВАНТЕР, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; Х. ЙООСТЕН, доктор биологии, проф. (Германия); А. М. КРЫШЕНЬ, д. б. н.; Е. В. КУДРЯШОВА, д. флс. н., проф.; О. Л. КУЗНЕЦОВ, д. б. н.; Н. В. ЛУКИНА, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; В. В. МАЗАЛОВ, д. ф.-м. н., проф.; Н. Н. НЕМОВА, академик РАН, д. б. н., проф.; О. ОВАСКАЙНЕН, доктор математики, проф. (Финляндия); О. Н. ПУГАЧЕВ, академик РАН, д. б. н.; С. А. СУББОТИН, доктор биологии (США); Д. А. СУБЕТТО, д. г. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, член-корр. РАН, д. г. н., проф.; Т. Э. ХАНГ, доктор географии (Эстония); П. ХЁЛЬТТЯ, доктор геологии, проф. (Финляндия); К. ШАЕВСКИЙ, доктор математики, проф. (Польша); В. В. ЩИПЦОВ, д. г.-м. н., проф.

Редакционная коллегия серии «Геология докембрия»

Ю. Л. ВОЙТЕХОВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; О. И. ВОЛОДИЧЕВ, д. г.-м. н.; В. В. КОВАЛЕВСКИЙ, д. г.-м. н.; А. Б. КУЗНЕЦОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; Ю. А. МОРОЗОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; А. В. ПЕРВУНИНА, к. г.-м. н.; А. М. ПЫСТИН, д. г.-м. н., проф.; А. В. САМСОНОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; С. А. СВЕТОВ (зам. отв. редактора), д. г.-м. н., проф.; Е. Н. СВЕТОВА (ответственный секретарь), к. г.-м. н.; А. И. СЛАБУНОВ, д. г.-м. н.; А. СОЭСОО, доктор геологии, проф. (Эстония); А. В. СТЕПАНОВА, к. г.-м. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, чл.-корр. РАН, д. г. н., проф.; В. В. ЩИПЦОВ (отв. редактор), д. г.-м. н., проф.

Издается с января 2009 г.

Адрес редакции: 185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11
Тел. (8142)762018; факс (8142)769600
E-mail: trudy@krc.karelia.ru

Электронная полнотекстовая версия: <http://transactions.krc.karelia.ru>; <http://journals.krc.karelia.ru>

Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences

TRANSACTIONS

**of the KARELIAN RESEARCH CENTRE
of the RUSSIAN ACADEMY of SCIENCES**

No. 2, 2026

PRECAMBRIAN GEOLOGY

Petrozavodsk
2026

Editor-in-Chief

A. F. TITOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.

Editorial Council

A. M. ASKHABOV, RAS Academician, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; O. N. BAKHMET (Deputy Editor-in-Chief), RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.); I. V. DROBYSHEV, PhD (Biol.) (Sweden – Canada); N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.), Prof.; T. E. HANG, PhD (Geog.) (Estonia); P. HÖLTTÄ, PhD (Geol.), Prof. (Finland); E. V. IVANTER, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; H. JOOSTEN, Dr. (Biol.), Prof. (Germany); A. M. KRYSHEN', DSc (Biol.); E. V. KUDRYASHOVA, DSc (Phil.), Prof.; O. L. KUZNETSOV, DSc (Biol.); N. V. LUKINA, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; V. V. MAZALOV, DSc (Phys.-Math.), Prof.; N. N. NEMOVA, RAS Academician, DSc (Biol.), Prof.; O. OVASKAINEN, PhD (Math.), Prof. (Finland); O. N. PUGACHYOV, RAS Academician, DSc (Biol.); V. V. SHCHIPTSOV, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; S. A. SUBBOTIN, PhD (Biol.) (USA); D. A. SUBETTO, DSc (Geog.); K. SZAJEWSKI, PhD (Math.), Prof. (Poland); A. V. VORONIN, DSc (Tech.), Prof.

Editorial Board of the Experimental «Precambrian Geology» Series

N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.); V. V. KOVALEVSKY, DSc (Geol.-Miner.); A. B. KUZNETSOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); Yu. A. MOROZOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); A. V. PERVUNINA, PhD (Geol.-Miner.); A. M. PYSTIN, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. V. SAMSONOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); V. V. SHCHIPTSOV (Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. I. SLABUNOV, DSc (Geol.-Miner.); A. SOESOO, PhD (Geol.) Prof.; A. V. STEPANOVA, PhD (Geol.-Miner.); S. A. SVETOV (Deputy Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; E. N. SVETOVA (Executive Secretary), PhD (Geol.-Miner.); O. I. VOLODICHEV, DSc (Geol.-Miner.); Yu. L. VOYTEKHOVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.

Published since January 2009

Monthly

Editorial Office address: 11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
Tel. (8142)762018; fax (8142)769600
E-mail: trudy@krc.karelia.ru
Full-text electronic version: <http://transactions.krc.karelia.ru>; <http://journals.krc.karelia.ru>

УДК 553.6 (470.22)

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА КАРЕЛИИ: ПРОМЫШЛЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

В. В. Щипцов^{1,2*}, С. А. Светов¹

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910), *vv.shchiptsov@gmail.com

² Петрозаводский государственный университет (пр. Ленина, 33, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)

На протяжении десятилетий промышленным минералам Карелии отводилось большое место в области теоретических исследований и практического применения. В статье объясняется использование термина «промышленные минералы» для определенной группы полезных ископаемых. Отмечено, что некоторые металлические полезные ископаемые без металлургического передела применяются как промышленные минералы. Выделены главные перспективные виды промышленных минералов Карелии, приведен общий анализ состояния изученности минерально-сырьевой базы промышленных минералов с оценкой запасов или ресурсов, выделены стратегически и экономически важные промышленные минералы по многофакторности состояния, в первую очередь нахождения в арктической зоне Республики Карелия. К таким промышленным минералам отнесены графиты и флюориты Приладожья, высокочистый кварц арктической зоны РК, включая пегматитовые отвалы Плотины и Климовского участка, кианиты и мелкочешуйчатый мусковит Хизоваарской структуры, щелочные сиениты Елетьозерского интрузивного комплекса, высокоуглеродистые шунгитовые образования, архейские карбонат-талковые толщи Каменноозерской структуры, нетрадиционные комплексные источники полевого шпата (Роза-Лампи и др.). Предлагается повысить роль органов государственного управления в области разработки специальных целевых программ, обеспечивающих увеличение масштабов геологоразведки, добычи и глубокой переработки промышленных минералов силами республиканских горных предприятий, а также привлечь Институт геологии КарНЦ РАН и Институт лесных, горных и строительных наук ПетрГУ для участия в систематическом внедрении в производство инновационных технологий и передовых решений в области менеджмента и управления горнодобывающей отраслью.

Ключевые слова: минерально-сырьевая база; промышленные минералы; месторождения; проявления; недра; Фенноскандинавский щит; докембрий; инновации

Для цитирования: Щипцов В. В., Светов С. А. Минерально-сырьевая база Карелии: промышленные минералы // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 5–44. doi: 10.17076/geo2208

Финансирование. Исследования выполнены в рамках госзадания по теме № 216 плана НИР, финансируемого Министерством науки и высшего образования Российской Федерации.

V. V. Shchiptsov^{1,2*}, S. A. Svetov¹. KARELIA'S PROVEN MINERAL RESOURCES: INDUSTRIAL MINERALS

¹*Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), *vv.shchiptsov@gmail.com*

²*Petrozavodsk State University (33 Lenin Ave., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)*

The application of the term “industrial minerals” to a certain group of minerals is explained. It is noted that some metallic minerals are used as industrial minerals without metallurgical processing. For decades, industrial minerals of Karelia have occupied an important place in theoretical research and practical use. The most promising types of industrial minerals of Karelia, which constitute the mineral and raw material resources of the republic, are highlighted. The article presents a general analysis of the state of knowledge on the region’s industrial minerals, including an assessment of reserves or resources. Strategically and economically important industrial minerals are identified based on multiple factors, primarily their location in the Arctic zone of the Republic of Karelia. Such industrial minerals include graphites and fluorites of the Ladoga region, high-purity quartz of the Arctic zone of the Republic of Karelia, including pegmatite dumps of the Plotina and Klimovsky sites, kyanites and fine-flaky muscovite of the Khizovaara structure, alkaline syenites of the Elet’ozersky intrusive complex, high-carbon shungite formations, Archean carbonate-talc strata of the Kamennoozersky structure, unconventional complex sources of feldspar (Rosa-Lampi, etc.). It is proposed to increase the role of government bodies in the development of ad hoc programs designed to upscale geological exploration, extraction and deep processing of industrial minerals by mining enterprises in the region. We also recommend involving the Institute of Geology of the Karelian Research Center RAS and the Institute of Forestry, Mining and Construction Sciences of the Petrozavodsk State University in the systematic work to introduce innovative production technologies and advanced solutions in the management and administration in the mining industry.

Keywords: proven mineral resources; industrial minerals; deposits; occurrences; subsoil; Fennoscandian Shield; Precambrian; innovations

For citation: Shchiptsov V. V., Svetov S. A. Karelia’s proven mineral resources: industrial minerals. *Trudy Karel’skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 5–44. doi: 10.17076/geo2208

Funding. The studies were carried out within Research Plan under state assignment #216 funded by the Ministry of Science and Higher Education of Russia.

Введение

В бывшем СССР и современной России традиционно принято употреблять термин «неметаллические (нерудные) полезные ископаемые». Под этим определяют группу полезных ископаемых, весьма разнообразных по своей природе и свойствам, из которых не извлекают металл, а используют непосредственно в природном или переработанном виде.

В мире подобная группа полезных ископаемых трактуется как Industrial Minerals [Harben, Bates, 1990; Industrial..., 1994; Harben, 1995; Gautneb et al., 2013]. На наш взгляд, этот термин более емкий и понятный, к тому же признанный и широко употребляемый в англоязычной литературе. В этой статье предлагается использовать термин «промышленные минералы», который охватывает все минеральное сырье, извлекаемое из недр,

кроме энергетических видов сырья, металлов, воды и самоцветов [Precambrian..., 1993; Industrial..., 1999; Щипцов, 2019; Shchiptsov, Shekov, 2020; Щипцов и др., 2020в, 2023а]. Важное значение придается тому, что некоторые металлические полезные ископаемые не подвергаются металлургическому переработке и используются как промышленные минералы.

П. Харбен и Р. Бейтс [Harben, Bates, 1990] заявляют, что большая ответственность возлагается на поставщиков промышленных минералов в смысле соблюдения стандартов на готовую продукцию. Особенно это относится к стекольному производству, наполнителям и покрытиям в бумагоделательной промышленности и т. п. Процесс горной добычи, рудоподготовки и обогащения промышленных минералов все чаще связан с применением новых современных методов, в частности электро-

статической сепарации, оптической сортировки, использования различных химических процессов и т. п. Приоритет отдается развитию новых направлений применения минерального сырья, например, как наполнителей для производства резины, бумаги, красок и пластиков. На мировом рынке минерального сырья усиливается конкуренция. В связи с этим целый ряд промышленных минералов, используемых в прошлом и настоящем, могут за короткий срок стать неконкурентоспособными за счет появления конъюнктуры на новые виды промышленных минералов.

В мировой практике уделяется большое внимание промышленным минералам. Информация представлена во многих периодических изданиях – «Industrial Minerals», «Mineral Price Watch», «Asian ceramics», «North American Minerals News», «Industrial Minerals Prices & Data», «The Industrial Minerals Handy Book», «Industrial Minerals: Geology and World Deposits», «Industrial Minerals Directory (a World Guide to Producers and Processors)», «Industrial Minerals of the Far East», «Trading in Industrial Minerals», «Industrial Minerals Traders Directory», «World Minerals Statistics», «CIS Industrial Minerals», «Chinese Industrial Minerals», «Raw Materials for the Refractories Industry» и др.

Промышленные минералы Республики Карелия подразделены на две группы: первая группа представлена монокристаллами или агрегатами и вторая группа – промышленные горные породы, сложенные двумя или более минералами. Промышленные минералы Карелии могут использоваться в различных сферах производства [Precambrian..., 1993; Дейнес и др., 2020; Shchiptsov, Shekov, 2020; Щипцов и др., 2020в]. В основу положен критерий конечного применения минерального продукта с учетом имеющихся разработок Международной рабочей группы по промышленным минералам (IMWOG) [Virta et al., 1994].

На протяжении десятилетий промышленные минералы занимали ключевое место в исследованиях Института геологии. Профессор П. А. Борисов уделял этому направлению особое внимание. Диапазон исследований расширился под руководством Б. Я. Алексева, Л. Л. Гродницкого, Ю. К. Калинина, В. В. Ковалевского, А. С. Пекки, А. В. Рылеева, В. А. Шевкова, В. В. Щипцова. В разные годы в геологических и минералого-технологических исследованиях промышленных минералов принимала участие целая плеяда ученых института, среди которых помимо вышеупомянутых – А. В. Бархатов, Н. С. Бискэ, Т. П. Бубнова, О. В. Букчина, В. Я. Волочаев, Л. П. Галдобина,

А. В. Гаранжа, Л. С. Голованова, М. И. Голод, В. И. Горлов, А. С. Гришин, Л. А. Данилевская, Ю. Е. Дейнес, И. Н. Демидов, Е. Ф. Дюкжиев, А. С. Заверткин, А. З. Зайденберг, А. А. Иванов, В. П. Ильина, И. Н. Карелина, В. И. Кевлич, Е. Е. Климовская, В. А. Концин, А. И. Крохин, Т. К. Кулмала, О. Б. Лавров, Г. А. Лебедева, Ю. И. Лукин, З. Т. Митрофанова, А. Б. Наливкин, Е. В. Нефедов, А. Г. Никифоров, Г. П. Озерова, А. В. Первунина, А. К. Полин, В. Г. Пудовкин, Н. Н. Рожкова, А. Е. Ромашкин, А. М. Ручьев, Д. В. Рычанчик, Р. В. Садовничий, Г. П. Сафронова, Е. Н. Светова, С. А. Светов, Л. С. Сканницкая, В. А. Соколов, В. И. Соколов, В. К. Соловов, Г. П. Филинцев, М. М. Филиппов, П. В. Фролов, Р. А. Хазов и др.

Время не стоит на месте. Движение продолжается.

Алмазы

В 1992–1999 гг. по инициативе австралийской компании «Ashton Mining Limited» на территории восточной части Фенноскандинавского щита проведены специализированные шлиховые поиски минералов – индикаторов кимберлитов (рис. 1). В Онежской структуре было обнаружено Кимозерское проявление кимберлитов с алмазами (первые находки алмазоносных кимберлитов в Карелии). В эрозионном срезе выход кимберлитов имеет форму овала и достигает размеров по длинной оси 2 км и по короткой – 800 м [Ушков, 2001]. Минералами-индикаторами являются хромиты, присутствуют пироп, пикроильменит и хром-диопсид. Пока установлен низкий уровень содержания алмазов в кимозерских кимберлитах. Во многих зернах хромитов содержание MgO более 8 %, что указывает на глубинную природу и отвечает хромитам алмазоносных кимберлитов [Устинов и др., 2009]. Мантийный источник кимберлитов был сформирован на рубеже не позднее 2048 ± 48 млн лет, и его глубинная эволюция в течение 100–150 млн лет привела к становлению кимозерских кимберлитов переходного типа на рубеже 1814 ± 20 млн лет [Putintseva, Spiridonov, 2018].

Отмечено присутствие даек лампроитов и диатремовых трубок кимберлитов в Костомукшской структуре, представленных слюдяными кимберлитами-оранжеитами и сложенными ксенолитами в виде тонкозернистых брекчиевидных сростаний талька и серпентина [Костомукшский..., 2015], что связывается с благоприятными условиями для формирования мантийного материала в архейской коре.



Рис. 1. Потенциальные алмазоносные участки [Щипцов и др., 2020в]

Fig. 1. Potential diamond-bearing areas [Shchiptsov et al., 2020в]

Хромшпинелиды, по мнению В. Я. Горьковца, являются наиболее характерной группой аксессуарных минералов кимберлитов-оранжеитов. В лампроитах отмечены многочисленные включения сульфидов и арсенидов во флогопите основной массы породы и вторичных силикатах. Абсолютный возраст лампроитов (проявление Луупеансуо) рифейской системы – 230 млн лет [Костомукшский..., 2015].

Графит

Графит обладает формой чистого углерода, которая существует в простом составе и имеет слоистую структуру. Особенности строения кристаллической решетки графита преломляются в его физических свойствах. В практическом отношении важное место отводится чешуйчатому графиту.

В природе встречаются три природных морфотипа графита:

а) чешуйчатый – кристаллические различного размера чешуйки графита в виде отдельных плоских, похожих на пластины частиц с содержанием С 80–98 %;

б) дисперсный некристаллический аморфный графит с содержанием С 70–85 %;

в) кусковой (жильный) графит в трещинных жилах или разломах в виде массивных пластинчатых наростов волокнистых кристаллических агрегатов с содержанием С 90–95 %.

Размер графитовых чешуек, как правило, варьирует от 50 до 1600 мкм, при этом длина большинства из них составляет от 200 до 500 мкм, а соотношение между длинной и короткой осями большинства чешуек находится в диапазоне от 2 до 5. Чешуйчатый графит связан с метаморфическими породами условий высоких давлений, где органический углерод, отложенный в осадочных и осадочно-вулканогенных породах, преобразуется в графит под воздействием давления, обычно превышающего 5 кбар, и температуры около 650–700 °С [Щипцов и др., 2022]. Метаморфические реакции, в результате которых образуется графит, приводят к высокой электропроводности, поляризуемости и пониженной теплопроводности [Beysac, Rumble, 2014; Engvik et al., 2020].

Основные области использования графита в современных технологиях выделены в три группы [Щипцов, 2022]. В первую группу входит промышленный графит с размером частиц > 200 μm (фольга и экранирование (нуклеарный класс), высокотехнологичные компоненты батарей (СЕМ)). В общем объеме важных сырьевых материалов данная группа составляет 35 %. Вторая группа включает размеры < 200 μm (электроды (ЭАФ), тигли, части ракеты). Ее объем достигает 45 %. Третья группа с размером частиц < 150 μm объединяет выпуск батарей БАМ и ГЭМ, огнеупоров, пресс-форм, синтетических алмазов, порошкообразных металлов, дымомаскирующих средств (технология ослабления ЭМ), смазочных материалов и составляет 20 %.

Существуют высокие требования к чистоте и кристаллической структуре графита.

Все известные методы очистки графита можно разделить на три типа: химико-термическое, термическое и газотермическое рафинирование.

В настоящее время позицию крупнейшего производителя природного графита в мире занимает Китай. С 2011 г. Европейский Союз включил природный графит в список критически важных сырьевых материалов [European..., 2017].

Обширной частью Фенноскандинавского щита является Свекофеннская область, характеризующаяся метаморфическими породами от амфиболитовой до гранулитовой фаций метаморфизма. Поскольку высокое качество графита связывается с высоким уровнем метаморфизма супракрустальных пород Свекофеннского домена, то на этом основании прогнозируются перспективные объекты для разработки месторождений высококачественного чешуйчатого графита. Месторождения графита в Фенноскандии изучены достаточно полно [Gautneb, Tveten, 2000; Palosaari et al., 2016; Rønning et al., 2018 и др.]. В 2016 году несколько проектов по разведке графита были активными и актуальными в Норвегии, Швеции и Финляндии [Gautneb, Wanvik, 2016]. На данный момент действующим графитовым рудником в Фенноскандии является Skaland Graphite AS в Норвегии. Возобновляется добыча на графитовом руднике Woxna в Швеции, которая была приостановлена в 2015 году [Leading..., 2018]. Динамика спроса начинается от нулевого показателя в 2015 году и будет резко увеличиваться, по прогнозу спроса на шаровидный графит (SPC) и природные аноды (т) на период 2015–2040 гг. По данным компании Benchmark Mineral Intelligence, к 2040 году востребованность чешуйчатого графита достигнет уровня 4 000 000 тонн.

Что касается Республики Карелия, то еще в 1787 г. Самуил Алопеус на берегах Ладожского озера встретил обломки графита, карандашного минерала. Для истории горного промысла интерес представляет проявление графита Кимамяки, расположенное в 13 км от г. Сортавала. В XIX веке в Кимамяки добывали до 20–30 тонн в год графитосодержащих сланцев (всего добыто 450 тонн). Графитовые каменоломни были также сосредоточены в окрестностях г. Сортавала и Питкяранта. В 1830-х началась добыча графитосодержащих сланцев на о. Пусунсаари. Она велась в небольших масштабах попутно с разработкой месторождений других видов сырья. Наиболее крупным предприятием была шахта Шварц-1, где в 1890–1892 и 1914 гг. помимо железной и медной руды добыто 120 т графита [Дорога..., 2014].

Графитовые проявления обнаружены в двух структурных зонах – Ладожской подвижной зоне и Северо-Карельской структуре (рис. 2). Отмечены различные типы графита – криптокристаллический, плотнокристаллический, мелкочешуйчатый и крупночешуйчатый. Последний тип представляет наибольшую коммерческую ценность благодаря хорошим параметрам флотационного и химического обогащения графитовых руд [Precambrian..., 1993].

В Ладожской подвижной зоне открыто более 30 проявлений указанных типов графита. По обогатимости выделяются две категории графитовых руд: 1 – легкообогатимые руды явнокристаллического и крупно-среднечешуйчатого графита; 2 – труднообогатимые руды скрытокристаллического (аморфного) графита.

Крупные проявления скрытокристаллического (аморфного) графита выявлены на участках Романовская аномалия, Полвилампи, Майсульское и других в углеродистых сланцах людиковия, связанных с породами соанлахтинской свиты Свекофеннской складчатой области. Все эти проявления отнесены к стратоформной шунгит- и графитсодержащей формации в углеродистых сланцах [Минерально-сырьевая..., 2006].

В Западном Приладожье открыты графитовые руды метаморфогенного типа, в частности Ихальское рудное графитовое поле. Подобный тип месторождения графита имеет основное значение в мировом балансе графитового сырья. Ихальское рудное поле включает в себя собственно Ихальское месторождение (Ихала III) и большой ряд перспективных проявлений легкообогатимых руд с чешуйчатым графитом – Ихальское I, Ихальское II, Ихальское IV, Ихальское V, Ихальское VI, Ихальское VII, Терварвинское, Ликолампинское и Кайвомякское, которые слагают стратиформную гнейсовую графитовую формацию [Ладожская..., 2020].

АО «Центральное ПГО» завершило в 2022 году работы по объекту «Поиск и оценка графитов на участке недр Ихала VI» в 5 км к северо-западу от месторождения Ихала IV. Здесь выявлены вулканогенно-осадочные породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма с графитовой минерализацией, относимые к ихальской и куркиекской толщам палеопротерозойского метаморфогенного комплекса. Технологические испытания руд Ихала VI показали, что они имеют высокие показатели обогащения с получением кондиционных графитовых концентратов, пригодных для производства графитокерамических изделий, первичных химических источников электрического тока и в литейном производстве.

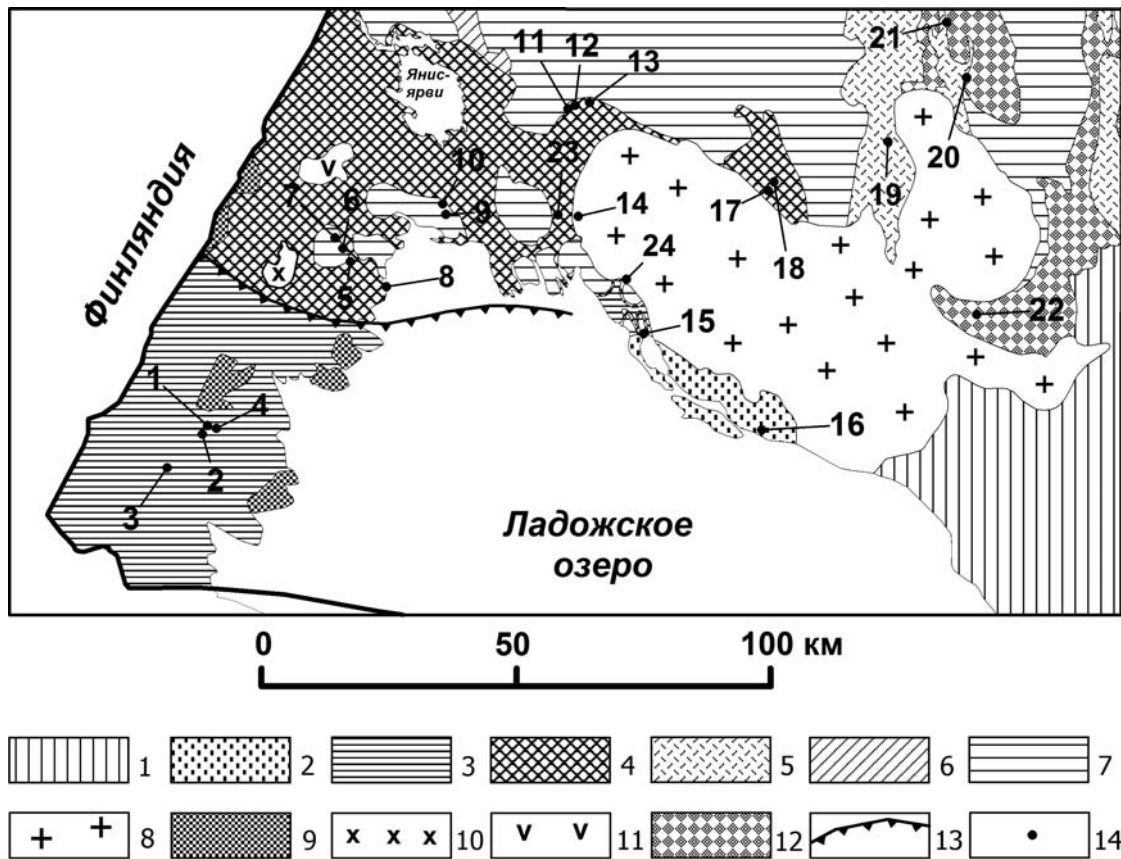


Рис. 2. Схема размещения основных месторождений и крупных проявлений графита Свеккофеннской минерагенической провинции (Приладожье). Сост. В. В. Щипцов на адаптированной геологической основе с использованием материалов Geological Map of the Fennoscandian Shield. Scale 1:2 000 000. GSF, GSN, GSS и ГУП «Минерал»:

1 – объединенный венд и палеозой; 2 – рифей (приозерская и салминская свиты); 3 – калевий (ладожская серия) и вепсий; 4 – ятулий-людиковый нерасчлененные (соанлахтинская и питкярантская) свиты сортавальской серии; 5 – зеленокаменные пояса; 6 – нерасчлененный архей; 7 – архейский комплекс ТТГ; 8 – анортозит-рапакивигранитный комплекс (1,547–1,530 млрд лет); 9 – посторогенные калиевые ультрамафиты до субщелочных габброидов, кварцевых монзонитов, гранодиоритов, лейкосиенитов (1,8 млрд лет); 10 – граниты, гранодиориты, кварцевые монзонидориты и др. (1,86–1,84 млрд лет); 11 – перидотиты, пироксениты, габбро (1,97 млрд лет); 12 – архейские граниты (2,7–2,65 млрд лет); 13 – надвиг, отделяющий породы гранулитогнейсовой области от более низкотемпературных пород (Мейерский надвиг); 14 – месторождения и проявления графитовых руд (1 – Ихала III, 2 – Ликолампинское, 3 – Кайвомьякское, 4 – Ихальское (I, II, IV–VII), 5 – Южно-Туоксиярвинское, 6 – Туоксиярвинское, 7 – Северо-Туоксиярвинское, 8 – Красный Победитель, 9 – Кукколампинское, 10 – Теньярвинское, 11 – Романовская аномалия, 12 – Полвилампи, 13 – Майсульское, 14 – Руоярви-1, 15 – Иру-вуори, 16 – Салминское, 17 – Калаярвинское, 18 – Вези-Суон-сельга, 19 – Суваоя, 20 – Гижозерское, 21 – Нинисельга, 22 – Паннисельга, 23 – Кительское, 24 – Хопунваара)

Fig. 2. The layout of the main deposits and large manifestations of graphite in the Svecofennian mineragenic province (Priladozhye). Compiled by V. V. Shchiptsov on an adapted geological basis using materials from the Geological Map of the Fennoscandian Shield. Scale 1:2.000.000. GSF, GSN, GSS and GUP Mineral:

1 – combined Vendian and Paleozoic; 2 – Riphean (Priozerskaya and Salminskaya suites); 3 – Kalevian (Ladoga series) and Vepsian; 4 – undifferentiated Jatulian-Ludicovian (Soanlakhtinskaya and Pitkyaranta suites of the Sortavala series); 5 – greenstone belts; 6 – undifferentiated Archean; 7 – Archean complex of the TTG; 8 – anorthosit-rapakivi granite complex (1.547–1.530 Ga); 9 – postorogenic potassium ultramafic rocks to subalkaline gabbroids, quartz monzonites, granodiorites, leucosyenites (1.8 Ga); 10 – granites, granodiorites, quartz monzoniorites, etc. (1.86–1.84 Ga); 11 – peridotites, pyroxenites, gabbro (1.97 Ga); 12 – Archean granites (2.7–2.65 Ga); 13 – thrust separating the rocks of the granulite-gneiss region from lower-temperature rocks (Meyer Thrust); 14 – deposits and manifestations of graphite ores (1 – Ikhala III, 2 – Likolampinskoye, 3 – Kaivomyakskoye, 4 – Ihalskoye (I, II, IV–VII), 5 – Yuzhno-Tuoksjarvi, 6 – Tuoksjarvi, 7 – Severo-Tuoksjarvi, 8 – Krasny Pobeditel, 9 – Kukkolampinskoye, 10 – Tenjarvi, 11 – Romanovskaya Anomaly, 12 – Polvilampi, 13 – Maisulskoye, 14 – Ruojarvi-1, 15 – Iru-vuori, 16 – Salminskoye, 17 – Kalajarvi, 18 – Vezi-Suon-selga, 19 – Suvaoya, 20 – Gizhozerskoye, 21 – Niniselga, 22 – Panniselga, 23 – Kittelskoye, 24 – Khopunvaara)

На участке недр Ихала VII также проведены поисково-оценочные работы АО «Центральное ПГО» с итоговыми положительными результатами.

Незавершенными остались работы, которые проводились ООО «Графит-Пром» на участке Ихала IV.

В 2024 году завершены поисковые работы на графит на Кирьеволахтинской площади, которые проводились АО «Центральное ПГО». Перспективы на графит оцениваются минимальными ресурсами.

Ихальское месторождение графитовых руд (Ихала III)

Месторождение Ихала III открыто в 1971 г. геологами Карельской комплексной геологоразведочной экспедиции [Минерально-сырьевая..., 2006]. На данной площади этой экспедицией проводились поисковые и поисково-оценочные работы на графит в периоды 1983–1986 гг. (Т. П. Мочаловой и др.) и 1989–1993 гг. (К. И. Степановым и др.).

Месторождение приурочено к образованиям углеродистой сланцево-карбонат-толеитобазальтовой геологической формации раннего людиковия питкьярантской свиты сортавальской серии (рис. 3).

Основная рудная залежь Ихальского месторождения представляет собой крутопадающее и относительно выдержанное по простиранию пластообразное тело, в котором сформированы промышленные графитовые руды. Графитосодержащие биотитовые сланцы и мигматиты по ним вытянуты в субмеридиональном направлении и выклиниваются на севере и юге. Длина залежи по простиранию составляет 1700 м, мощность достигает 450 м, общая площадь 8,2 км². По падению залежь прослежена до глубины около 100 м и не имеет признаков разубоживания. Основным природным типом графитовых руд Ихальского месторождения являются мелко-, среднезернистые биотитовые гнейсы с содержанием чешуйчатого графита от 2,8 до 9,2 % и более. Размеры чешуек колеблются в пределах от 0,01 до 3–4 мм. В отдельных случаях наблюдаются концентрации графита в виде гнезд или тонких прожилков. Графитоносные мигматиты широко распространены в Ихальской структурно-фациальной подзоне, но графита в них, как правило, малое содержание. Мигматиты с содержанием графита до 6 % слагают небольшие участки среди графитосодержащих пород. Минеральные разновидности графитоносных метаморфитов обычно образуют полосы и линзы среди графитосодержащих биотитовых гнейсов.

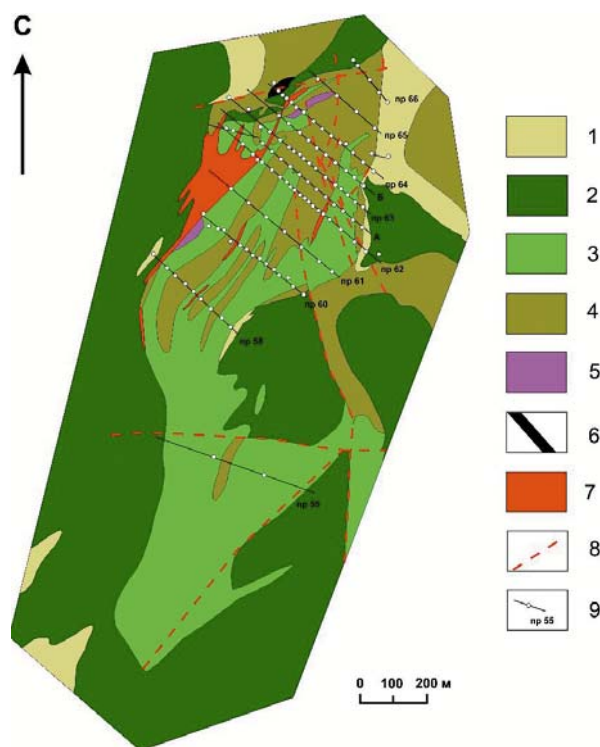


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Ихальского месторождения графитов (участок III). Сост. В. В. Щипцов [Ладожская..., 2020] с использованием материалов К. И. Степанова, Карельская геологическая экспедиция, 1995:

1 – гранат-биотитовые сланцы, биотитовые и пироксеновые гнейсы и мигматиты; 2 – амфиболиты; 3 – силифицированные графитоносные сланцы; 4 – графитоносные биотитовые сланцы; 5 – амфиболовые и амфибол-пироксеновые сланцы; 6 – графитовые тела с содержанием углерода более 7 %; 7 – микроклиновые и плагио-микроклиновые граниты; 8 – предполагаемые тектонические нарушения; 9 – скважины и линии профилей

Fig. 3. Schematic geological map of the Ikhala graphite deposit (section III). Compiled by V. V. Shchiptsov [Sharov, 2020] using the materials of K. I. Stepanov, Karelian Geological Expedition, 1995:

1 – garnet-biotite schists, biotite and pyroxene gneisses and migmatites; 2 – amphibolites; 3 – silicified graphite-bearing schists; 4 – graphite-bearing biotite schists; 5 – amphibole and amphibole-pyroxene schists; 6 – graphitic bodies with carbon content over 7 %; 7 – microcline and plagioclase-microcline granites; 8 – supposed tectonic disturbances; 9 – wells and profile lines

Отмечается гранитизация пород, особенно интенсивно проявленная в низах питкьярантской свиты. Технические параметры – влажность 0,35 % и зольность 94 %.

Чешуйчатый графит связан в основном с метаморфическими породами условий высокого давления, где органический углерод, отложенный в осадочных и осадочно-вулканогенных породах, преобразуется в графит под воздействием давления, обычно превышающего 5 кбар, и температуры около 650–700 °С.

В табл. 1 отражена последовательность рудообразующих процессов в пределах Ихальского рудного поля.

Морфоструктурные особенности сростаний графита с другими минералами в разных типах пород и вторично измененных зонах описаны и изучены с использованием поляризационного и электронного сканирующего микроскопов.

Мелко-среднезернистые биотит-полевошпатовые гнейсы являются основным типом пород, в которых на месторождении вмещаются графитовые руды. В составе пород отмечается полевой шпат (плагиоклаз, микроклин) – 25–40 %, кварц – 20–35 %, биотит – 15–32 %, сульфиды – 7–21 %, графит – 3–5 %. Графит содержится в кварц-плагиоклазовом матриксе

в виде разноориентированных чешуй или образует сростания с биотитом. Содержание графита в неосоме связано с химической специализацией процесса. В плагиоклаз-кварцевых лейкосоме содержание графита может достигать 15 %.

Скарноиды относятся к группе биотит-полевошпат-пироксеновых околоскарновых метасоматитов, сформированных в условиях контактового метасоматоза биотит-полевошпатовых гнейсов и гранитных интрузий. Минеральный состав и наличие полностью сохранных участков реликтовых пород позволяет отнести их к околоскарновым породам. Минеральный состав скарноидов включает плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, кварц и графит.

Таблица 1. Последовательность геодинамических графитформирующих процессов в пределах Ихальского рудного поля

Table 1. Sequence of geodynamic graphite-forming processes within the Ihalsky ore field

Время геологического процесса Time of geological process	Описание процесса Description of the process	Графитовая и иная рудная кристаллизация Graphite and other ore crystallization
2100–1920 млн лет [Куликов и др., 2017] 2100–1920 million years [Kulikov et al., 2017]	Формирование первично осадочных и осадочно-вулканогенных пород Formation of primary sedimentary and sedimentary-volcanic rocks	
1880–1870 млн лет [Балтыбаев, Левченков, 2005] 1880–1870 million years [Baltybaev, Levchenkov, 2005]	Региональный метаморфизм Свекофеннского этапа Regional metamorphism of the Svecofennian stage Ультраметаморфизм и мигматизация плагиоклазового или микроклинового состава Ultrametamorphism and migmatization of plagioclase or microcline composition Интрузивный магматизм с сопутствующим контактовым метаморфизмом и скарнированием Intrusive magmatism with associated contact metamorphism and skarnization Регрессивный этап метаморфизма с хлоритизацией и щелочным метасоматозом Regressive stage of metamorphism with chloritization and alkaline metasomatism	Формирование графитовых руд Formation of graphite ores Формирование лейкосом плагиоклаз-кварцевого и микроклин-кварцевого состава. В обрамлении жильных мигматитов (меланосомы) формируются зоны с повышенным содержанием графита Formation of leucosomes of plagioclase-quartz and microcline-quartz composition. Zones with elevated graphite content are formed within the selvage of vein migmatites (melanosomes) Перекристаллизация графита в узких каймах, в калиевых породах растворение графита вплоть до полного исчезновения Recrystallization of graphite in narrow rims, in potassium rocks dissolution of graphite up to complete disappearance Формирование хлорит-графитовых сростаний, кальцитовых прожилков с графитовым окаймлением Formation of chlorite-graphite intergrowths, calcite veinlets with graphite edging
Фанерозой Phanerozoic	Гипергенез Hypergenesis	Серицитизация, альбитизация, хлоритизация, приводящие к уменьшению крепости пород и их однородности Sericitization, albitization, chloritization, leading to a decrease in the strength of rocks and their homogeneity

Графит (1–5 %) содержится в виде окаймления жильных и метасоматических зон. Сланцеватость породы обусловлена ориентированным положением пластинок биотита и графита по одному направлению. Вторичные изменения связаны с серицитизацией и мусковитизацией по микроклину (интенсивная) и интенсивной хлоритизацией по биотиту и межзерновым каймам (часть парагенетических сростков биотита замещена на полнокристаллические хлориты полностью). Метасоматические изменения приводят к формированию моноклинного пироксена и титанита. Содержание титанита высокое (до 18 %), что соответствует содержанию порообразующего минерала.

Формирование хлоритизированных гнейсов связано с низкотемпературными процессами регрессивной стадии регионального метаморфизма. Часто наблюдается формирование хлорит-графитовых сростаний, в которых графит приобретает нехарактерные струйные и извилистые формы и тонкие пакетные сростания с различными минералами, что затрудняет их разделение.

Тесные структурные сростания со сложными извилистыми границами графитовых чешуек с сульфидами, хлоритом, биотитом являются фактором, осложняющим обогащение графитовой руды. Помимо этого, электронномикроскопическое изучение образцов показало присутствие в графите микроминеральных включений, вплоть до микронных размеров, пирита, пирротина, плагиоклаза, кварца, хлорита, что также может повлиять на качество графитового концентрата (по ГОСТ 17022-81).

В целом метаморфические преобразования на Ихальской площади охарактеризованы многими исследователями. Региональный метаморфизм пород отвечает условиям высокотемпературной амфиболитовой фации силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой субфации, местами гранулитовой фации, что впервые было отмечено Ю. И. Нагайцевым [1974].

В серии работ сотрудников ИГГД РАН [Великославинский, 1972; Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев, 2002] детально охарактеризованы метаморфические комплексы Южного домена данной территории, где преобладают первичные метапелиты и в которую вписывается Ихальское рудное поле. Гиперстенная зона пиковой стадии метаморфизма соответствует условиям T 800–900 °C и P 5–6 кбар, что определяет параметры гранулитовой фации. Время гранулитовой стадии метаморфизма глиноземистых гнейсов установлено как $1880,1 \pm 7,7$ млн лет по Pb-Pb-возрасту силлиманита [Балтыбаев, Левченков, 2005].

В дальнейшем условия метаморфизма смещаются в область амфиболитовой фации, что привело к новообразованным минеральным парагенезисам, флюидным включениям в поздних жильных телах, определяемых диапазоном их формирования – от 600–660 до 450–500 °C при давлении примерно 4 кбар, в наиболее поздних жилах – около 3–3,5 кбар, отмеченных в серии работ [Балтыбаев и др., 2000; Глебовицкий и др., 2001; Балтыбаев и др., 2009 и др.].

Руды оценены на обогатимость в границах Ихала III на стадии поисково-оценочных работ. Испытания выполнялись в «Уралмеханобр», ВНИИнеруд и ИГ КарНЦ РАН [Бискэ, 1987; Скамницкая, Бискэ, 2019]. При химическом дообогащении неизмененных биотитовых гнейсов месторождения Ихала III содержание углерода в графитовом концентрате достигает 99,9 % [Скамницкая, Бискэ, 2019].

Запасы определены в трех блоках в количестве 81,4 млн т руды до глубины 120 м при среднем содержании углерода 3,01 % (борт 2 %). Прогнозные ресурсы категории P_1 оценены в 124 млн тонн до глубины 170 м при среднем содержании углерода 3,07 % [Журавлев и др., 2003].

Промышленные запасы руды месторождения Ихала III обеспечат производство графитового концентрата в объеме 20 000 тонн на срок свыше 30 лет.

Шунгитовые породы – комплексное полезное ископаемое

Онежская палеопротерозойская структура Фенноскандинавского щита выделяется тем, что на площади около 9000 км² сформированы крупные залежи шунгитовых пород. Уникальность шунгитовых пород Карелии заключается в высоком содержании в них углеродистого вещества, накопление которого происходило в осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных образованиях верхней подсвиты заонежской свиты людиковийского надгоризонта палеопротерозоя в возрастном диапазоне 2,1–1,92 млрд лет. Мощность верхней подсвиты составляет около 850 м без учета распространенных здесь силлов габбродолеритов. Породы, включающие метаморфизованное шунгитовое вещество, отличаются по составу минеральных компонентов, содержанию, строению, свойствам и другим признакам. Природные типы шунгитовых пород характеризуются несколькими текстурно-структурными разновидностями, неоднородностью фазового состава углерода и геохимическими особенностями.

Все это надо отнести к факторам, негативно влияющим на промышленное использование высокоуглеродистых шунгитовых пород. Широкая изменчивость их химического состава, структурных параметров углерода и главных минералов фиксируется даже в пределах одного месторождения [Kovalevsky, Shchiptsov, 2019].

В верхней подсвите заонежской свиты в пределах северной части Онежской структуры выделено 9 горизонтов шунгитовых пород с высоким содержанием $C_{орг} > 20\%$, которые слагают Зажогинское рудное поле с десятками месторождений и проявлений высокоуглеродистых шунгитовых пород, в т. ч. два крупных разрабатываемых месторождения Максово и Зажогино (рис. 4 и 5) [Бискэ и др., 2006].

Шунгиты пригодны для использования в различных направлениях промышленного производства. Промышленные запасы высокоуглеродистых шунгитовых пород обнаружены в мире только в Заонежье на территории Карелии.

Карельские шунгитовые породы могут занять определенную нишу на российском и мировом рынках. Учитывая географию, необходимо планировать развитие горного бизнеса на основе многоцелевого использования шунгитовых пород в интересах подъема социально-экономической ситуации Заонежья, что должно быть положено в основу стержневой политики

экономического подъема и возрождения традиционных обычаев и культуры района. Именно такая взаимосвязь приводит к возможному интегрированному формированию минерального фонда развития Заонежья и созданию образцового центра горной промышленности.

Шунгитовые породы Карелии имеют более чем трехвековую историю исследований. В давние времена порода именовалась как аспидный камень. Так, например, еще Петр I приказывал каждому российскому солдату носить в своих походных ранцах кусочек «аспидного камня», который бы позволял бороться с дизентерией. Найденные местными крестьянами в середине девятнадцатого века черные камни около села Шуньга были приняты за каменный уголь – «олонецкий антрацит». Началась дискуссия о природе странного «антрацита», который не горел в топках. А. А. Иностранцев назвал эту породу шунгитом [Иностранцев, 1879]. Таким образом в той или иной мере разрешился вопрос природы «олонецкого антрацита».

Позже П. А. Борисов определяет, что шунгитовые породы относятся к ценным полезным ископаемым [Борисов, 1956]. Следует напомнить, что П. А. Борисов предложил первую классификацию, в которой шунгитовые породы разделяются на пять разновидностей по содержанию углерода как основной определяющей компоненты: шунгит I (более 98 % углерода),

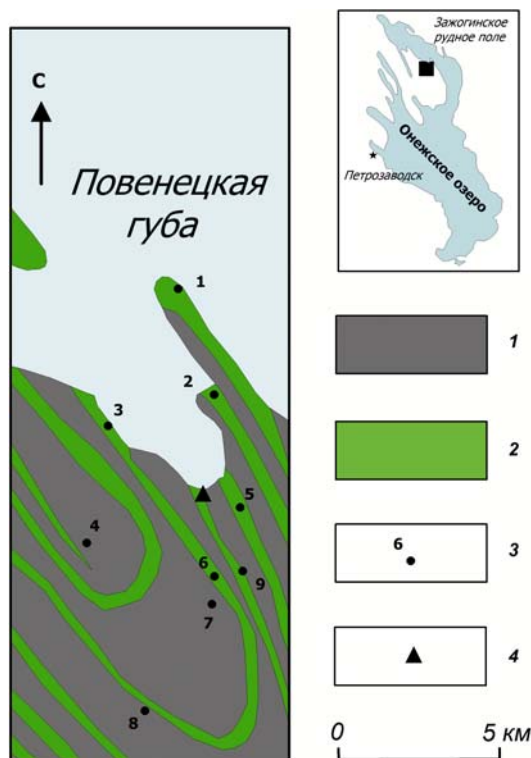


Рис. 4. Геологическая схема размещения основных залежей шунгитовых пород Зажогинского рудного поля в прибрежной зоне акватории Онежского озера [Kovalevsky et al., 2016]:

1 – заонежская свита людиковийского надгоризонта; 2 – палеопротерозойские интрузии и эффузивные породы заонежского интрузивного комплекса; 3 – основные шунгитовые залежи Зажогинского рудного поля (1 – Карнаволок; 2 – Красная Горка; 3 – Подсосонье; 4 – Мироновская; 5 – Часовенская; 6 – Максово; 7 – Зажогино; 8 – Лебещина; 9 – Калейская); 4 – поселок Толвуя

Fig. 4. Geological scheme of the main deposits of the Zazhogino ore field in the coastal zone of Lake Onega [Kovalevsky et al., 2016]:

1 – Zaonezhskaya formation of the Ludicovian suprahorizon; 2 – Paleoproterozoic intrusions and effusive rocks of the Zaonezhskaya intrusive complex; 3 – major shungite deposits of the Zazhoginsky ore field (1 – Karnavolok; 2 – Krasnaya Gorka; 3 – Podsosonye; 4 – Mironovskaya; 5 – Chasovenskaya; 6 – Maksovo; 7 – Zazhogino; 8 – Lebeshchina; 9 – Kaleyskaya); 4 – Tolvuya settlement

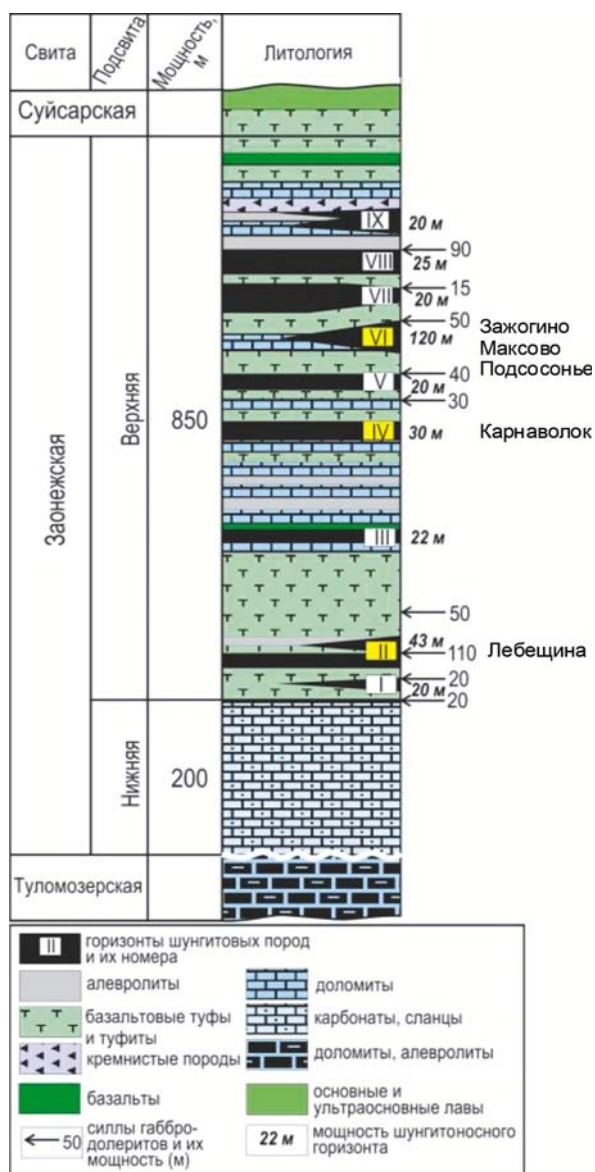


Рис. 5. Стратиграфическая колонка заонежской свиты людиковийского надгоризонта, положение шунгитоносных горизонтов и соответствующие им месторождения шунгитовых пород [Бискэ и др., 2006]

Fig. 5. Stratigraphic column of the Zaonezhskaya Formation of the Ludicovian suprahorizon, the position of shungite-bearing horizons and their corresponding shungite rock deposits [Biske et al., 2006]

шунгит II (35–75 %), шунгит III (20–35 %), шунгит IV (10–20 %) и шунгит V (менее 10 %). Уже в то время говорится о комплексном использовании шунгитовых пород и рассматриваются восемь направлений их практического применения (агрономические руды, для получения искусственного графита, строительный и облицовочный материал, для технологического топлива в металлургической промышленности,

пылевидное топливо, природный пробирный камень и абразивное сырье, природные краски) [Минерально-сырьевая..., 2006].

Интерес к шунгитовым породам возобновился в 1962 г. По предложению П. А. Борисова и К. О. Кратца было поручено проводить исследования в лаборатории технологии силикатов, позже переименованной в лабораторию шунгитов [Калинин, Ковалевский, 2011]. Впоследствии именно с Ю. К. Калининым (с 1964 по 1990 г. он был руководителем лаборатории шунгитов в ИГ КарНЦ РАН) связан вклад в научное изучение и производственное использование шунгитовых пород [Шунгиты..., 1975 и др.]. Нельзя не отметить постановление Совмина СССР от 04.01.1972 г., в котором указывалось на необходимость комплексного исследования углеродсодержащих нерудных полезных ископаемых Карелии.

На рис. 4 изображено расположение на современном поверхностном срезе крупных шунгитовых залежей Загогинского рудного поля [Kovalevsky et al., 2016].

Шунгитовое вещество определяется как уникальный природный углерод, некристаллический, неграфитируемый, фуллереноподобный, т. е. особая природная аллотропная модификация углерода – шунгит [Шунгиты..., 1984; Калинин, Ковалевский, 2011]. Уникальность шунгитового вещества проявляется на различных структурно-вещественных уровнях: надмолекулярном, молекулярном, электронном энергетическом, структурно-физическом и геолого-генетическом (парагенетическом).

Шунгитовые породы содержат шунгитовое вещество и широкий спектр микро- и наноминералов. Помимо шунгитового вещества к главным породообразующим минералам относятся кварц, слюда, альбит, пирит. Отмечается большое содержание второстепенных и акцессорных минералов, определенный спектр слоевых и кластерных примесей.

На протяжении десятилетий существенное внимание уделялось перспективам практического использования шунгитовых пород и решению экологических проблем. Результаты исследований представлены в многочисленных публикациях по данной тематике, которые обобщены в работах многих исследователей различных поколений [Борисов, 1956; Шунгиты..., 1975, 1984; Галдобина и др., 1986; Buseck et al., 1997; Филиппов, 2002; Melezhih et al., 2004; Шалимов и др., 2004; Бискэ и др., 2006; Калинин и др., 2008; Калинин, Ковалевский, 2011, 2013; Kovalevski, Shchiptsov, 2019; Кулешевич и др., 2019; Дейнес и др., 2020, 2021] и других работах.

Революционным шагом стало осмысленное понимание, что около 2,45 млрд лет назад свободный кислород начал накапливаться в атмосфере после завершения окисления в целом. Этот процесс в научной литературе назван Великим кислородным событием [Hazen, 2013; Lyons et al., 2014; Eguchi et al., 2019 и др.]. Важным в этом процессе стало то обстоятельство, что был зафиксирован резкий рост в карбонатных породах содержания изотопа ^{13}C в палеопротерозое. Данное явление зафиксировано под названием «событие Ломагунди» [Hodgskiss et al., 2023]. Событие Ломагунди-Ятулий объясняет фактор локализации шунгитовых пород. Оно стало самым продолжительным экскурсом изотопов углерода в истории Земли с возрастом примерно 2220–2060 млн лет.

Промышленные свойства шунгитовых пород контролируются метаморфизмом и наложенными процессами щелочного метасоматоза (в значительной степени K-Na). Проявленные метаморфические процессы протекали в условиях мусковит-хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевого метаморфизма при температуре 325–450 °С и давлении 2–5 кбар [Bushmin, Glebovitsky, 2016]. Щелочно-железо-магнезиальный метасоматизм способствовал образованию брекчированных текстур, биотитизации, хлоритизации, развитию альбит-карбонатных с апатитом и карбонат-кварцевых с сульфидами прожилков. В зонах изменения, например, отмечается повышение содержания Na, K, P, Ti, Mg, Fe и других рудогенных компонентов. Время формирования метасоматитов на месторождении Максово установлено с применением Re-Os-метода по сульфидам – 1558 ± 61 млн лет [Кулешевич и др., 2019].

Традиционно в литературе промышленные шунгитовые тела определяются как залежи. Вообще, залежью называется естественное локальное скопление нефти в одном или нескольких гидродинамически связанных пластах. В данном отношении можно рассматривать залежь как месторождение (Загогинская залежь – месторождение Загогино, Максовская залежь – месторождение Максово и др.) Эти залежи расположены на одной локальной площади, определяемой как Загогинское рудное поле, при этом на абиогенный углерод шунгитовых пород Онежской структуры указывали Л. П. Галдобина, Ю. К. Калинин, С. В. Купряков [Галдобина и др., 1986] и другие. J. Eguchi с коллегами [2019] и J. Craig с коллегами [2013] убедительно доказали, что абиогенный углерод не связан с биосферой.

При метаморфизме доля углерода увеличивается и падает доля водорода. Тектоника плит оказала влияние на перестройку гео-

химического цикла углерода, отражением которой явилось событие Ломагунди-Ятулий.

В настоящее время на практике установлена эффективность применения высокоуглеродистых шунгитовых пород во многих направлениях [Калинин и др., 2008; Калинин, Ковалевский, 2011, 2013; Kovalevski et al., 2016, 2020; Пономарев, 2019; Kovalevski, Shchiptsov, 2019; Дейнес и др., 2021 и др.].

Необычность шунгитовых пород состоит в структуре и свойствах шунгитового углерода и его взаимоотношениях с силикатными компонентами, проявлении активности в окислительно-восстановительных реакциях, что позволяет отнести данные образования к важнейшему минеральному потенциалу региона.

Эксплуатируемые месторождения Загогинского рудного поля

Загогинское месторождение шунгитовых пород (Загогинская залежь) (рис. 6) расположено на юго-востоке Карелии, в 4,5 км к юго-востоку от поселка Толвуя. Приурочено к VI горизонту шунгитовых пород. Шунгитовые породы охватывают кольцом куполовидную структуру, сложенную окремненными туфами и метасоматитами. Первые работы по добыче природного ресурса были проведены в 1990-х годах.

Максовское месторождение шунгитовых пород (Максовская залежь) располагается в 3 км на юго-восток от поселка Толвуя. Входит в состав VI горизонта шунгитовых пород. Подстилается карбонизированными туфами мощностью до 30 м, в северной части – карбонатно-биотитовыми метасоматитами и туфами. Перекрывается залежь некондиционными низкоуглеродистыми шунгитами, туфами, метадиабазами. Максимальная мощность вскрышных пород 100 м. Основные параметры двух разрабатываемых залежей приводятся в табл. 2.

Текстуры шунгитовых пород Загогино и Максово брекчиевая и массивная. На периферии встречаются слоистые шунгитовые породы. Интенсивность брекчирования возрастает к кровле.

Минералы шунгитовых пород – кварц (25–65 %), шунгитовое вещество (21–45 %), второстепенные – серицит, хлорит, пирит, карбонаты. Средняя плотность шунгитовых пород обратно пропорциональна содержанию свободного углерода и колеблется в пределах 2,21–2,57 г/см³, водопоглощение – от 0,1 до 3,6 %, пористость – от 0,9 до 10,8 %. Предел прочности брекчированных и массивных шунгитовых пород при одноосном сжатии в водопоглощенном состоянии колеблется от 58 до 257 МПа, слоистых шунгитовых пород – от 67 до 100 МПа.



Рис. 6. Зажогинский карьер
Fig. 6. Zazhogino Quarry

Таблица 2. Сравнительная характеристика параметров основных месторождений Зажогинского рудного поля
Table 2. Comparative description of the parameters of major deposits in the Zazhogino ore field

Морфология рудного тела Ore body shape	Размер / Size		Максимальная мощность, м Maximum thickness, m	Среднее содержание углерода, % Average free carbon content, %
	длина, м length, m	ширина, м width, m		
Максовская залежь / Maksovo deposit				
Листовидно-конусовидная Sheet-like-cone shaped	700	500	120	40
Зажогинская залежь / Zazhogino deposit				
Листовидно-конусовидная Sheet-like-cone shaped	400	300	60	27

Минерально-сырьевая база Тикшеозерско-Еletzозерского и Хизоваарского рудных районов (Лоухский район)

В понятие минерально-сырьевой базы включаются геологические территории, на которых выявлены дефицитные рудные комплексы с определенными промышленными запасами и ресурсами минерального сырья, отвечающие стандартам качества и включающие благоприятную транспортную и социальную

инфраструктуру. Особенности минерагении палеопротерозойских магматических щелочных пород Фенноскандинавского щита заключаются в том, что промышленные минералы – апатит, кальцит, нефелин, ильменит, титаномагнетит, оливин – определяют минерально-сырьевую базу. К такой минерально-сырьевой базе относятся и два рудных района – это Тикшеозерско-Еletzозерский и Хизоваарский опорные пункты (кластеры) [Щипцов, 2024].

Тикшеозерско-Ельтьозерский кластер минерального сырья

Данные о минеральном потенциале Тикшеозерско-Ельтьозерского ультраосновного щелочно-карбонатитового интрузивного комплекса, расположенного в Северной Карелии, получены в результате многолетних целевых геолого-петрологических, минералого-геохимических, геохронологических и минерагенических исследований среднепалеопротерозойского магматизма с многоступенчатой историей геологического изучения двух докембрийских массивов Фенноскандинавского щита [Богачев и др., 1975; Ключин, Сафронова, 1984; Сафронова, 1990 и др.]. Новые результаты получены путем датирования вышеуказанных комплексов по U-Pb-методу – метод SHRIMP-II для циркона из сиенитов и габброидов Ельтьозера, бадделеита и циркона из карбонатитов Тикшеозера [Corfu et al., 2011; Sharkov et al., 2015]. Разработаны схемы обогащения (дробления, измельчения) и гранулометрического контроля обогащаемых ильменит-магнетитовых руд, нефелиновых и щелочных сиенитов, апатитовых карбонатитов [Щипцов и др., 2023б].

Образование материнских магм Тикшеозерско-Ельтьозерского комплекса, как и других ультраосновного-щелочно-карбонатитовых комплексов, связано с двухстадийным плавлением головы мантийного плюма: 1) адиабатическое плавление его внутренних частей, приводящее к появлению щелочных ультраосновных магм (щелочных пикритов), фракционная кристаллизация которых дает щелочные магмы; 2) инконгруэнтное плавление верхней охлаждаемой кромки головы мантийного плюма под действием флюидов с высоким содержанием CO_2 , поступающих из зоны адиабатического плавления и приводящих к появлению карбонатитовых и нефелин-полевошпатовых магм. Этот комплекс является одним из древнейших подобных интрузивов с двухстадийным плавлением мантийного плюма [Sharkov et al., 2015, 2021; Шарков и др., 2019].

Ельтьозерский массив сложен сиенит-габбровыми породами около 100 км^2 с возрастом $2086 \pm 30 \text{ Ma}$ [Sharkov et al., 2015], а Тикшеозерский массив – преимущественно клинопироксенитами при существенной роли карбонатитов и фойдолитов на территории площадью 24 км^2 с возрастом $1999 \pm 5 \text{ Ma}$ [Corfu et al., 2011] (рис. 7, А, Б).

Главной особенностью первой фазы Ельтьозерского массива является широкое развитие

мафит-ультрамафитовых пород, содержащих значительные количества Fe-Ti-оксидов (магнетит, титаномагнетит, ильменит), достигающих уровня рудных концентраций. В целом комплекс имеет концентрически зональное строение, но западная его часть сорвана крупным разломом и первоначальные размеры и строение массива неизвестны.

Вторая фаза Ельтьозерского массива представлена преимущественно микроклиновыми сиенитами, которые составляют 70–75 % по объему. Они образуют таблитчатые кристаллы, часто с микродвойниковой решеткой и пертитовой структурой. Нефелин распределен неравномерно, на Центральном участке доля нефелина увеличивается локально до 26 %, и он часто замещается канкринитом. Процентное содержание темноокрашенных минералов также колеблется от нескольких процентов до 15–20 %. Среди них преобладают щелочные амфиболы серии эгирина и арфведсонита, часто замещающие эгирин.

Первая интрузивная фаза Тикшеозерского массива, составляющая до 70 % современной площади, представляет собой низко-Ti и высоко-Mg породы (кумуляты) с варьирующими соотношениями кумулятивных клинопироксена (диопсида) и оливина при низких концентрациях Fe-Ti-оксидов (титаномагнетит, магнетит, ильменит). Изотопные данные свидетельствуют о том, что карбонатитовые расплавы произошли из того же мантийного источника, что и ассоциирующие с ними силикатные магмы. Геохимические данные по ультрамафит-щелочным породам комплекса свидетельствуют о том, что они произошли из общей исходной магмы (щелочного пикрита), тогда как карбонатиты и карбонат-силикатные породы формировались за счет инконгруэнтного плавления верхнего охлажденного края головы мантийного плюма, обогащенного флюидами CO_2 .

Вторая фаза Тикшеозерского комплекса образована преимущественно кальцитовыми низко-Mg и -Fe карбонатитами, а также варьирующими по составу карбонат-силикатными породами, обогащенными Na_2O и Al_2O_3 .

Минерагеническая особенность данного комплекса подчеркивается второй фазой развития, с которой связано формирование крупных месторождений промышленных минералов в щелочных сиенитах и карбонатитах.

На рудном участке Суриваара Ельтьозерского массива выделены пять залежей – Северная, Западная, Центральная, Параллельная и Главная. По минеральному составу рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом. Из других

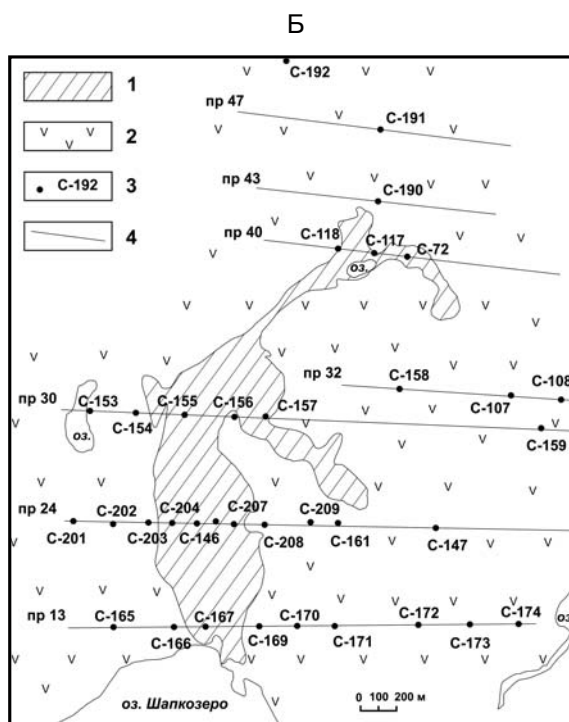
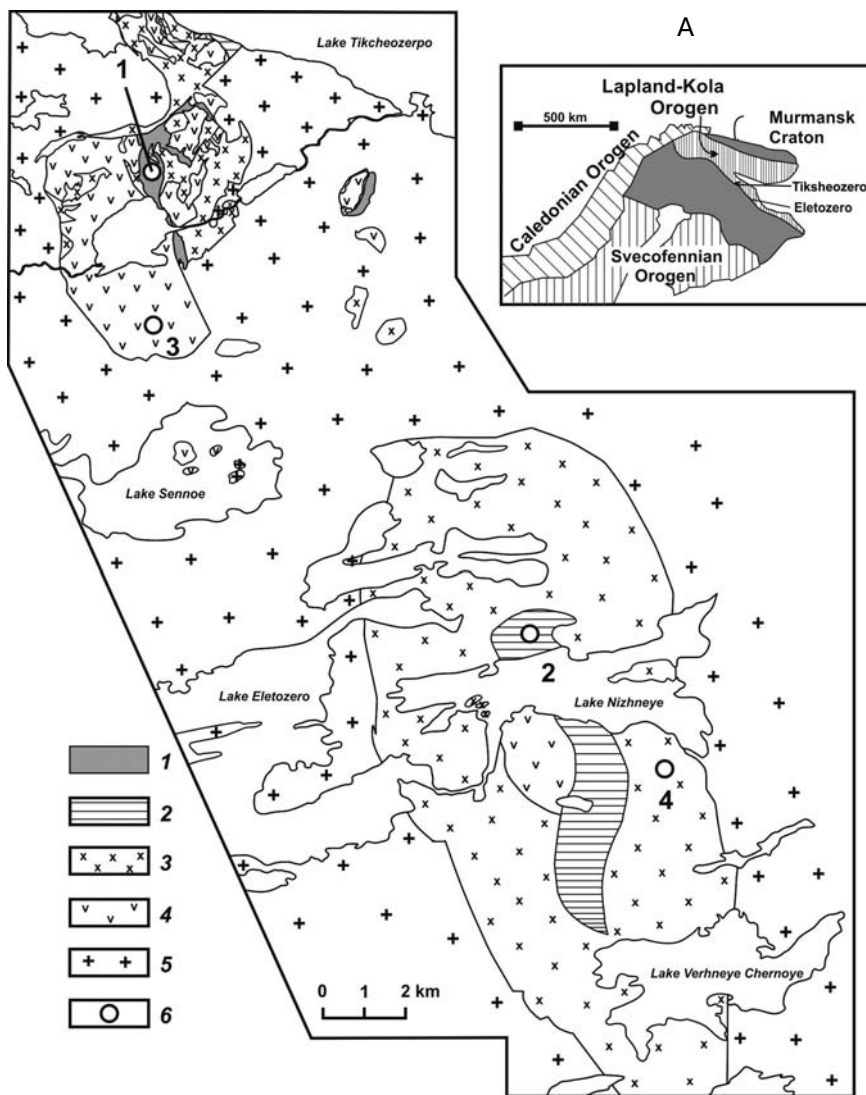


Рис. 7. А. Схема геологического строения Тикшеозерско-Елетьозерского ультрабазит-щелочно-карбонатитового комплекса. Сост. В. В. Щипцовым и Н. И. Щипцовой с использованием материалов [Богачев и др., 1963]: 1 – карбонатиты; 2 – нефелин и щелочные сиениты; 3 – породы основного состава; 4 – породы ультраосновного состава; 5 – гранитоиды; 6 – месторождения: 1 – Карбонатитовое; 2 – оз. Нижнее; 3 – Шапкозерское; 4 – Суриваара. Б. Участок «Карбонатитовый» и разрезы: 1 – карбонатиты; 2 – ультрабазиты и базиты; 3 – скважина; 4 – профиль. Скважины и их номера по профилям отмечены черными кружками. Сост. В. В. Щипцов

Fig. 7. A. Scheme of the geological structure of the Tiksheozero-Eletozersky ultramafic-alkaline-carbonatite complex. Compiled by V. V. Shchiptsov and N. I. Shchiptsova using the materials of [Bogachev et al., 1963]: 1 – carbonatites; 2 – nepheline and alkaline syenites; 3 – rocks of basic composition; 4 – rocks of ultramafic composition; 5 – granitoids; 6 – deposits: 1 – Karbonatitovoye; 2 – Lake Nizhneye; 3 – Shapkozerskoye; 4 – Surivaara. B. The 'Carbonatite' region and sections: 1 – carbonatites; 2 – ultrabasites and basites; 3 – borehole; 4 – profile. Boreholes and their numbers along the profiles are marked with black circles. Compiled by V. V. Shchiptsov

минералов главными являются полевой шпат, оливин, амфибол [Кулмала и др., 1994].

По содержанию диоксида титана руды подразделяются на три сорта: 1 сорт – выше 12 % TiO_2 , 2 сорт – 8–12 %, 3 сорт – 5–8 %.

Ильменит представлен тремя генерациями: таблитчатыми зернами неправильной формы, тонкими пластинами, эмульсионной вкрапленностью в зернах магнетита.

Основные геолого-технологические исследования сиенитов проводились на участке Северный (озеро Нижнее). Присутствие сиенитов на участке Южный, расположенном между Нятоваарой и Суриваарой, подтверждено бурением до глубины 100 м. Тела на участке Северный имеют длину от 750 до 1250 м и ширину от 225 до 500 м. Сиениты в основном контактируют с оливиновыми габбро [Пекки, Разоренова, 1977].

Первоначальный дефицит кислорода способствовал образованию недонасыщенного кислородом нефелина. Несмотря на нестабильный состав и структуру пород при обогащении методом многостадийной электромагнитной сепарации были выявлены минеральные включения микронного размера в высококачественных полевошпатовых концентратах, состоящих из микроклина на 50–60 %, альбита и нефелина на 40–45 %. По химическому составу нефелин-полевошпатовые концентраты сопоставимы с продукцией нефелиновых сиенитов крупнейшего в мире месторождения Stjernøy (Норвегия) [Пекки, Скамницкая, 1977; Кулмала и др., 1991].

Сиениты состоят главным образом из микроклина $Ab_{7.5-8.5}-Or_{91.5-92}$, на долю которого приходится около 70–75 % объема. Он образует таблитчатые кристаллы, часто с микродвойниковой решеткой и пертитовой структурой, обусловленной наличием тонких выделений альбита. Наряду с этим альбит состава $Ab_{99.6}An_{0.2}Or_{0.2}$ образует и более крупные самостоятельные зерна; в целом на долю альбита приходится 15–20 % объема. Нефелин в породах развит неравномерно – от практического отсутствия до 5–6 и более об. %, концентрируется локально. Содержание темноцветных минералов также варьирует от нескольких до 15–20 %. Среди них преобладают эгирин и щелочной амфибол ряда арфведсонита, который часто замещает эгирин; в подчиненном количестве встречены железистый Ti-биотитового ряда лепидомелан, магнетит и титанит. Сходный состав имеют и жилы щелочных пегматитов, развитых преимущественно среди габброидов и содержащих их ксенолитов.

Карбонатиты участка Карбонатитовый расположены в Лоухском районе на южном берегу оз. Тикшеозеро и охватывают площадь около 2 кв. км. Длина основного рудного тела по простиранию 5,4 км, ширина в раздувах до 600 м. Форма карбонатитового тела неправильная, в горизонтальном близповерхностном сечении серповидная с извилистыми контурами (рис. 7, А).

Для карбонатитов показательным критерием являются отрицательные локальные гравиметрические аномалии. Карбонатиты Тикшеозерского массива в существующей рисовке на геологической карте занимают практически секущее положение по отношению к внутренней структуре массива и имеют различную выраженность в рельефе.

На крупное карбонатитовое тело с апофизами указывают отрицательные локальные гравиметрические аномалии. Карбонатиты приурочены к впадинам и погребены под рыхлыми отложениями мощностью 5–15 м. Они резко контактируют с силикатными вмещающими породами. Вмещающие породы часто брекчированы и пропитаны карбонатами, развиты катафорит-карбонатные метасоматиты по пироксенитам.

В отличие от большинства ультрамафит-щелочно-карбонатитовых комплексов, имеющих штокообразное или концентрически-зональное строение, Тикшеозерский интрузив представляет лополит, интродуцированный крупным карбонатитовым телом. В целом ситуация напоминает взаимоотношения между феррогабброидами и сиенитами в сиенит-габбровых комплексах Елетьозерского массива.

С вмещающими силикатными породами карбонатиты имеют резкие контакты с выраженными экзоконтактовыми ореалами развития катофорито-карбонатных метасоматитов по пироксенитам, цеолитовых агрегатов с содалитом, альбитом, пренином и эгирином по щелочным породам, с альбитом и эгирином по гранитоидам. Нередко вмещающие породы брекчируются и цементируются карбонатным материалом.

Формирование апатита было двухстадийным – в основную интрузивную стадию и стадию метасоматоза (автометасоматоза). По окраске апатит светло-зеленоватый, розоватый с желтоватым оттенком. Показатели преломления апатита $n_o = 1,640$ и $n_e = 1,637$. Резко преобладают кальцитовые карбонатиты, подчиненное значение имеют доломит-(анкерит)-кальцитовые и существенно доломитовые карбонатиты. Они характерны для флангов карбонатитового тела и развиваются в виде

полос мощностью до 5 м среди кальцитовых карбонатитов или на контакте карбонатитовых тел с магнезиальными вмещающими породами [Клюнин, Сафронова, 1984]. Исследованные апатиты характеризуются небольшим содержанием радиоактивных элементов U и Th, а также малой радиогенной составляющей свинца [Щипцов и др., 1991].

Изотопные исследования кальцитов подтверждают эндогенный источник. Впервые такой вывод сделан Г. П. Сафроновой [Сафронова, Гаврилова, 1982]. Общие вариации изотопных значений не выходят за пределы вариаций, установленных для карбонатитов гипабиссальной глубины формирования [Самойлов, 1984].

Определено, что наиболее эффективным является метод обогащения путем обратной флотации кальцита [Технологические..., 1991]. В качестве собирателя флотации силикатов может быть использован реагент из группы аминацетатов.

Шапкоозерский блок площадью 15 кв. км состоит из оливинитов, оливиновых пироксенитов и оливиновых габбро. На востоке он отделен от Центрального блока меридиональной системой разломов. Вертикальная мощность меняется от 20–100 м в южной части до 200–250 м в центре и на севере блока (рис. 7, А).

Редкометалльная и РЗЭ минерализация выявлена в жилах щелочных пегматитов среди ильменит-магнетитовых руд Елетьозера, содержание редких металлов достигает (в %): Nb – 0,5, Ta – 0,015, Y – 0,5, La – 0,1, Ce – 0,3, Hf – 0,03, Zr – 1, Be – 0,3. В титаномагнетитовых рудах отмечается устойчиво повышенное содержание ниобия (~ 100 г/т), а во вмещающих их клинопироксенитах – скандия (30–40 г/т) [Щипцов, Иващенко, 2018]. Редкометалльная и редкоземельная минерализации Тикшеозерско-Елетьозерского комплекса коррелируются с завершающей фазой становления интрузива – щелочные и нефелиновые сиениты и связанные с ними дайки бостонитов, сиенит-порфиоров, жилы щелочных пегматитов, лампрофиоров и брекчии взрыва [Богачев и др., 1963].

Главными минералами всех разновидностей елетьозерских пегматитов являются щелочные полевые шпаты (в основном микроклин-пертит и альбит).

Комплексные исследования участков с развитием в них промышленно ценного минерального сырья, такого как ильменит, титаномагнетит, сиениты, апатиты, оливиниты, показали промышленную значимость этих объектов. Совершенствование технологических методов позволяет оценить доступность недр с позиций

современного взгляда на геологию, технологию, экономику и экологию, и как следствие – на формирование новых минерально-сырьевых потоков.

Тикшеозерский и Елетьозерский массивы могут стать основой для формирования масштабного экономически прибыльного горно-промышленного комплекса.

Хизоваарский кластер минерального сырья

Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса является, по мнению специалистов, важным репером геологических процессов. Здесь особое минерагеническое значение имеют породы, по коэффициенту глиноземистости относимые к разновидностям умеренно глиноземистых и высокоглиноземистых пород. Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм неоархейских пород сопровождался формированием метаморфогенных рудообразующих систем [Shchiptsov, Nikiforov, 2016]. Выделены два сланцевых «горизонта». Продуктивные метасоматиты, развитые по породам как кислого, так и основного состава, представлены кианитовыми и мусковитовыми кварцитами. С ними связано образование определенных промышленных минералов (кианит, мусковит, кварц, гранат, графит, ставролит, пирит), что показано на карте-схеме (рис. 8). Установлена полигенность и полихронность докембрийских толщ и выделены метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический и метасоматический природные типы руд [Щипцов и др., 2020а]. В течение длительного периода закономерно менялся режим ведущих эндогенных процессов, включая метасоматические преобразования.

Экспериментальные данные по изучению устойчивости алюмосиликатов в условиях меняющейся кислотности-щелочности и при различных температурах и давлениях объясняют появление неоднотипных парагенезисов минералов.

Обосновывается важность изучения промышленных минералов в районах распространения докембрийских высокоглиноземистых образований, а Хизоваарский объект представляет собой эталонный полигон для исследований. В метаморфических породах данной структуры развиты кислые и основные метасоматиты. Они образованы при средних температурах (450–600 °С) и высоких давлениях (5–8 кбар) и определены В. А. Глебовицким и С. А. Бушминым [1983] как хизовариты – глубинные аналоги скелей.

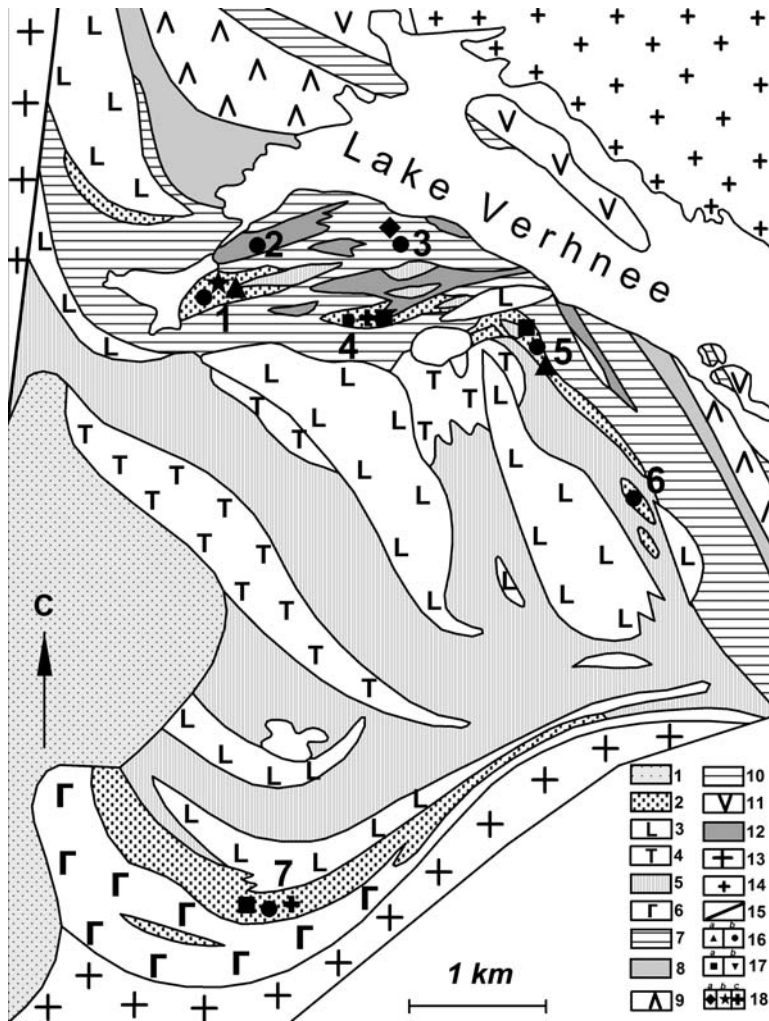


Рис. 8. Схема Хизоваарского рудного поля с главными месторождениями [Щипцов и др., 2023а]:

1 – четвертичные отложения; 2 – метасоматиты стадии кислотного выщелачивания; 3 – базальтовые лавы подушечного типа, силлы ультрабазитов; 4 – фельзитовые туфы, лавобрекчии; 5 – метадациты и метариолиты; 6 – силлы габбро; 7 – осадочно-вулканогенные и терригенные метасадки; 8 – метаандезиты, гипербазитовые бониниты и базальты; 9 – железистые metabasalts; 10 – бонинитовые серии метавулканитов; 11 – магниезальные базальты с телами перидотитовых кумулатов. Интрузивные и субвулканические породы: 12 – тела субвулканитов от мафитов до фельзитов; 13 – диориты и гранодиориты; 14 – микроклиновые граниты; 15 – тектонические дислокации; промышленные минералы: 16 – а) кварц, б) кианит; 17 – а) мусковит, б) гранат; 18 – а) графит, б) пирит, с) ставролит. Цифрами на рисунке обозначены рудопроявления: 1 – Южная линза (кианит, кварц, пирит), 2 – Северная линза (кианит), 3 – Восточная линза (кианит, графит), 4 – Фуksитовый (кианит, ставролит, мусковит), 5 – Межозерный (мусковит, кварц, кианит), 6 – Восточный (кианит), 7 – Высота-181 (гранат, кианит, ставролит)

Fig. 8. Scheme of the Khizovaara ore field with the major deposits [Shchiptsov et al., 2023a]:

1 – Quaternary sediments; 2 – acid leaching stage metasomatites; 3 – pillow-type basaltic lavas; sills of ultrabasites; 4 – felsite tuffs, lavobreccia; 5 – metadacites and metariolites; 6 – gabbro sills; 7 – sedimentary volcanogenic and terrigenous metasediments; 8 – metaandesites, hyperbasite boninites and basalts; 9 – ferruginous metabasalts; 10 – boninite series of metavolcanites; 11 – magnesian basalts with bodies of peridotite cumulates. Intrusive and subvolcanic rocks: 12 – bodies of subvolcanites from mafic to felsic; 13 – diorites and granodiorites; 14 – microcline granites; 15 – tectonic dislocations; industrial minerals: 16 – a) quartz, b) kyanite; 17 – a) muscovite, b) garnet; 18 – a) graphite; b) pyrite; c) staurolite. Numbers in Fig. indicate ore occurrences: 1 – Yuzhnaya Lens (kyanite, quartz, pyrite), 2 – Severnaya Lens (kyanite), 3 – Vostochnaya Lens (kyanite, graphite), 4 – Fuksitovy (kyanite, staurolite, muscovite), 5 – Mezhozerny (muscovite, quartz, kyanite), 6 – Vostochny (kyanite), 7 – Vysota-181 (garnet, kyanite, staurolite)

К хизоваритам относятся глубинные метасоматиты роговообманково-гранат-ставролит-кианит-кварцевого и роговообманково-ставролит-гранатового составов и кислотные метасоматиты, содержащие избыточный кремнезем с обогащенным алюминием. Среди пород Хизоваарского рудного поля локализованы природные руды (промышленные минералы) трех типов – метаморфогенного, метаморфогенно-метасоматического и метасоматического, каждый из которых имеет свои морфогенетические особенности [Щипцов и др., 2020а].

Они различаются по минеральному, гранулярному составу и характеру сростаний.

В тыловых зонах кислотного выщелачивания происходило формирование пирита, содержание которого в пирит-кианит-кварцевых и пирит-кварцевых комплексах достигает 15%. Данный процесс описан для метасоматитов и связанных с ними кианитовых руд северного крыла [Щипцов и др., 2020а]. В метаморфических и метасоматических комплексах также образуются в небольшом количестве ильменит, рутил, титаномагнетит.

Кислотные метасоматиты Хизоваарской структуры, как указано выше, формировались по всей площади в условиях кварц-кианитовой и кварц-мусковитовой фаций метасоматоза средних температур и повышенных давлений с высокой активностью летучих, что приводит к устойчивости других минералов. Метасоматиты являются следствием подвижности компонентов и изменения минеральной системы, где большую роль играли процессы природного обогащения. Промышленные минералы самоочищаются при проявленных метасоматических процессах. Надо отметить, что требования к суперчистоте концентратов промышленных минералов повышаются в связи с развитием высоких технологий.

Хизоваарская структура Северо-Карельской зеленокаменной области стала одним из полигонов для обобщения материалов по морфогенетическим типам и технологии обогащения кианитовых руд Карельского региона в рамках интеграционного проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России: освоение новых источников высокоглиноземистого сырья (минералы группы силлиманита и пиррофиллита, каолины, золы и др.)», руководитель проекта академик РАН В. А. Коротеев [Проблемы..., 2010; Небокситовое..., 2011; Кианитовые..., 2012; Морфогенетические..., 2013]. Важным свойством кианита является его переход при обжиге в муллит. В табл. 3 приводятся основные сжатые данные.

Кианит как промышленный минерал – перспективное сырье для производства огнеупоров, противопожарных покрытий и керамических материалов. При сравнительных испытаниях в ВИАМ (Москва) установлено, что керамические формы из карельского кианита для литья турбинных лопаток самолетных и ракетных двигателей после обжига при температуре 1060° обладают достаточной прочностью, превосходя в три раза прочность подобных материалов, где использовался украинский кианит-силлиманит [Демонис и др., 1990]. В настоящее время российские потребители применяют дорогостоящие огнеупоры отечественного производства с использованием электрокорунда, карбида кремния и циркона. В то же время карельский кианит может обеспечить потребности огнеупорной промышленности страны. В настоящее время широкое применение находят оксинитридные соединения на основе системы «металл – кремний – алюминий – кислород – азот» (сиалоны).

Коренные месторождения кианитовых руд в России до сих пор не разрабатывались.

Кианит – это материал XXI века, и потенциальная сырьевая база кианита России связывается в определенной степени с Карельским регионом.

Маложелезистые мусковиты месторождения Восточная Хизоваара (Межозерное) – новый тип высокочистых промышленных минералов. Руды этого объекта, благодаря низкому содержанию примеси железа и высоким технологическим свойствам мусковита, являются уникальным видом сырья. В отличие от чупинского мелкозернистого мусковита маложелезистый мусковит имеет превосходные характеристики по железу – менее 1 %, мышьяку – не более 3 мг/кг, свинцу – не более 20 мг/кг, более 90 % свободных от минеральных примесей чешуек фракции 0,04–0,1 мм. Потребители молотой (порошковой) слюды-мусковит – страны с развитой экономикой.

Гранатовые руды месторождения Высота-181 представляют крупный потенциальный источник данного минерального сырья в России. Промышленное производство – ввод в эксплуатацию модульной обогатительной фабрики с наращиванием мощности до 50 тыс. т/год по руде. Отработка месторождения предлагается открытым способом. Для обогащения приемлема магнито-гравитационная схема.

Флюорит

Согласно Распоряжению Правительства Российской Федерации от 30.08.2022 г. № 2473-р, флюорит (плавиковый шпат) входит в перечень основных видов стратегического минерального сырья. Распоряжением Правительства Российской Федерации № 939-р от 16.04.2024 г. он внесен в перечень дефицитных видов твердых полезных ископаемых.

Основные направления использования флюорита – в производстве HF, металлургии и керамике [Harben, 1995]. Главными странами, добывающими флюорит, являются Китай, Мексика, Монголия, ЮАР и Вьетнам. Наиболее интересными и многообещающими представляются проекты на флюорит, осуществляемые на европейском континенте британской компанией Tertiary Minerals Plc в Швеции (месторождение Сторуман) и Норвегии (месторождение Ласседален). Эти объекты находятся на территории Фенноскандинавского щита.

Перспективной территорией является и Приладожье (Ладожская протерозойская структура). В определенной степени перспективы связываются с Салминским батолитом габбро-анортозит-рапакивигранитной

Таблица 3. Основная характеристика кианитовых руд Хизоваарского месторождения (Южная линза) (рис. 9 и 10) [Щипцов и др., 1988; Минерально-сырьевая..., 2006]

Table 3. Main characteristics of kyanite ores from the Khizovaara deposit (Yuzhnaya Lens) (fig. 9 and 10) [Shchiptsov et al., 1988; Mikhailov, Aminov, 2006]

1	Название месторождения Name of deposit	Хизоваарское месторождение кианитовых руд (Лоухский район, Северная Карелия) Khizovaara kyanite ore deposit, Louhi District, North Karelia
2	Местоположение месторождения Location of deposit	Южная линза – в 12 км юго-восточнее ж/д станции Еловая, связано грунтовой дорогой Yuzhnaya Lens, 12 km south-east of Yelovaya Railway Station, connected by an earth road
3	Количество запасов промышленных категорий Amount of reserves, industrial categories	B+C, 2881 тыс. т (руда) B+C, 2881 thousand tons (ore)
4	Дата и место защиты ТЭО кондиций и запасов промышленных категорий Date and venue of reporting the results of a feasibility study on conditions and reserves of industrial categories	Протокол ВКЗ № 8578 от 14 декабря 1953 г. (Москва) VKZ Protocol # 8578 of 14 December, 1953, Moscow
5	Геологический тип месторождения Geological type of deposit	Метаморфогенно-метасоматический Metamorphogenetic-metasomatic
6	Рудные тела условия залегания форма размеры Ore bodies Mode of occurrence Shape Size	На участке Южная линза 6 залежей, глубина более 150 м. Мощность наносов от 1 до 6 м Линзообразные От 40 до 100 м, средняя 55 м, протяженность 950 м At the Yuzhnaya Lens site 6 bodies, depth is over 150 m. Detritus is 1-6 m thick Lenticular 40 to 100 m, average 55 m, length 950 m
7	Минеральный состав Mineral composition	Два типа руд: первый тип – кварц 70–85 %, кианит 10–25 % (главные); мусковит, плагиоклаз, биотит, графит, тальк (второстепенные); пирит 0–10 %, пирротин, магнетит (рудные); рутил, апатит, сфен, гранат (акцессорные); второй тип – кварц 50–60 %, кианит 10–40 % (главные); мусковит, графит (второстепенные); пирит 0–10 %, пирротин, арсенопирит (рудные); рутил (акцессорные) 2 types of ores: in type I quartz makes up 70–85 % and kyanite 10–25 % (major); muscovite, plagioclase, biotite, graphite, talc (minor); pyrite 0–10 %, pyrrhotite, magnetite (ore); rutile, apatite, sphene, garnet (accessory); in type II quartz makes up 50–60 % and kyanite 10–40 % (major); muscovite, graphite (minor); pyrite 0–10 %, pyrrhotite, arsenopyrite (ore); rutile (accessory)
8	Геолого-минералогические сорта руд Geologo-mineralogical ore grades	Светло-серые с игольчатым кианитом (91 % всего объема) и серые до стального-серых с лучистым (сноповидным радиально-лучистым) кианитом Light-grey with acicular kyanite (91 % of total volume) and grey to steel-coloured-grey with radiated (sheaf-like radiated) kyanite
9	Технологические сорта руд Technological ore grades	Светло-серые игольчатые кварц-кианитовые и серые лучистые кварц-кианитовые Light-grey acicular quartz-kyanite and grey radiated quartz-kyanitic
10	Способы отработки Quarrying method	Руда по крепости (шкала буримости) – VIII категория. Отработка целесообразна многоступенным карьером с оставлением целика на опасных участках Ore strength (drillability scale) – category VIII. Multi-bench quarrying with a pillar left in unreliable places is recommended. Relatively complex hydrogeological conditions
11	Способ обогащения Dressing method	Флотация Flotation
12	Коэффициент извлечения кианита по принятой для месторождения схеме обогащения Kyanite extraction coefficient consistent with the dressing scheme accepted for the deposit	Извлечение кианита в концентрат – 65–70 % Extraction of kyanite to concentrate – 65–70 %
13	Виды готовой продукции основной концентрат попутные концентраты Types of finished products Basic concentrate Associated concentrates	Кианитовый Кварцевый и пиритовый Kyinitic Quartz and pyritic

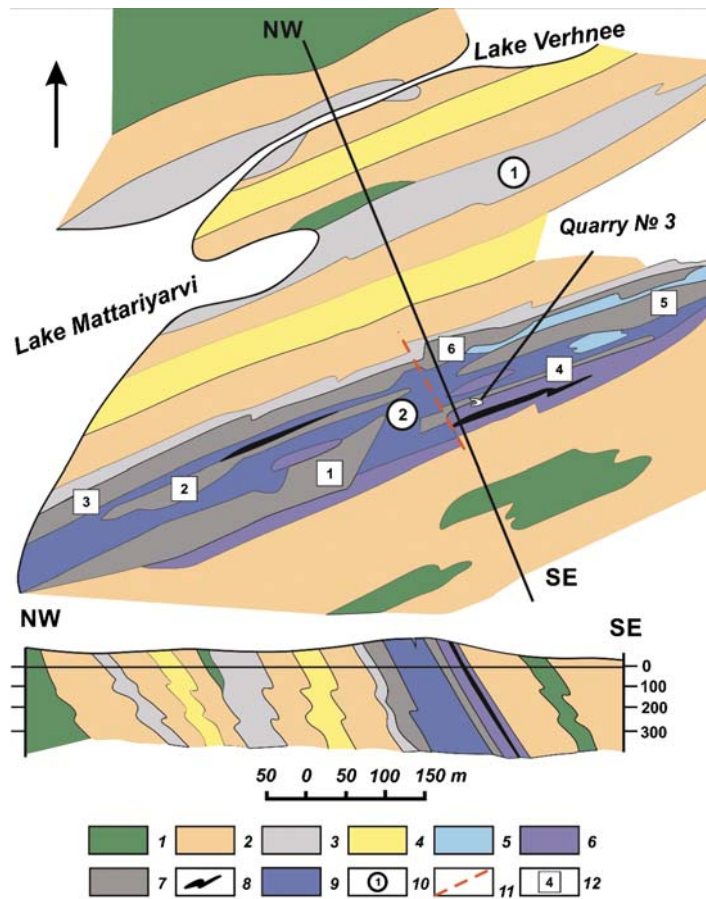


Рис. 9. Геологическая схема месторождения кyanитовых руд Южная линза Хизоваарского рудного поля. Сост. В. В. Щипцов:

1 – амфиболиты; 2 – амфибол-биотитовые сланцы; 3 – кyanит-биотитовые гнейсы (высокоглиноземистый горизонт I); 4 – слюдяные сланцы; 5 – кyanит-полевошпатовые кварциты; 6 – амфибол-кyanит-стауролитовые метасоматические породы; 7 – кyanитовые кварциты (высокоглиноземистый горизонт II); 8 – графит-кyanитовые кварциты; 9 – мусковитизированные кyanитовые кварциты; 10 – жила Северная (1); жила Южная (2); 11 – разломы; 12 – количество рудных тел

Fig. 9. Geological scheme of the Yuzhnaya Lens kyanite ore deposit of the Khizovaara ore field. Compiled by V. V. Shchiptsov:

1 – amphibolites; 2 – amphibole-biotite schists; 3 – kyanite-biotite gneisses (high-alumina horizon I); 4 – mica schists; 5 – kyanite-feldspar quartzites; 6 – amphibole-kyanite-staurolite metasomatic rocks; 7 – kyanite quartzites (high-alumina horizon II); 8 – graphite-kyanite quartzites; 9 – muscovitised kyanite quartzites; 10 – Severnaya Lens (1); Yuzhnaya Lens (2); 11 – faulting; 12 – number of ore body



Рис. 10. Опытный карьер на месторождении Южная линза, залежь № 4 (фото В. В.Щипцова)

Fig. 10. Pilot quarry at the Yuzhnaya Lens deposit, deposit No. 4 (photo by V. V. Shchiptsov)

формации (возраст 1650–1550 млн лет) [Ларин, 2011]. Основные запасы и прогнозные ресурсы флюорита связаны с оловорудными проявлениями – Уксинское, Хопунваара, Хопунлампи, Люпикко и Юго-Западное Люпикко в Кительско-Питкярантском рудном районе [Металлогения..., 1999; Ладожская..., 2020]. Комплексное оруденение приурочено к карбонатным породам питкярантской свиты, обрамляющей гнейсо-гранитные купола, и локализуется в скарнах, апоскарновых метасоматитах и грейзенах.

В обрамлении Люпиковской структуры грейзены локализуются как в нижнем, так и в верхнем горизонтах карбонатных пород, а в пределах Уксинского проявления они вскрыты

только в нижнем горизонте, где распространены слюдисто-флюоритовые, кварц-слюдисто-флюоритовые, кварц-топаз-флюорит-слюдистые грейзены. Оруденение установлено также в грейзенизированных и альбитизированных по тектоническим зонам гранитах рапакиви и гнейсо-гранитах [Хазов, 1982]. Флюорит окрашен зонально – от полного отсутствия окраски до сине-фиолетового цвета.

Апоскарновые метасоматиты и грейзены несут основной объем флюоритовой минерализации и имеют значительно больший размах по мощности, простирацию и падению. Общая характеристика трех флюоритовых проявлений Северного Приладожья приводится в табл. 4 по Р. А. Хазову [Металлогения..., 1999].

Таблица 4. Характеристика флюоритовых проявлений Северного Приладожья [Металлогения..., 1999]
Table 4. Characteristics of fluorite occurrences in the Northern Priladozhye [Rybakov, Golubev, 1999]

Проявления Occurrences	Геологическая характеристика Geological characteristics	Количество рудных тел, мощность, м Number of ore bodies, thickness, m	Содержание флюорита, % Fluorite content, %	Запасы, C ₂ тыс. т Reserves, C ₂ thousand tons	Ресурсы, P ₁ +P ₂ тыс. т. Resources, P ₁ +P ₂ thousand tons
Уксинское	Грейзены: в нижнем карбонатном горизонте – кварц-слюдисто-флюоритовые, кварц-топаз-флюорит-слюдистые, слюдисто-флюоритовые; в верхнем – шпинельсодержащие слюдисто-флюоритовые, везувиан-флюорит-слюдистые	13 0,26–13,0	2,65–16,69 ср. 5,5	206,0	312,3
Uksinsky	Greisens: in the lower carbonate horizon – quartz-mica-fluorite, quartz-topaz-fluorite-micaceous, mica-fluorite; in the upper – spinel-containing mica-fluorite, vesuvianite-fluorite-micaceous	4 1,44–4,47		273,1	146,2
Хопунваара	Апоскарновые грейзены в нижнем и верхнем карбонатных горизонтах вдоль контакта с гранитами рапакиви. Флюорит – кристаллы (до 1 см), их агрегаты, гнезда, прожилки, полосы в полевошпатовых, флюорит-везувиановых и флюорит-слюдисто-магнетитовых метасоматитах	17 0,6–7,0	1,0–70,0 ср. 19,3	363,9	251,9
Хопунваара	Aposkarn greisens in the lower and upper carbonate horizons along the contact with rapakivi granites. Fluorite – crystals (up to 1 cm), their aggregates, nests, veinlets, and bands in feldspar, fluorite-vesuvianite, and fluorite-mica-magnetite metasomatites				
Юго-Западное Люпикко	Апоскарновые грейзены (кварц-слюдисто-флюоритовые) и пропилиты в нижнем и верхнем карбонатных горизонтах	7 0,5–10,2	1,0–30,0 ср. 16,7	250,5	244,1
Southwest Lupikko	Aposkarn greisens (quartz-mica-fluorite) and propylites in the lower and upper carbonate horizons				

Традиционно для обогащения флюоритовых руд применяют ручную и автоматическую сортировку, обогащение в тяжелых средах, отсадку, флотацию и окомкование концентратов. Основным методом обогащения является флотация. На действующих фабриках используют как флотационные, так и комбинированные схемы обогащения. Концентраты содержат 96–97 % флюорита при его извлечении из руды 81–82 % [Справочник..., 1984].

Выявленный жильно-штокверковый тип флюоритового оруденения в литий-фтористых гранитах и зоне их обрамления (Юго-Западное Люпикко) представляется исключительно перспективным для Питкярантского рудного района. Для этого типа оруденения требуются более простые по сравнению с апоскарновыми грейзенами технологические схемы для получения высококачественного флюоритового концентрата. Флюорит выделяется в голове процесса из фракции с двумя перечистками без реагентов и двумя перечистками с жидким стеклом. Лабораторным способом получен кондиционный флюоритовый концентрат, выход которого из бериллиевой разновидности составил 3,9 %, содержание флюорита в концентрате 92,5 %, при извлечении 80,1 %.

По результатам технологических исследований комплексных флюоритсодержащих оловянных руд Питкярантского рудного района, проведенных в ИГ КарНЦ РАН, была установлена возможность получения из них по магнитно-флотационной схеме обогащения флюоритового концентрата марки Ф-92, содержащего до 92 % флюорита при извлечении 58–63 %. Концентрат такой марки может быть использован в черной металлургии, в производстве эмалей и специальных сортов стекла [Ладожская..., 2020].

Сравнение с флюоритовыми концентратами действующих предприятий показывает, что карельский флюорит по качеству им не уступает, но отличается в лучшую сторону по крупности. При доизучении и переоценке запасов и ресурсов, естественно, их потенциал возрастет в несколько раз. Таким образом, следует заключить, что в Северном Приладожье существует определенный потенциал флюоритовых руд страны.

Полевой шпат

Наиболее распространенными по использованию в качестве технологического компонента при производстве строительной и технической керамики являются промышленные минералы группы полевых шпатов. По химическому составу полевые шпаты представляют собой

алюмосиликаты К, Na, Ca, реже Ba. Натриево-кальциевые полевые шпаты (плаггиоклазы) дают непрерывный изоморфный ряд от альбита до анортита. Важное коммерческое значение придается калиевому полевому шпату (микроклину). Микроклин или ортоклаз содержат 10 % и более K_2O , натриевый полевой шпат – 7 % или более Na_2O . В керамической промышленности для производства тонкой керамики (хозяйственный, художественный и электротехнический фарфор, фаянс) и строительной керамики (санитарно-керамические изделия, облицовочные и отделочные плитки, низкотемпературный фарфор и т. д.) полевошпатовые и кварц-полевошпатовые материалы используют в качестве плавня (флюса), при этом необходимо выполнять требования по соблюдению качественных характеристик. В электрокерамическом производстве для изготовления высоковольтных фарфоровых изоляторов и других электрокерамических изделий применяют сырьевые материалы со строго лимитируемыми массовыми долями K_2O и Na_2O , что обусловлено различным поведением компонентов в электрическом поле [Brioche, 2025].

На территории европейской части востока и севера России сосредоточено более четырех пятых всех разведанных запасов высококачественного керамического сырья, связанного с гранитными пегматитами. Важнейшими объектами Беломорского подвижного пояса являются арктические районы Северной Карелии – Хетоламбинская площадь (рис. 11) с добавлением крупных участков, Блинковые Варакки и Климовский, а также Торлов Ручей и Слюдяной Бор в Беломорском районе.

В 1980-х годах ГОК «Карелслюда» имел 10 рудников слюдяного и керамического производства, расположенных в поселках Чкаловский, Плотина, Малиновая Варакка, Хетоламбина, Карельский и Тэдино. Население поселков составляло более 11 тысяч человек, и около трех тысяч из них работали в горнодобывающей промышленности. В настоящее время горная добыча приостановлена, можем лицезреть только руины Чупинской ПОФ. Вопрос об экономической целесообразности закрытия одного из действующих опорных горнодобывающих центров арктической зоны Республики Карелия остается в силе.

Полевошпатовое пегматитовое сырье Карелии в указанных областях было апробировано на практике при разработке традиционных керамических пегматитов северной Карелии (Хетоламбина, Чкаловское, Блинковые Варакки и др.) (рис. 11) [Гродницкий, Полин, 1975; Гродницкий, 1982; Минерально-сырьевая..., 2006].

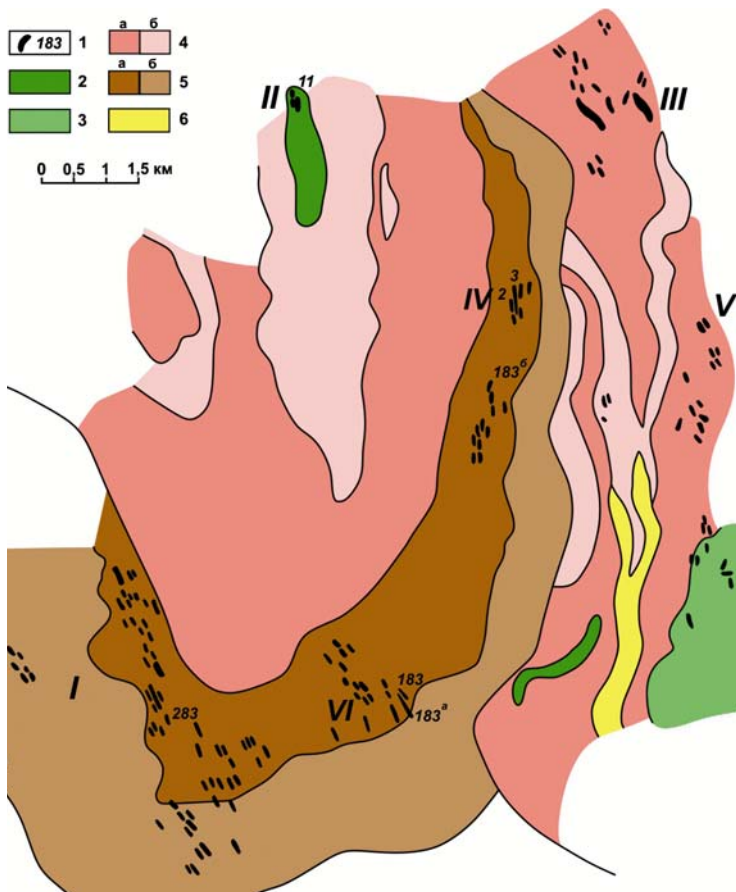


Рис. 11. Геологическая схематическая карта района Хетоламбинского месторождения пегматитов (по Е. К. Чуйкиной, Северная геологическая экспедиция):

1 – пегматитовые жилы и их количество; 2 – амфиболиты; 3 – амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсовидные диориты; 4 – микроклинсодержащие биотитовые гнейсы керетской свиты: а) гнейсовид мелкозернистый; б) сланцеват среднезернистый; 5 – биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы хетоламбинской свиты: а) гнейс тонкозернистый; б) сланец среднезернистый; 6 – биотитовые гнейсы светлосерые хетоламбинской свиты; 7 – границы горных комплексов. Районы: I – Хетоламбина; II – озеро Белое; III – озеро Воробьево; IV – озеро Уракка; V – Кивгуба; VI – Узкая Хетоламбина

Fig. 11. Geological schematic map of the Khetolambina pegmatite deposit area (by E. K. Chuikina, Northern geological expedition):

1 – pegmatite veins and their numbers; 2 – amphibolites; 3 – amphibole, amphibole-biotite and biotite gneissose diorites; 4 – microcline-bearing biotite gneiss of the Keret suite: a) fine-grained gneissoid; б) medium-grained schistose; 5 – biotite gneisses and amphibole-biotite gneisses of the Khetolambina suite: a) fine-grained gneissoid; б) medium-grained schistose; 6 – light-grey biotite gneisses of the Khetolambina suite; 7 – boundaries of rock complexes. Areas: I – Khetolambina; II – Lake Belaye; III – Lake Vorobyovo; IV – Lake Urakka; V – Kivguba; VI – Uzkaya Khetolambina

Вторая минерально-сырьевая база гранитных пегматитов находится в Приладожье (Люпикко, Якима, Улялегский пегматитовый куст – Кюрьяла, Брусничное и Большое).

На лабораторном и опытно-промышленном уровне исследовались нетрадиционные виды полевошпатовой продукции на основе обогащения кислых вулканогенных пород, например, геллефлинты, являющейся вскрышными породами на Костомукшском месторождении магнетитовых кварцитов [Вскрышные..., 1983], кварцевые порфиры месторождения Роза-Лампи [Белов и др., 1973], а также граниты рапакиви в пределах Салминского массива, в частности, проявление Юка-Коски [Пекки, Кулмала, 1965]. К нетрадиционным относятся нефелинсодержащие сиениты Ельтеозерского массива, подобные норвежским нефелиновым сиенитам эксплуатируемого месторождения Стьерноу [Пекки, Скамницкая, 1977], лейкократовые граниты (оз. Долгое, Лоухский район) [Бубнова и др., 2020]. Полевые шпаты из сиенитов массивов Райвомяки и Кайвомяки с формационно-возрастной принадлежностью к свекофеннскому постколлизийному шошонитовому магматизму [Eklund

et al., 1998 и др.] содержат барий, стронций и фосфор. Концентраты могут быть использованы для производства керамики специального назначения, например, тонколистовой конденсаторной, огнеупорной, электроизоляторов, термо- и химстойкого стекла. Анортозит – новый вид полевошпатового сырья в России (проявление Нижнее Котозеро) [Щипцов и др., 2004]. Лабораторные исследования анортозита показали возможность его использования после переработки для производства малощелочного термостойкого стекла, абразивов, наполнителей пластмасс и резин и др. Средний химический состав карельских полевых шпатов приводится в табл. 5 [Бубнова и др., 2020].

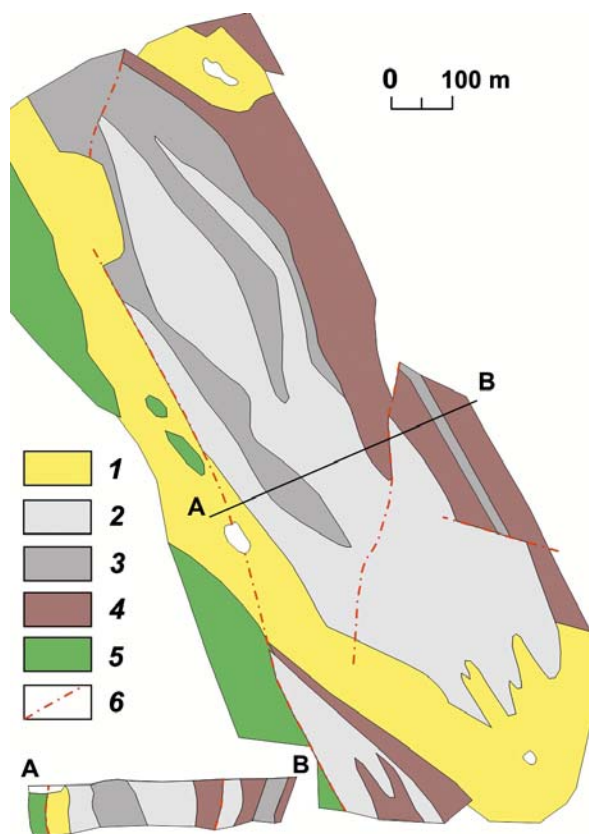
Месторождение кварцевых порфиров Роза-Лампи

В сумийско-сариолийском надгоризонте палеопротерозоя, залегающем в кислых вулканических породах структуры Лехта, выявлено и разведано месторождение кварцевых порфиров Роза-Лампи (рис. 12). Простирающееся на северо-запад штокообразное тело

Таблица 5. Средний химический состав карельских полевых шпатов (содержание, мас. %) [Бубнова и др., 2020]

Table 5. Average chemical composition of feldspars in Karelia (content, wt. %) [Bubnova et al., 2020]

Расположение Localities	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Потери при прокаливании Loss on ignition	Ba	Sr	Модуль K ₂ O/Na ₂ O modulus
Гранитные пегматиты Granitic pegmatites	73,94	0,01	15,21	0,51	0,12	0,13	0,21	3,53	5,92	0,19	0,04			1,68
Анортозиты Anorthosite	50,36	0,21	27,09	3,26	0,034	2,08	11,79	4,12	0,40	0,27	0,62	0,01	0,03	0,09
Апограниты Apogranite	73,32	0,03	14,92	0,38	0,005	0,41	0,43	3,53	6,56	0,20	0,02			1,86
Сиеениты Syenites	Щелочные Alkaline	57,72	0,68	17,92	6,21	0,186	0,73	2,87	6,2	6,16	1,12	0,20	0,03	0,99
	Барий-стронциевые Barium-strontium	63,04	0,03	20,81	0,15	0,007	0,142	1,00	5,67	7,07	0,38	1,25	1,02	1,25
Натровая геллефлинта Sodic halleflinta	76,52		14,02	0,10	-	0,10	2,44	5,75	0,20					0,03
Калиевая геллефлинта Potassic halleflinta	71,18		15,80	0,18	-	-	0,38	0,84	12,00					14
Кварцевые порфиры Quartz porphyry	76,80	0,21	12,44	0,40	0,01	0,64	0,28	0,68	7,60	0,04	0,97			11



имеет длину около 1150 м, ширину от 50 до 400 м, среднюю мощность 24 м и глубину залегания до 70 м. Породы представлены лейкократовыми разностями кварцевых порфиров с вкрапленниками кварца диаметром 1–3 мм, массивной текстурой, местами рассланцованной. Цвет породы варьирует от светло-розового до зеленовато-серого. Матрица имеет следующий минеральный состав: кварц 35–50 %, калиевый полевой шпат 40–50 %, серицит 5–10 % и биотит 1–3 %. Средний состав породы (%): SiO₂ – 79,98; TiO₂ – 0,15; Al₂O₃ – 11,04; Fe_{общ} – 0,91; CaO – 0,16; MgO – 0,18; Na₂O – 0,40 и K₂O – 7,24.

Рис. 12. Геологическая карта месторождения Роза-Лампи [Белов и др., 1973]:

1 – четвертичные отложения; 2 – лейкократовый кварцевый порфир; 3 – темно-серый кварцевый порфир; 4 – туфогенный сланец; 5 – диабаз; 6 – тектонические дислокации

Fig. 12. Geological map of the Roza-Lampi deposit [Belov et al., 1973]:

1 – Quaternary sediments; 2 – leucocratic quartz porphyry; 3 – dark-grey quartz porphyry; 4 – tuffaceous slate; 5 – diabbases; 6 – tectonic dislocations

Проведены технологические испытания по отработке схемы флотационного обогащения с доводкой полевошпатового концентрата электромагнитной сепарацией. Средний выход полевошпатового концентрата составил 45,1 %, кварцевого – 29,8 %. Содержание лимитирующих компонентов в кварц-полевошпатовом концентрате составляет: Fe_2O_3 – 0,15 %, сумма щелочных оксидов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – 8,5 %, калиевый модуль > 10. Обжиг керамической массы в промышленных туннельных печах показал, что фарфоровые изделия по белизне и физико-механическим свойствам не уступают фарфору с микроклином и кварцем гостированных промышленных объектов.

Высокоочищенный кварц

Согласно Распоряжению Правительства Российской Федерации от 30.08.2022 г. № 2473-р, высокоочищенный кварц входит в перечень основных видов стратегического минерального сырья. Распоряжением Правительства Российской Федерации № 939-р от 16.04.2024 г. он внесен в перечень дефицитных видов твердых полезных ископаемых.

Кварцевое сырье (высокоочищенное кварцевое сырье, ВЧК) является одним из важнейших видов минеральных продуктов. На мировом рынке отмечается постоянно увеличивающийся спрос на высокоочищенные кварцевые концентраты. Кристаллическая решетка кварца допускает весьма ограниченный изоморфизм, вследствие чего содержание структурных примесей в кварце обычно невелико. К основным структурным примесям относятся Al^{3+} , Ga^{3+} , Fe^{3+} , Ge^{4+} , Ti^{4+} , P^{5+} [Weil, 1993], при этом содержание Al с близким к Si радиусом может достигать 1000 ppm. Ti и Fe могут быть ионами замещения или входить в состав минеральных микровключений, таких как рутил и окислы железа. Другие катионы H^+ , Li^+ , Na^+ , K^+ , Cu^+ и Ag^+ отмечаются в интерстициях как ионы-компенсаторы. Большинство элементов, отмечаемых в кварце (Na, K, Ca, Mg, Ba, Sr, Rb, REE, Mn, U, Th), связаны с флюидными и микроминеральными включениями, что необходимо принимать во внимание в процессах глубокого обогащения.

Наиболее низкое содержание микроэлементов характерно для низкотемпературного (480–530 °C) кварца [Blankenburg et al., 1994]. К ВЧК, используемому в высоких технологиях, в мировой практике относят продукт с содержанием SiO_2 более 99,997 % (примеси составляют менее 30 ppm).

Новым крупномасштабным рынком потребления ВЧК становится рынок производства

«солнечного» кремния – кремния для производства солнечных батарей. Кроме рынка кварцевых концентратов широко развит рынок кварцевых порошков. Основное применение кварцевых порошков – это производство эпоксидной пресс-массы для изготовления интегральных микросхем (70 %), огнеупоры (15 %) и точное литье (15 %) [The Economics..., 1992; Quartz..., 2012; Flook, 2013]. Основные области применения кварцевой крупки и продуктов ее технологического передела приведены на схеме (рис. 13).

На современном этапе рынок высокоочищенного кварца практически монополизирован компанией Unimin – ее доля составляет 80 %. Вторым по значимости игроком на данном рынке является норвежско-американская корпорация The Quartz Corporation Norway-USA – 8 %. Китайские и российские производители выпускают соответственно 7 и 5 % ВЧК [Quartz..., 2012].

Благодаря работам сотрудников ИГ КарНЦ РАН совместно с другими организациями страны (ВИМС, ИГЕМ РАН, ИГ КомиНЦ УрО РАН, ГИ КНЦ РАН, ЦНИИгеолнеруд, «Центркварц») внесен научный вклад в оценку кварцевого сырья Карело-Кольской кварценозной провинции России на современном уровне. Результаты многолетних исследований института могут быть определены в следующем обобщенном виде:

- для Карельского региона оценены основные виды кварцевого сырья [Assessment..., 1999; Щипцов и др., 2001, 2020б; Данилевская и др., 2004; Shchiptsov et al., 2015; Раков и др., 2016 и др.].

- разработан метод и запатентован способ очистки кварца от примесей на предварительной стадии исследований. Этот способ является более продуктивным за счет интенсификации процесса очистки кварца от примесей, снижения энергоемкости, длительности, упрощения технологии обогащения, обеспечения высокой экологичности, что позволяет отнести его к высокотехнологичным, экологически безопасным и энергосберегающим технологиям [Раков, Дубинчук, 2009; Скамницкая и др., 2013, 2014, 2018; Shchiptsov et al., 2015; Раков и др., 2016 и др.];

- полученные результаты являются фундаментальной основой расширения минерально-сырьевой базы кварцевого сырья и повышения коэффициента использования недр [Данилевская и др., 2004; Голованов и др., 2006; Данилевская, 2012; Раков и др., 2017; Щипцов и др., 2019, 2020б и др.] (табл. 6).

Проект ИГ КарНЦ РАН «Суперочищенный кварц: Карело-Кольская кварценозная провинция России» удостоен специального приза Петербургской международной технической ярмарки

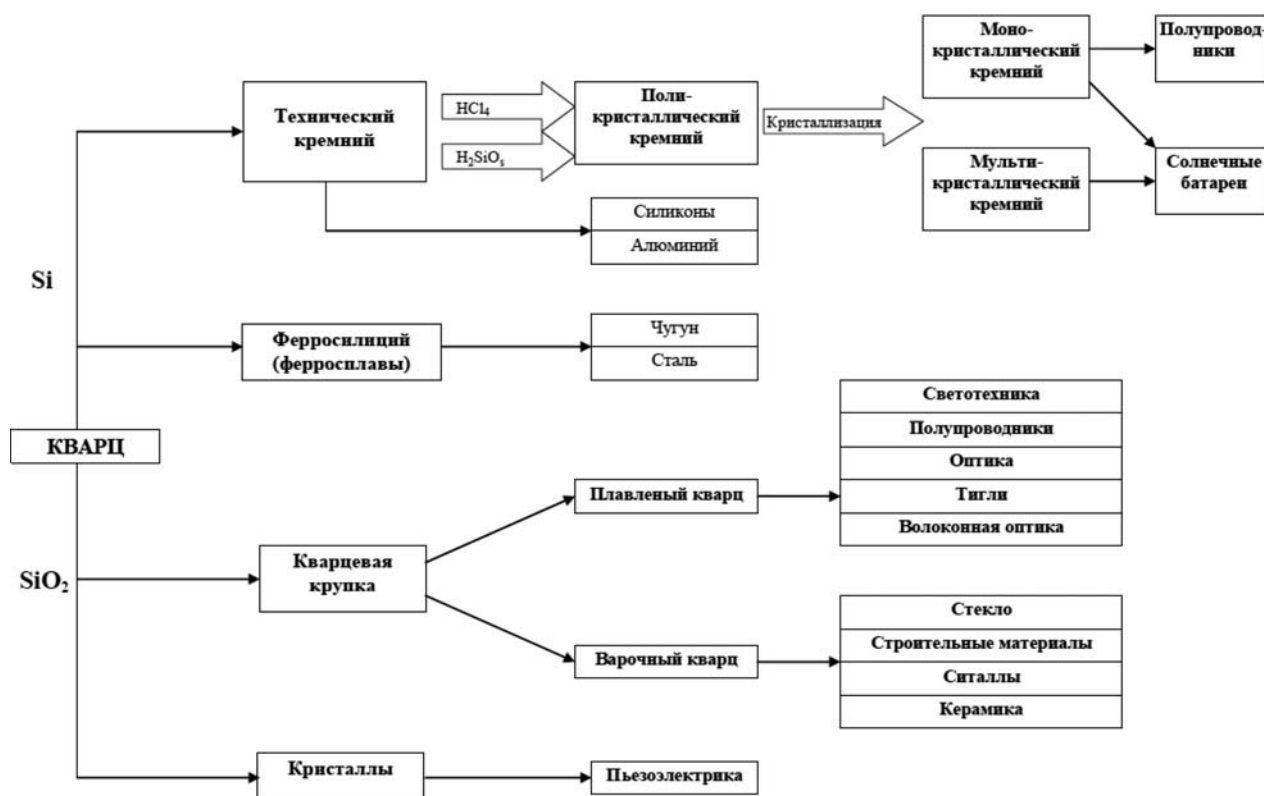


Рис. 13. Схема применения кварца и продуктов его технологического передела в промышленности [Щипцов и др., 2019]

Fig. 13. Scheme of application of quartz and products of its technological conversion in industry [Shchiptsov et al., 2019]

Таблица 6. Содержание элементов-примесей в кварцевых концентратах глубокого обогащения из кварцевого сырья месторождений и проявлений Карелии (ppm) [Щипцов др., 2020б]

Table 6. Content of impurity elements in quartz concentrates of deep enrichment from quartz raw materials of deposits and occurrences in Karelia (ppm) [Shchiptsov et al., 2020б]

Объект Area	Fe	Ti	Al	Mn	Mg	Ca	K	Na	Zr	Sr
Рухнаволок / Rukhnavolok	0,64	2,9	13,0	-	0,01	0,002	0,1	3,6	-	0,1
Степаново Озеро / Stepanovo Lake	0,5	3,9	35,0	0,04	0,23	0,6	2,8	1	0,05	0,09
Меломайс / Melomais	0,8	4,9	17,0	0,01	0,36	1,5	3	2,6	0,63	0,13
Фенькина Лампи / Fenkina Lampi	0,74	0,15	20	0,25	0,49	11	14	47	0,04	0,2
Майское / Mayskoe	0,33	0,2	5,8	0,01	0,2	2,2	1,9	10	0,02	0,08
Кварц слюдяных отвалов Quartz of mica dumps	0,63	4,8	42	0,02	0,22	-	1,6	6,8	≤0,05	≤0,01

Продолжение табл. 3
Continued

Объект Area	Zn	B	Ba	Ni	Cr	Cu	Li	Ge	P	Co	Сумма Sum
Рухнаволок / Rukhnavolok	0,03	0,04	0,11	0,023	0	0	4,1	0,23	0,1	0,01	24,9
Степаново Озеро / Stepanovo Lake	0,04	0,21	0,02	0,01	0,03	0,06	4,1	0,7	0,2	0,01	49,5
Меломайс / Melomais	0,01	0,07	0,13	0,01	0,024	0,045	0,4	0,11	0,1	0,012	31,8
Фенькина Лампи / Fenkina Lampi	-	0,37	0,62	0,01	0,01	0,03	0/35	0,3	0,2	0,01	95,9
Майское / Mayskoe	-	0,15	0,13	<0,01	<0,01	0,013	0,14	0,18	<0,1	<0,01	21,0
Кварц слюдяных отвалов Quartz of mica dumps	-	0,9	-	≤0,01	≤0,01	1,1	0,9	-	≤0,2	≤0,01	42,3

и входящей в ее состав выставки «Высокие технологии. Инновации. Инвестиции» (Hi-Tech) (Санкт-Петербург, март 2017 г.).

Проведенные в 1999–2001 гг. совместно с Северной поисково-разведочной экспедицией исследования Института геологии КарНЦ РАН по проекту «Прогнозно-минералогическое изучение Республики Карелия в масштабе 1:1 000 000 с целью выявления объектов, перспективных на минеральное сырье для производства специальных кварцевых изделий» показали большой потенциал не только традиционно известной Беломорской мегаструктуры, но и всей территории Карелии, основную часть которой занимает Карельский кратон.

Научно обосновано практическое значение минерально-сырьевой базы высокочистого кварца Карелии, одного из перспективных регионов России.

Магнезиальное сырье

Высокомагнезиальные породы характеризуют определенную геохимическую специфику мезо- и неоархей. Эти комплексы стали преобладающими на ранней стадии формирования земной коры. К наиболее ранним продуктивным на высокомагнезиальные промышленные минералы относятся коматиит-базальтовая серия зеленокаменных поясов архей (высоко-Mg вулканы) и бонинитоподобные ассоциации в составе супракрустальных толщ тех же поясов, с которыми связаны новообразованные по высокомагнезиальным породам тальк, магнезит и серпентин двух этапов (мезо- и неоархей): 3,06–2,9 (Ведлозерско-Сегозерский, Сумозерско-Кенозерский и Южно-Выгозерский пояса) и 2,85–2,8 млрд лет (Костомукшская структура, где в коматиитовых лавах концентрации MgO составляют 24–31 %, достигая 33–39 %) [Богатиков и др., 2010].

В Карелии выделены два типа талькосодержащих пород [Щипцов, 2012]. Месторождения и проявления первого типа (апоультрамафитовый тип) распространены в ультрамафитах перидотит-пикритового или дунит-перидотитового состава, а также в коматиитах, обычно серпентинизированных, в архейских гранит-зеленокаменных областях. К ним относятся тальковый камень, реже тальк (железистый). Проявления второго типа (апокарбонатный тип) приурочены исключительно к доломитам ятулийского надгоризонта протерозоя. С этими комплексами связаны проявления маложелезистого талька до тальцитов.

К наиболее изученным месторождениям и проявлениям талька первого типа относятся Светлоозерское, Повенчанка, Рыбозерское и Игнойльское месторождения. Общими чертами всех этих месторождений являются интрузии серпентинизированных дунитов и гарцбургитов покровного типа, в которых обнаруживаются крутопадающие обогащенные тальком рудные тела мощностью до 200 м. Вмещающими породами в большинстве случаев выступают серпентиниты и хлоритовые сланцы. К настоящему времени выявлено около 20 проявлений и месторождений талькового камня в центральных районах Карелии и на территории административного подчинения г. Костомукши.

Апокарбонатный тип установлен, но для определения его перспектив требуется постановка поисково-оценочных работ.

В определенных магматических комплексах Карелии присутствуют оливиниты и дуниты. Отдельно выделяются мощные проявления оливинитов, дунитов и оливинового габбро в субщелочных пироксенит-габбровых с карбонатами и нефелиновыми сиенитами Тикшеозерском и Елетьозерском массивах на севере Карелии. Содержание MgO в некоторых оливинитосодержащих породах достигает 45 % [Богачев и др., 1963]. Необходимо решить целый комплекс задач от выбора наиболее перспективных участков и определения показателей их технологической переработки до разработки рациональной экономически приемлемой технологической схемы обогащения с учетом современных требований промышленности и экологии среды.

Доломиты первого класса государственного резерва представлены разведанными запасами около 12 млн тонн на Райгубско-Пялозерском месторождении в Кондопожском районе. Помимо этого указывается еще на четыре месторождения (Пялозеро (участок Киви-Шурья), Оленеостровское, Кузарандовское, Виданское) и шесть проявлений доломитов.

Территория Карелии представляет на Фенноскандинавском щите перспективную область на высокомагнезиальное сырье по той причине, что здесь нижний срез земной коры является существенно магнезиальным по составу.

Светлоозерское месторождение тальковых руд

Руды Светлоозерского карбонат-талькового месторождения сформированы в Западно-Светлоозерском массиве гипербазитов Каменозерского рудного узла. Выделены три крутопадающие пластообразные залежи (рис. 14):

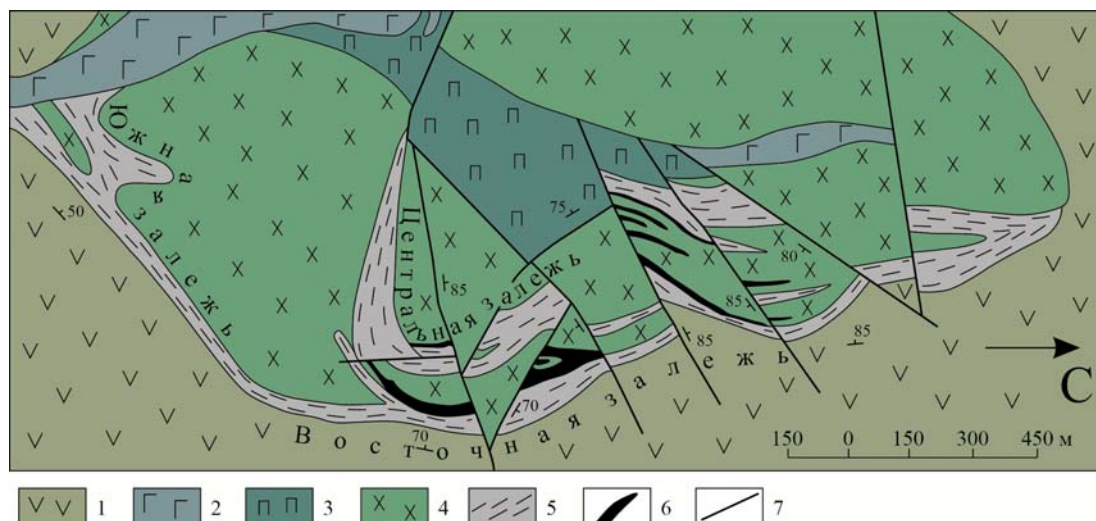


Рис. 14. Схематическая геологическая карта Западно-Светлоозерского массива (составлена с использованием материалов Каменноборской геологической партии КГЭ):

1 – metabasalts, metatuffs and matatuffites of basic and intermediate-acid composition (Vozhminskaya suite of the Kumbuksinskaya series), 2 – gabbro (dikes), 3 – pyroxenites (dikes), 4 – serpentinites, 5 – deposits of carbonate-talc ores, 6 – deposits of copper-nickel ores, 7 – faults

Fig. 14. Geological schematic map of the Zapadno-Svetloozersky massive (compiled using the materials from the Kamennoborsk geological party of the KGE):

1 – metabasalts, metatuffs and matatuffites of basic and intermediate-acid composition (Vozhminskaya suite of the Kumbuksinskaya series), 2 – gabbro (dikes), 3 – pyroxenites (dikes), 4 – serpentinites, 5 – deposits of carbonate-talc ores, 6 – deposits of copper-nickel ores, 7 – faults

Южная – мощность 30–150 м, длина до 800 м, Восточная – мощность 5–150 м, длина до 2 км, Центральная – мощность 40–120 м, длина до 1 км [Журавлев и др., 2003; Фролов, Фурман, 2003]. Центральная залежь дугообразной формы прослежена до глубины более 300 м и имеет простое строение, выдержанную мощность, высокое качество и благоприятные техниче-ские условия.

Минеральный состав карбонат-тальковых залежей представлен тальком – 45–60 %, магнезитом (брейнеритом) – 20–30 %, основные примеси – это хлорит, амфибол, серпентин, магнетит, сульфиды.

По качеству тальковых руд В. Н. Фурманом и С. Н. Бобылевой выделены четыре природных типа [Фролов, Фурман, 2003]:

I тип – карбонат-тальковые, крупнозернистые, порфиробластовые. Порфиробласты карбоната размером от 3–5 до 10–15 мм представлены темно-серым магнезитом;

II тип – карбонат-тальковые, мелкозернистые с наложенной порфиробластовой и гранолепидобластовой структурой. Более мелкие зерна карбонатов представлены в основном брейнеритом и относятся к метасоматическим образованиям;

III тип – хлорит-карбонат-тальковые, разнозернистые;

IV тип – карбонат-хлорит-тальковые, мелкозернистые.

Белизна относится к одному из важнейших показателей качества тальковых руд. Технологические испытания светлоозерских тальковых руд, проведенные в процессе оценки в институте ВНИИнеруд (г. Тольятти) в 1995 г., показали возможность получения из них концентратов микроталька с высокой белизной до 86 %. Обогащение осуществлялось по комбинированной магнито-флотационной схеме по безреагентной и реагентной флотации в голове процесса на материале лабораторных проб. Конечный этап извлечения продукта – это микронизация. В табл. 7 приводится химсостав руды и продуктов обогащения карбонатно-талькового Светлоозерского месторождения [Фролов, Фурман, 2003].

Таким образом, запасы и прогнозные ресурсы карбонат-тальковых пород на Светлоозерском месторождении составляют 23 млн тонн [Журавлев и др., 2003]. Рекомендуется обрабатывать открытым способом. Коэффициент вскрыши составит около 2 тыс. тонн. Таким образом, добыча железистого талька может быть отнесена к перспективному экономическому направлению для Республики Карелия. Руды Светлоозерского месторождения и других подобных проявлений не уступают по качеству лучшим мировым аналогам.

Таблица 7. Химический состав руды и продуктов обогащения Светлоозерского месторождения, вес. % [Фролов, Фурман, 2003]

Table 7. Chemical composition of ore and enrichment products of the Svetloozerskoye deposit, wt. % [Frolov, Furman, 2003]

	Руда Ore	Тальковый концентрат Talc concentrate	Магнезитовый концентрат Magnesite concentrate
SiO ₂	28,06	60,66	10,33
TiO ₂	0,06	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,75	20,01	0,58
Fe ₂ O ₃	2,43	0,36	0,54
FeO	4,02	1,51	5,13
MnO	0,35	0,04	0,20
MgO	33,16	30,30	35,41
CaO	3,51	1,59	35,41
Na ₂ O	0,01	0,01	0,04
K ₂ O	0,01	0,01	0,06
H ₂ O	0,05	0,03	0,08
ППП	27,13	5,08	41,35
Co		0,01	
Cr		0,015	0,32
Ni		0,1	0,068
Общее Total	99,67	99,58	99,57

Заключение

Республика Карелия располагает значительными минерально-сырьевыми ресурсами. Интенсификация деятельности по добыче и переработке минерального сырья может стать потенциалом для экономического роста республики. Для повышения интенсификации деятельности в этом направлении необходимо создать условия, которые позволят в полной мере использовать возможности научного потенциала республики в производственной деятельности горных предприятий. Для того чтобы решать указанные задачи, необходимо в рамках единого организационно-правового и финансового пространства обеспечить широкое привлечение Института геологии КарНЦ РАН и Института лесных, горных и строительных наук ПетрГУ для систематического внедрения в производство инновационных технологий и передовых решений в области менеджмента и управления горнодобывающей отраслью.

С этой целью целесообразно повысить роль органов государственного управления в области разработки специальных целевых программ, обеспечивающих увеличение мас-

штабов геологоразведки, добычи и глубокой переработки минерального сырья силами республиканских горных предприятий. В роли государственного заказчика при разработке и реализации указанных специальных целевых программ для обеспечения эффективного планирования и контроля за ходом выполнения работ должна выступать государственная организация, действующая исходя из долгосрочных интересов РК. Кроме этого, указанная организация будет в оперативном порядке осуществлять взаимодействие с органами государственного управления федерального и регионального уровня.

Такой организационный подход позволит последовательно и в короткие сроки сформировать платформу для эффективного развития производственного горного сектора экономики республики и может обеспечить быстрый переход на новый технологический уклад. В конечном итоге все это дает возможности открыть новые рабочие места и расширить налогооблагаемую базу.

Сегодня минерально-сырьевые ресурсы республики используются далеко не в полном объеме. Существует множество месторождений, которые недостаточно хорошо исследованы.

Добыча минерального сырья в основном осуществляется с целью вывоза за пределы региона для дальнейшей переработки. Глубокая переработка минерально-сырьевых ресурсов в республике развита слабо. В значительной степени Карелия является сырьевым придатком для других регионов. Поэтому главной задачей деятельности, направленной на организацию полномасштабного освоения стратегических минерально-сырьевых ресурсов республики, должно стать дальнейшее развитие горной промышленности, позволяющей осуществлять глубокую переработку минерального сырья непосредственно на территории Карелии.

С целью обеспечения динамичного развития горнодобывающей промышленности республики необходимо в кратчайшие сроки разработать комплекс мер, направленных на создание развитой инфраструктуры, поддерживающей эффективное освоение и переработку минерально-сырьевых ресурсов. Важным элементом этой инфраструктуры должен стать экспериментально-технологический комплекс, в котором будут осуществляться опытно-конструкторские работы с целью адаптации результатов научно-исследовательской деятельности к условиям промышленного производства.

Таким образом, промышленные минералы Карелии имеют потенциальное значение в экономике страны. К ним относятся такие минеральные ресурсы, как чешуйчатый графит, высокоуглеродистые шунгиты, высокочистый кварц, чешуйчатый мусковит, флюорит, полевой шпат, керамический и огнеупорный кианит. 38 процентов территории всей Карелии – это арктическая зона России.

Литература

Балтыбаев Ш. К. Флюидные включения и РТ-режим формирования лейкосом мигматитов натрового ряда в гранулитовой части Приладожья (Ю. Карелия) // Записки ВМО. 2002. Ч. СXXXI, № 5. С. 22–39.

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В., Конопелько Д. Л., Левченков О. А., Седова И. С., Шульдинер В. И. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.

Балтыбаев Ш. К., Левский Л. К., Левченков О. А. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. М.: Наука, 2009. 276 с.

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А. Вулканыты в свекофеннидах Приладожья и результаты U-Pb, Pb-Pb датирования пород разного генезиса как основа для корреляции свекофеннских событий // Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 2. С. 3–18.

Бархатов А. В., Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П. и др. Технологические исследования карбонатитов Тикшезерского массива // Минеральное сырье Лоухского района. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 1991. С. 20–35.

Белов Ю. И., Бреслер С. М., Пекки А. С., Кулма-ла Т. К. Кварцевые порфиры Карелии – новый источник полевошпатового сырья // Разведка и охрана недр. 1973. № 6. С. 7–10.

Бискэ Н. С. Графитовое оруденение Сев. Приладожья (геологические и генетические особенности). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1987. 172 с.

Бискэ Н. С., Медведев П. В., Мележик В. А., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В., Филиппов М. М. Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклиория. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. 80 с.

Богатиков О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.

Богачев А. И., Зак С. И., Сафронова Г. П., Инина К. А. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии: геология, петрография, петрология, металлогения. М.-Л.: АН СССР, 1963. 160 с.

Богачев А. И., Слюсарев В. Д., Кравченко А. Н. и др. Новый тип щелочного протерозойского магматизма в Карелии // ДАН СССР. 1975. Т. 230, № 5. С. 1169–1172.

Борисов П. А. Карельские шунгиты. Петрозаводск: Госиздат КФССР, 1956. 267 с.

Бубнова Т. П., Скамницкая Л. С., Ильина В. П. Полевошпатовое сырье Республики Карелия и его технологическая оценка // Труды Карельского научного центра РАН. 2020. № 6. С. 58–73. doi: 10.17076/them1253

Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 192 с.

Вскрышные породы Костомукшского железорудного месторождения и пути их использования в народном хозяйстве / Ред. В. А. Соколов. Петрозаводск: Карелия, 1983. 142 с.

Галдобина Л. П., Калинин Ю. К., Купряков С. В. Эндогенное происхождение шунгитовых пород протерозоя Карелии // 2-е Всесоюз. совещание по геохимии углерода. М., 1986. С. 79–81.

Глебовицкий В. А., Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Бережная Н. Г., Левский Л. К. Время, длительность и РТ-параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья: результаты определения изотопного возраста // ДАН. 2001. Т. 377, № 5. С. 667–671.

Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.

Голованов Ю. Б., Михайлов В. П., Щипцов В. В., Родионов В. С. Кварцевое сырье // Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: Карелия, 2006. Кн. 2. С. 55–69.

Гродницкий Л. Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 296 с.

Гродницкий Л. Л., Полин А. К. Пегматиты Северной Карелии и их ореолы. Петрозаводск: Карелия, 1975. 227 с.

Данилевская Л. А. Потенциал Республики Карелия в освоении ресурсов кварцевого сырья // Горный журнал. 2012. № 5. С. 22–25.

Данилевская Л. А., Скамницкая Л. С., Щипцов В. В. Кварцевое сырье Карелии. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2004. 226 с.

Дейнес Ю. Е., Ковалевский В. В., Кочнева И. В., Мошников И. А., Рожкова В. С. Физико-химические свойства шунгитовых пород различных стратиграфических уровней заонежской свиты // Труды Карельского научного центра РАН. 2020. № 2. С. 84–89. doi: 10.17076/geo1187

Дейнес Ю. Е., Ковалевский В. В., Первунина А. В., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В., Иешко Е. П. Шунгитовые породы Карелии: от геологических исследований к перспективам использования в инновационных технологиях // Труды Карельского научного центра РАН. 2021. № 7. С. 72–88. doi: 10.17076/them1426

Демонис И. М., Карпович Ю. Ф., Озерова Г. П., Скамницкая Л. С., Щипцов В. В. Кианитовые руды месторождения Хизоваара – перспективный вид огнеупорного сырья // Достижение науки – народному хозяйству. М.: Наука, 1990. С. 692–694.

Дорога горных промыслов / Отв. ред. В. А. Шеков. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. 362 с.

Журавлев В. А., Ключникова Г. Н., Коровкин В. А., Руденко Д. Г., Турылева Л. В. Недрa Северо-Запада Российской Федерации. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 520 с.

Иностранцев А. А. Новый крайний член в рядах аморфного углерода // Горный журнал. 1879. № 5-6. С. 24–36.

Калинин Ю. К., Калинин А. И., Скоробогатов Г. А. Шунгиты Карелии – для новых строительных материалов, в химическом синтезе, газоочистке, водоподготовке и медицине. СПб.: УНЦХ СПбГУ, ВВМ, 2008. 219 с.

Калинин Ю., Ковалевский В. Шунгитовые породы: горизонты научного поиска // Наука в России. 2013. № 6. С. 66–72.

Калинин Ю. К., Ковалевский В. В. Шунгитовые породы – 50 лет научно-технологических исследований в Институте геологии // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 172–179.

Клюнин С. Ф., Сафронова Г. П. О карбонатитах Тикшеозерского массива: опер.-информ. мат-лы ИГ Карел. фил. АН СССР за 1984 г. Петрозаводск, 1984. С. 8–13.

Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия) / Ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.

Коротеев В. А., Огородников В. Н., Войтеховский Ю. Л., Поленов Ю. А., Савичев А. Н., Щипцов В. В., Сазонов В. Н., Коротеев Д. В. Небокситовое алюминиевое сырье России. Екатеринбург: ИГГ УРО РАН, 2011. 228 с.

Кулешевич Л. В., Филиппов М. М., Гольцин Н. А. и др. Метасоматиты по шунгитоносным породам Максковского месторождения (Онежская структура, Карелия) // Литология и полезные иско-

паемые. 2019. № 2. С. 149–164. doi: 10.31857/S0024-497X20192149-164

Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И., Куликова В. В., Полин А. К., Голубев А. И., Горьковец В. Я., Иващенко В. И., Гоголев М. А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 2. С. 3–41. doi: 10.17076/geo444

Кулмала Т. К., Савицкий А. И., Скамницкая Л. С., Щипцов В. В. Новый геолого-технологический этап изучения ильменитовых руд участка Суриваара (Елетьозерский массив) // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 70–73.

Кулмала Т. К., Савицкий А. И., Скамницкая Л. С., Марьина С. П., Патковская Н. А. Петрохимия, геохимия и обогащение щелочных сиенитов Елетьозерского массива // Минеральное сырье Лоухского района. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1991. С. 35–54.

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.

Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

Металлогения Карелии / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 1999. 340 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия / Под ред. В. П. Михайлова, В. Н. Аминова. Петрозаводск: Карелия, 2006. Кн. 2. 356 с.

Нагайцев Ю. В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Наука, 1974. 180 с.

Огородников В. Н., Коротеев В. А., Войтеховский Ю. Л., Щипцов В. В. Кианитовые руды России. Екатеринбург: ИГГ УРО РАН, 2012. 334 с.

Огородников В. Н., Коротеев В. А., Войтеховский Ю. Л., Щипцов В. В., Поленов Ю. А., Савичев А. Н., Нерадовский Ю. Н., Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П., Гришин Н. Н., Белогурова О. А., Гершенков А. Ш., Коротеев Д. В. Морфогенетические типы и технология обогащения кианитовых руд. Екатеринбург: РИО УРО РАН, 2013. 310 с.

Пекки А. С., Кулмала Т. К. Граниты рапакиви – новое полевошпатовое сырье // Новые пути использования минерального сырья Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1965. С. 5–12.

Пекки А. С., Разоренова В. И. Месторождения полевошпатового сырья Карелии. Л.: Наука, 1977. 152 с.

Пекки А. С., Скамницкая Л. С. Нефелиновые сиениты Елетьозера – перспективный источник полевошпатового сырья // Минеральное сырье Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1977. С. 39–47.

Пономарев А. П. Шунгитовые породы как источник редкоземельных ультрамикроразноэлементов – лантаноидов // Микроэлементы в медицине. 2019. Т. 20(2). С. 3–9. doi: 10.19112/2413-617-2019-20-2-3-9

Проблемы освоения кианитовых месторождений Кольского полуострова, Карелии и Урала // Мат-лы Всерос. совещания, посв. 80-летию КНЦ

РАН / Под ред. Ю. Л. Войтеховского. Апатиты: K&M, 2010. 186 с.

Раков Л. Т., Дубинчук В. Т. Новые подходы к проведению оценки качества кварцевого сырья // Новые методы технологической минералогии при оценке руд металлов и промышленных минералов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 78–82.

Раков Л. Т., Дубинчук В. Т., Щипцов В. В., Скамницкая Л. С. Подвижные примеси в кварце // Труды Карельского научного центра РАН. 2016. № 10. С. 100–118. doi: 10.17076/geo377

Раков Л. Т., Скамницкая Л. С., Дубинчук В. Т., Ружицкий В. В. Технологические свойства кварца Карело-Кольского региона сырья // Результаты междисциплинарных исследований в технологической минералогии: Сб. статей по мат-лам докладов Рос. семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 96–104.

Самойлов В. С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 191 с.

Сафронова Г. П. Породообразующие карбонаты и апатит Тикшеозерского массива // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1990. С. 25–39.

Сафронова Г. П., Гаврилова М. М. О карбонатитах Тикшеозерского массива (данные изотопного анализа кислорода карбонатитов) // Металлогения Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1982. С. 161–167.

Скамницкая Л. С., Бискэ Н. С. Графитовые руды Ихальского месторождения: основные природные типы и их технологическая оценка // Горный журнал. 2019. № 3(2260). С. 55–60. doi: 10.17500/gzh2010.03.11

Скамницкая Л. С., Данилевская Л. А., Раков Л. Т., Дубинчук В. Т. Патент РФ № 2483024.2013. Способ обогащения природного кварцевого сырья.

Скамницкая Л. С., Данилевская Л. А., Щипцов В. В., Раков Л. Т., Дубинчук В. Т. Патент № 2525681.2014. Способ оценки качества кварцевого сырья.

Скамницкая Л. С., Раков Л. Т., Дубинчук В. Т., Бубнова Т. П. Метод опережающей диагностики обогащения кварца // Разведка и охрана недр. 2018. № 10. С. 62–66.

Справочник по обогащению руд / Отв. ред. Ю. Ф. Ненарокомов. М.: Недра, 1984. Т. 3. 297 с.

Устинов В. Н., Загайный А. К., Смит К. Б., Ушков В. В., Лазыко Е. Е., Лукьянова Л. И., Лобкова Л. П. Раннепротерозойские алмазоносные кимберлиты Карелии и особенности их формирования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 9. С. 963–977.

Ушков В. В. Кимозерское проявление кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2001. С. 94–98.

Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2002. 282 с.

Фролов П. В., Фурман В. Н. Светлоозерское проявление руд железистого талька – эталонный объект комплексных месторождений зеленокаменных

поясов Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2003. С. 58–66.

Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 192 с.

Щипцов В. В., Гаранжа А. В., Сыстра Ю. Й., Щипцова Н. И., Кулмала Т. К., Бородулин Ю. Д., Скамницкая Л. С., Захарова И. Б., Морозов Г. Г., Каненкова Е. А., Байбусинов Ш. Ш. Хизоваарское кианитовое поле (северная Карелия). Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1988. 104 с.

Шалимов А. С., Ковалевский В. В., Обрезков О. Н., Ярославцев А. Б. Сорбционные свойства шунгита // Неорганические материалы. 2004. Т. 40, № 4. С. 430–434.

Шарков Е. В., Чистяков А. В., Богина М. М., Богатиков О. А., Щипцов В. В., Беляцкий Б. В., Фролов П. В. Ультрабазит-щелочно-карбонатитовые комплексы как результат двухстадийного плавления мантийного плюма: по данным среднепалеопротерозойского Тикшеозерского интрузива, Северная Карелия, Россия // ДАН. 2019. Т. 486. С. 638–643. doi: 10.31857/S0869-56524864460-465

Шульдинер В. И., Балтыбаев Ш. К., Козырева И. В. Тектоно-метаморфическое районирование Приладожья // Вестник СПбГУ. 1997. Вып. 3, сер. 7. С. 63–70.

Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования / Ред. В. А. Соколов, Ю. К. Калинин. Петрозаводск: Карелия, 1975. 240 с.

Шунгиты – новое углеродистое сырье / Под ред. В. А. Соколова, Ю. К. Калинина, Е. Ф. Дюккиева. Петрозаводск: Карелия, 1984. 184 с.

Щипцов В. В. Графитоносные рудные районы Фенноскандинавского щита // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 33–49. doi: 10.17076/geo1551

Щипцов В. В. Магнезиальное сырье: история, мировой потенциал и ресурсы Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. С. 45–61.

Щипцов В. В. Опорные пункты стратегического и экономически важного минерального сырья Арктической зоны Российской Федерации в условиях геополитической турбулентности на севере Европы и в Арктике. Петрозаводск: ПетрГУ, 2024. С. 142–149.

Щипцов В. В. Промышленные минералы Карелии // Горный журнал. 2019. № 3. С. 16–20. doi: 10.17580/gzh.2019.03.03

Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Ильина В. П., Климовская Е. Е., Никифоров А. Г., Ручьев А. М., Светова Е. Н., Фролов П. В. Современный взгляд на оценку минерально-сырьевого потенциала промышленных минералов Республики Карелия // Актуальные проблемы поисковой геологии: Мат-лы науч.-практ. конф. М.: ВИМС, 2023а. С. 361–372.

Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Заверткин А. С., Никифоров А. Г., Скамницкая Л. С., Фролов П. В. Кианитовые руды Хизоваарского рудного поля (Северная Карелия) // Труды Карельского научного центра РАН. 2020а. № 6. С. 75–97. doi: 10.17076/them1252

Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Никифоров А. Г., Фролов П. В. Минералого-технологические особенности графитовых руд Фенноскандинавского щита // Технологическая минералогия в оценке качества минерального сырья природного и техногенного происхождения. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022. С. 16–23. doi: 10.17076/tm14_32

Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Светова Е. Н., Скамницкая Л. С. Кварцевое сырье Карело-Кольского региона: основные итоги исследований // Труды Карельского научного центра РАН. 2020б. № 10. С. 5–25. doi: 10.17076/geo1231

Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Фролов П. В. Минеральный потенциал палеопротерозойского ультрамафит-щелочно-карбонатитового Тикшеозерско-Елетьозерского комплекса (Северная Карелия, Россия) // Технологическая минералогия в оценке качества минерального сырья природного и техногенного происхождения. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2023б. С. 18–26.

Щипцов В. В., Бурцев И. Н., Жиров Д. В., Волошин А. В., Машин Д. О. Промышленные минералы севера европейской части России // Труды Карельского научного центра РАН. 2020в. № 6. С. 7–35. doi: 10.17076/geo1276

Щипцов В. В., Данилевская Л. А., Гаранжа А. В., Родионов В. С. Прогнозно-минерагеническая оценка кварценоности Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 71–78.

Щипцов В. В., Иващенко В. И. Минерально-сырьевой потенциал арктических районов Республики Карелия // Труды Карельского научного центра РАН. 2018. № 2. С. 3–33. doi: 10.17076/geo775

Щипцов В. В., Раков Л. Т., Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П. Минералого-технологические критерии оценки перспективности кварцевого сырья Карело-Кольской кварценозной провинции // Геология и минерагения Северо-Востока России: Мат-лы XVII Геологического съезда Республики Коми. Т. 3. Сыктывкар, 2019. С. 269–272.

Щипцов В. В., Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П., Гаранжа А. В., Данилевская Л. А., Савицкий А. И., Букчина О. В. Геолого-технологическая характеристика крупного проявления анортозитов Котозерского участка (Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2004. С. 151–162.

Щипцов В. В., Цюнь О. В., Желдаков Ю. А. Распределение U-Th-Pb и редкометалльных элементов в апатитах Карелии // Минералогический журнал. 1991. Т. 13, № 4. С. 92–98.

Beysac O., Rumble D. Graphitic carbon: a ubiquitous, diverse and useful geomaterial // Elements. 2014. No. 10. P. 415–420. doi: 10.2113/gselements.10.6.415

Blankenburg H.-J., Götz J., Schultz H. Quarzrohstoffe. Deutscher Verlag für Grundstoff-industrie. Leipzig-Stuttgart, 1994. 296 p.

Brioche A. Feldspar and nepheline syenite // 2019 Mineral Yearbook (advanced release). New York: US Geological Survey, 2025. P. 241–249.

Buseck P. P., Galdobina L. P., Kovalevski V. V., Rozhkova N. N., Zaidenberg A. Z., Valley J. W. Shun-

gites: the C-rich rocks of Karelia, Russia // The Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35(6). P. 1363–1378.

Bushmin S. A., Glebovitsky V. A. Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to the Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization // Труды Карельского научного центра РАН. 2016. № 2. С. 3–27. doi: 10.170176/geo265

Corfu F., Bayanova T., Schchiptsov V., Frantz N. U-Pb ID-TIMS age of the Tikshozero carbonatite: expression of the 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia // Centr. Eur. J. Geosc. 2011. Vol. 3. P. 302–308. doi: 10.2478/s13533-011-0029-z

Craig J., Biffi U., Galimberti R. F., Ghori K. A. R., Gorter J. D., Hakhoon N., Le Heron D. P., Thurow J., Vecoli M. The palaeobiology and geochemistry of Precambrian hydrocarbon source rocks // Mar. Pet. Geol. 2013. No. 40. P. 1–47. doi: 10.1016/j.marpegeo.2021.09.011

Eguchi J., Seales J., Dasgupta R. Great Oxidation and Lomagundi events linked by deep cycling and enhanced degassing of carbon // Nat. Geosci. 2019. doi: 10.1038/s41561-019-0492-6

Eklund O., Konopelko D., Rutanen H., Fröjdö S., Shebanov A. D. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield // Lithos. 1998. Vol. 45. P. 87–108. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00027-9

Engvik A. K., Gautneb H., Knezevic Solberg J., Ronning J. S., Austrheim H. High-grade formation of graphite in Vesterålen, northern Norway and consequences for petrophysical properties of the lower continental crust // NDF Abstracts and Proceedings of 14th Nordic Geological Winter Meeting. Oslo, 2020. P. 56.

European Commission Study on the review of the list of critical raw materials. Executive summary / Written by Deloitte Sustainability British Geological Survey, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Netherlands Organization for Applied Scientific Research. 2017. 9 p.

Flook R. Silica & High purity quartz // Industrial Minerals. 2013. 25 p.

Gautneb H., Tveten E. The geology, exploration and characterization of graphite deposits in the Jennestad area, Vesterålen area northern Norway // Norges geologiske undersøkelse Bulletin. 2000. Vol. 436. P. 67–74.

Gautneb H., Ahtola T., Bergman T., Gonzalez J., Hallberg A., Litvinenko V., Shchiptsov V., Voytekhovskiy Y. Industrial minerals deposits map of the Fennoscandian Shield / Eds. Eric Jonsson et al. // 12th Biennial SGA Meeting. Mineral deposit research for a high-tech world. Proceedings. Uppsala: Elanders Sverige AB, 2013. Vol. 4. P. 1767–1769.

Gautneb H., Wanvik J. E. The graphite schists in the Gjerstad-Kragere area and their graphite potential, Southern Norway // Report NGU. 2016.

Harben P. W. The industrial minerals handy book. 2nd ed. // Industrial Minerals Metal Bulletin PLC: A guide to markets, specifications, and prices. London, 1995. 253 p.

Harben P. W., Bates R. L. Industrial minerals. Geology and world deposits. London, 1990. 312 p.

Hazen R. The Story of Earth. The first 4.5 billion years stardust to living planet. Penguin Publ. Group, 2013. 320 p.

Hodgskiss M., Crockford P. W., Turchyn A. V. Deconstructing the Lomagundi-Jatuli Carbon Isotope Excursion // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2023. Vol. 51. P. 301–330. doi: 10.1146/annurev-earth-031621-071250

Industrial minerals: deposits and new developments in Fennoscandia: Мат-лы междунар. конф. / Ред. В. В. Щипцов, Л. С. Скамницкая, Л. А. Данилевская. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 1999. 162 с.

Industrial minerals: Papers presented at the 11th International Congress / Ed. J. B. Griffiths. New York: Unwin Brothers Ltd, The Gresham Press, Old Working, Surrey, 1994. 163 p.

Kovalevski V., Shchiptsov V., Sadovnichy R. Unique natural carbon deposits of shungite rocks of Zazhogino ore field, Republic of Karelia, Russia // 16th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2016. Vol. I. Science and technologies in geology, exploration and mining. Sofia, 2016. P. 673–680. doi: 10.5593/SGEM2016/B11/S01.085

Kovalevski V., Shchiptsov V. Shungites and their industrial potential // 14th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM2019): Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Belgorod, 2019. P. 201–204. doi: 10.1007/978-3-030-22974-0_47

Leading Edge Materials. Wohna graphite. 2018. URL: <https://leadingedgematerials.com/wozna-graphite> (дата обращения: 27.10.2019).

Lyons T. W., Reinhard C. T., Planavsky N. J. The rise of oxygen in Earth's early ocean 1192 and atmosphere // *Nature.* 2014. Vol. 506. P. 307–315. doi: 10.1038/nature13068

Melezhik V. A., Filippov M. M., Romashkin A. E. A giant Palaeoproterozoic deposit of shungite in NW Russia: genesis and practical applications // *Ore Geol. Rev.* 2004. Vol. 24(1–2). P. 135–154. doi: 10.1016/j.oregeorev.2003.08.003

Palosaari J., Latonen R.-M., Smått J.-H., Raunio S., Eklund O. High-quality flake graphite occurrences in a high-grade metamorphic region in Sortland, Vesterålen, northern Norway // *Nor. J. Geol.* 2016. No. 96. P. 19–26.

Precambrian industrial minerals of Karelia / Ed. V. V. Shchiptsov. Petrozavodsk: Poliprint Ltd, 1993. 84 p.

Putintseva E. V., Spiridonov E. M. Features of the mineral composition of the oldest Russia's kimberlites and metakimberlites of Kimozero (Karelia) and the reasons for their // *Геология, магматизм и металлогения Центра Азии: Мат-лы I Всерос. полевой конф. с междунар. участием.* Сангилен: ТувИКОПР СО РАН, 2018. С. 94–99.

Quartz: deposits, mineralogy and analytics / Eds. J. Götze, R. Möckel. Springer Geology. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2012. 355 p. doi: 10.1007/978-3-642-22161-3_4

Rønning J. S. Gautneb H., Larsen B. E., Knežević J., Baranwal V.C., Elvebakk H., Gellein J., Ofstad F., Brønner M. Geophysical and geological investigations of graphite occurrences in Vesterålen and Lofoten, Northern Norway 2017 // NGU report 2018.011. Geological Survey of Norway. 2018.

Sharkov E. V., Bogina M. M., Chistyakov A. V., Belyatsky B. V., Antonov A. V., Lepekhina E. N., Shchiptsov V. V. Genesis and age of zircon from alkali

and mafic rocks of the Elet'ozero complex, North Karelia // *Petrology.* 2015. Vol. 23. P. 259–280. doi: 10.1134/S0869591115030066

Sharkov E. V., Chistyakov A. V., Bogina M. M., Shchiptsov V. V., Belyatsky B. V., Frolov P. V. Petrology of the Mid-Paleoproterozoic Tikshezero Ultra-mafic-Alkaline-Carbonatite Complex (Northern Karelia) // *Petrology.* 2021. Vol. 29, no. 5. P. 475–501.

Shchiptsov V. V., Nikiforov A. G. Contribution of metasomatic processes to the formation of industrial minerals in Khizovaara ore field, Republic of Karelia, Russia // 16th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2016. Vol. I. Science and technologies in geology, exploration and mining. Sofia, 2016. P. 125–132. doi: 10.5593/SGEM2016/B11/S01.017

Shchiptsov V. V., Skamnitskaya L. S., Garanzha A. V., Danilevskaya L. A., Rodionov V. S., Astala J., Iwasaki H., Iwasaki F. Assessment of quartz occurrences the Republic of Karelia and their potential for pure quartz product // *Industrial minerals: deposits & new developments in Fennoscandia: Proceedings of the International Conference.* Petrozavodsk, 1999. P. 63–67.

Shchiptsov V. V., Skamnitskaya L. S., Rakov L. T., Dubinchuk V. T. Genetic value and the technological importance of structural not uniformity of submicroscopic level in quartz // SGEM 2015 Conference Proceedings. STEP 92 Technology Ltd, 1 "Andrey Lyapchev" Blvd, 1797 Sofia Bulgaria 2015, Book 1, vol. 1, Section Geology. P. 395–402. doi: 10.5593/SGEM2015/B11/S1.050

Shchiptsov V., Shekov V. Russian Karelia's industrial mineral potential: new ways of development // *Proceedings of SGEM.* 2020. Vol. 20. P. 16–25. doi: 10.5593/sgem2020/1.1/s01.035

The Economics of quartz // Roscill Information Services Ltd. London, 1992. 56 p.

Virta R., Lorenz W., Reguero M. Industrial minerals and rocks. Classification of end uses // *Industrial Minerals.* 1994. No. 319. P. 133–139.

Weil J. A. A review of the EPR spectroscopy of the point defects in σ -quartz the decade 1982–1992 // Helms C. R., Deal B. E. (eds.). *Physics and Chemistry of SiO₂ and the Si-SiO interface 2.* Plenum Press. New York, 1993. P. 131–144. doi: 10.5593/SGEM2015/B11/S4.071

References

Baltybaev Sh. K. Fluid inclusions and PT-mode of formation of leucosomes of migmatites of the soda series in the granulite part of the Lake Ladoga region (South Karelia). *Zapiski VMO = Proceedings of the Russian Mineralogical Society.* 2002;131(5):22–39. (In Russ.)

Baltybaev Sh. K., Glebovitskii V. A., Kozyreva I. V., Konopel'ko D. L., Levchenkov O. A., Sedova I. S., Shul'diner V. I. Geology and petrology of the Svecofennides of the Lake Ladoga region. St. Petersburg: SPBGU; 2000. 200 p. (In Russ.)

Baltybaev Sh. K., Levchenkov O. A. Volcanics in the Svecofennides of the Ladoga region and the results of U-Pb, Pb-Pb dating of rocks of different genesis as a basis for the correlation of Svecofennian events. *Geologicheskaya korrelyatsiya = Geological Correlation.* 2005;13(2):3–18. (In Russ.)

- Baltybaev Sh. K., Levskii L. K., Levchenkov O. A. Svecofennian Belt of Fennoscandia: spatio-temporal correlation of early Proterozoic endogenous processes. Moscow: Nauka; 2009. 276 p. (In Russ.)
- Barkhatov A. V., Skamnitckaya L. S., Bubnova T. P. et al. Technological studies of carbonatites of the Tikshezersky massif. *Mineral'noe syr'e Loukhskogo raiona = Mineral raw materials of the Loukhi District*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 1991. P. 20–35. (In Russ.)
- Belov Yu. I., Bresler S. M., Pekki A. S., Kulmala T. K. Quartz porphyries of Karelia – a new source of feldspar raw materials. *Razvedka i okhrana nedr = Exploration and Protection of Mineral Resources*. 1973;6:7–10. (In Russ.)
- Beysac O., Rumble D. Graphitic carbon: a ubiquitous, diverse and useful geomaterial. *Elements*. 2014;10:415–420. doi: 10.2113/gselements.10.6.415
- Biske N. S. Graphite mineralization of the Northern Ladoga region (geological and genetic features). Petrozavodsk: KarRC RAS; 1987. 172 p. (In Russ.)
- Biske N. S., Medvedev P. V., Melezhik V. A., Romashkin A. E., Rychanchik D. V., Filippov M. M. Atlas of textures and structures of shungite-bearing rocks of the Onega synclinorium. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2006. 80 p. (In Russ.)
- Blankenburg H.-J., Götz J., Schultz H. Quarzrohstoffe. Deutscher Verlag für Grundstoff-industrie. Leipzig-Stuttgart; 1994. 296 p.
- Bogachev A. I., Zak S. I., Safronova G. P., Inina K. A. Geology and petrology of the Elet'ozero massif of gabbroic rocks of Karelia: geology, petrography, petrology, metallogeny. Moscow-Leningrad: AN SSSR; 1963. 160 p. (In Russ.)
- Bogachev A. I., Slyusarev V. D., Kravchenko A. N. et al. A new type of alkaline Proterozoic magmatism in Karelia. *DAN SSSR = Proceedings of the USSR Academy of Sciences*. 1975;230(5):1169–1172. (In Russ.)
- Bogatikov O. A., Kovalenko V. I., Sharkov E. V. Magmatism, tectonics, and geodynamics of the Earth: connection in time and space. Moscow: Nauka; 2010. 606 p. (In Russ.)
- Borisov P. A. Karelian shungites. Petrozavodsk: Gosizdat KFSSR; 1956. 267 p. (In Russ.)
- Brioche A. Feldspar and nepheline syenite. 2019 *Mineral Yearbook (advanced release)*. New York: US Geological Survey; 2025. P. 241–249.
- Bubnova T. P., Skamnitckaya L. S., Ilyina V. P. Feldspar raw material in the Republic of Karelia and its technological assessment. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2020;6:58–73. (In Russ.). doi: 10.17076/them1253
- Buseck P. P., Galdobina L. P., Kovalevski V. V., Rozhkova N. N., Zaidenberg A. Z., Valley J. W. Shungites: the C-rich rocks of Karelia, Russia. *The Canadian Mineralogist*. 1997;35(6):1363–1378.
- Bushmin S. A., Glebovitsky V. A. Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to the Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2016;2:3–27. (In Russ.). doi: 10.17076/geo265
- Corfu F., Bayanova T., Shchiptsov V., Frantz N. U-Pb ID-TIMS age of the Tikshozero carbonatite: expression of the 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia. *Centr. Eur. J. Geosc.* 2011;3:302–308. doi: 10.2478/s13533-011-0029-z
- Craig J., Biffi U., Galimberti R. F., Ghori K. A. R., Gorter J. D., Hakhoo N., Le Heron D. P., Thurow J., Vecoli M. The palaeobiology and geochemistry of Precambrian hydrocarbon source rocks. *Mar. Pet. Geol.* 2013;40:1–47. doi: 10.1016/j.marpegeo.2021.09.011
- Danilevskaya L. A. Potential of the Republic of Karelia in the development of quartz raw materials. *Gornyi zhurnal = Mining Journal*. 2012;5:22–25. (In Russ.)
- Danilevskaya L. A., Skamnitckaya L. S., Shchiptsov V. V. Quartz raw materials of Karelia. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2004. 226 p. (In Russ.)
- Deines Yu. E., Kovalevski V. V., Kochneva I. V., Moshnikov I. A., Rozhkova V. S. Physical and chemical properties of shungite rocks from different stratigraphic levels of the Zaonega formation. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2020;2:84–89. (In Russ.). doi: 10.17076/geo1187
- Deines Yu. E., Kovalevski V. V., Pervunina A. V., Romashkin A. E., Rychanchik D. V., Ieshko E. P. Shungite rocks of Karelia: from geological research to prospects for use in innovative technologies. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2021;7:72–88. (In Russ.). doi: 10.17076/them1426
- Demonis I. M., Karpovich Yu. F., Ozerova G. P., Skamnitckaya L. S., Shchiptsov V. V. Kyanite ores of the Khizovaara deposit are a promising type of refractory raw material. *Dostizhenie nauki – narodnomu khozyaistvu = Achievements of science – to the national economy*. Moscow: Nauka; 1990. P. 692–694. (In Russ.)
- Eguchi J., Seales J., Dasgupta R. Great Oxidation and Lomagundi events linked by deep cycling and enhanced degassing of carbon. *Nat. Geosci.* 2019. doi: 10.1038/s41561-019-0492-6
- Eklund O., Konopelko D., Rutanen H., Fröjdö S., Shebanov A. D. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield. *Lithos*. 1998;45:87–108. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00027-9
- Engvik A. K., Gautneb H., Knezevic Solberg J., Ronning J. S., Austrheim H. High-grade formation of graphite in Vesteralen, northern Norway and consequences for petrophysical properties of the lower continental crust. *NDF Abstracts and Proceedings of 14th Nordic Geological Winter Meeting*. Oslo; 2020. P. 56.
- European Commission Study on the review of the list of critical raw materials. Executive summary. Written by Deloitte Sustainability British Geological Survey, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Netherlands Organization for Applied Scientific Research. 2017. 9 p.
- Filippov M. M. Shungite-bearing rocks of the Onega structure. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2002. 282 p. (In Russ.)
- Flook R. Silica & High purity quartz. *Industrial Minerals*. 2013. 25 p.

Frolov P. V., Furman V. N. Svetlozero occurrence of ferrous talc ores – a reference object of complex deposits of greenstone belts of Karelia. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and useful minerals of Karelia*. Iss. 6. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2003. P. 58–66. (In Russ.)

Galdobina L. P., Kalinin Yu. K., Kupryakov S. V. Endogenous origin of shungite rocks of the Proterozoic of Karelia. *2-e Vsesoyuzn. soveshchanie po geokhimii ugleroda = 2nd All-Union conference on carbon geochemistry*. Moscow; 1986. P. 79–81. (In Russ.)

Gautneb H., Ahtola T., Bergman T. Gonzalez J., Hallberg A., Litvinenko V., Shchiptsov V., Voytekhovskiy Y. Industrial minerals deposits map of the Fennoscandian Shield / Ed. Eric Jonsson et al. *12th Biennial SGA Meeting. Mineral deposit research for a high-tech world. Proceedings*. Vol. 4. Uppsala: Elanders Sverige AB; 2013. P. 1767–1769.

Gautneb H., Tveten E. The geology, exploration and characterization of graphite deposits in the Jennestad area, Vesterålen area northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*. 2000;436:67–74.

Gautneb H., Wanvik J. E. The graphite schists in the Gjerstad-Kragere area and their graphite potential, Southern Norway. Report NGU. 2016.

Glebovitsky V. A., Baltybaev Sh. K., Levchenkov O. A., Berezhnaya N. G., Levskii L. K. Time and duration and PT-parameters of polystage metamorphism of the Svecofennides of the Ladoga region: results of isotope age determination. *DAN = Doklady Earth Sciences*. 2001;377(5):667–671. (In Russ.)

Glebovitsky V. A., Bushmin S. A. Post-migmatite metasomatism. Leningrad: Nauka; 1983. 216 p. (In Russ.)

Golovanov Yu. B., Mikhailov V. P., Shchiptsov V. V., Rodionov V. S. Quartz raw materials. *Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya = Mineral resource base of the Republic of Karelia*. Book 2. Petrozavodsk: Karelia; 2006. P. 55–69. (In Russ.)

Gor'kovets V. Ya., Sharov N. V. (eds.). Kostomuksha ore region (geology, deep structure and minerageny). Petrozavodsk: KarRC RAS; 2015. 322 p. (In Russ.)

Götze J., Möckel R. (eds.). Quartz: deposits, mineralogy and analytics. Springer Geology. Springer-Verlag Berlin Heidelberg; 2012. 355 p. doi: 10.1007/978-3-642-22161-3_4

Griffiths J. B. (ed.). Industrial minerals: Papers presented at the 11th International Congress. New York: Unwin Brothers Ltd, The Gresham Press, Old Working, Surrey; 1994. 163 p.

Grodnitsky L. L. Granite pegmatites of the Baltic Shield. Leningrad: Nauka; 1982. 296 p. (In Russ.)

Grodnitsky L. L., Polin A. K. Pegmatites of Northern Karelia and their halos. Petrozavodsk: Karelia; 1975. 227 p. (In Russ.)

Harben P. W. The industrial minerals handy book. 2nd edition. *Industrial Minerals Metal Bulletin PLC: A guide to markets, specifications, and prices*. London; 1995. 253 p.

Harben P. W., Bates R. L. Industrial minerals. Geology and world deposits. London; 1990. 312 p.

Hazen R. The Story of Earth. The first 4.5 billion years stardust to living planet. Penguin Publ. Group; 2013. 320 p.

Hodgskiss M., Crockford P. W., Turchyn A. V. Deconstructing the Lomagundi-Jatuli Carbon Isotope Excursion. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2023;51:301–330. doi: 10.1146/annurev-earth-031621-071250

Inostrantsev A. A. New extreme member in the series of amorphous carbon. *Gornyi zhurnal = Mining Journal*. 1879;5-6:24–36. (In Russ.)

Kalinin Yu. K., Kalinin A. I., Skorobogatov G. A. Shungites of Karelia – for new building materials, in chemical synthesis, gas purification, water treatment and medicine. St. Petersburg: UNTSKH SPBGU, VVM; 2008. 219 p. (In Russ.)

Kalinin Yu., Kovalevsky V. Shungite rocks: horizons of scientific research. *Nauka v Rossii = Science in Russia*. 2013;6:66–72. (In Russ.)

Kalinin Yu. K., Kovalevsky V. V. Shungite rocks – 50 years of scientific and technological research at the Institute of Geology. *Geologiya Karelii ot arkheya do nashikh dnei = Geology of Karelia from the Archean to the present day*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2011. P. 172–179. (In Russ.)

Khazov R. A. Metallogeny of the Ladoga-Bothnian geoblock of the Baltic Shield. Leningrad: Nauka; 1982. 192 p. (In Russ.)

Klyunin S. F., Safronova G. P. On carbonatites of the Tiksheozersky massif: operational information materials of the Institute of Geology of the Karelian Branch of the USSR Academy of Sciences for 1984. Petrozavodsk; 1984. P. 8–13. (In Russ.)

Koroteev V. A., Ogorodnikov V. N., Voitekhovskii Yu. L., Polenov Yu. A., Savichev A. N., Shchiptsov V. V., Sazonov V. N., Koroteev D. V. Non-bauxite aluminum raw materials of Russia. Ekaterinburg: IGG URO RAN; 2011. 228 p. (In Russ.)

Kovalevski V., Shchiptsov V., Sadovnichy R. Unique natural carbon deposits of shungite rocks of Zazhogino ore field, Republic of Karelia, Russia. *16th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2016*. Vol. I. Science and technologies in geology, exploration and mining. Sofia; 2016. P. 673–680. doi: 10.5593/SGEM2016/B11/S01.085

Kovalevski V., Shchiptsov V. Shungites and their industrial potential. *14th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM2019): Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences*. Belgorod; 2019. P. 201–204. doi: 10.1007/978-3-030-22974-0_47

Kuleshevich L. V., Filippov M. M., Gol'tsin N. A. et al. Metasomatites after shungite-bearing rocks of the Maksovskoye deposit (Onega structure, Karelia). *Litologiya i poleznye iskopaemye = Lithology and Useful Minerals*. 2019;2:149–164. (In Russ.). doi: 10.31857/S0024-497X20192149-164

Kulikov V. S., Svetov S. A., Slabunov A. I., Kulikova V. V., Polin A. K., Golubev A. I., Gor'kovets V. Ya., Ivashchenko V. I., Gogolev M. A. Geological map of Southeastern Fennoscandia (scale 1:750 000): a new approach to map compilation. *Trudy Kareli'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2017;2:3–41. (In Russ.). doi: 10.17076/geo444

Kulmala T. K., Savitsky A. I., Skamnitskaya L. S., Shchiptsov V. V. New geological and technological stage in the study of ilmenite ores of the Surivaara site

(Eletozersky massif). *Voprosy geologii, magmatizma i metamorfizma dokembriya Karelii = Issues of geology, magmatism and metamorphism of the Precambrian of Karelia*. Petrozavodsk; 1994. P. 70–73. (In Russ.)

Kulmala T. K., Skamnitskaya L. S., Shchiptsov V. V., Mar'ina S. P., Patkovskaya N. A. Petrochemistry, geochemistry and enrichment of alkaline syenites of the Eletozersky massif. *Mineral'noe syr'e Loukhskogo raiona = Mineral raw materials of the Loukhi District*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 1991. P. 35–54. (In Russ.)

Larin A. M. Rapakivi granites and associated rocks. St. Petersburg: Nauka; 2011. 402 p. (In Russ.)

Leading Edge Materials. Wohna graphite. 2018. URL: <https://leadingedgematerialscom/wozna-graphite> (accessed: 27.10.2019).

Lyons T. W., Reinhard C. T., Planavsky N. J. The rise of oxygen in Earth's early ocean 1192 and atmosphere. *Nature*. 2014;506:307–315. doi: 10.1038/nature13068

Melezhik V. A., Filippov M. M., Romashkin A. E. A giant Palaeoproterozoic deposit of shungite in NW Russia: genesis and practical applications. *Ore Geol. Rev.* 2004;24(1–2):135–154. doi: 10.1016/j.oregeorev.2003.08.003

Mikhailov V. P., Aminov V. N. (eds.). Mineral resource base of the Republic of Karelia. Petrozavodsk: Karelia; 2005. Book 1. 278 p.; 2006. Book 2. 356 p. (In Russ.)

Nagaitsev Yu. V. Petrology of metamorphic rocks of the Ladoga and Belomorian complexes. Leningrad: Nauka; 1974. 180 p. (In Russ.)

Nenarokomov Yu. F. (ed.). Handbook of ore enrichment. Vol. 3. Moscow: Nedra; 1984. 297 p. (In Russ.)

Ogorodnikov V. N., Koroteev V. A., Voitekhovskii Yu. L., Shchiptsov V. V. (ed.). Kyanite ores of Russia. Ekaterinburg: IGG UB RAS; 2012. 334 p. (In Russ.)

Ogorodnikov V. N., Koroteev V. A., Voitekhovskii Yu. L., Shchiptsov V. V., Polenov Yu. A., Savichev A. N., Neradovskii Yu. N., Skamnitskaya L. S., Bubnova T. P., Grishin N. N., Belogurova O. A., Gershenkop A. Sh., Koroteev D. V. Morphogenetic types and technology of enrichment of kyanite ores. Ekaterinburg: RIO UB RAS; 2013. 310 p.

Palosaari J., Latonen R.-M., Smått J.-H., Raunio S., Eklund O. High-quality flake graphite occurrences in a high-grade metamorphic region in Sortland, Vesterålen, northern Norway. *Nor. J. Geol.* 2016;96:19–26.

Pekki A. S., Kulmala T. K. Rapakivi granites – new feldspar raw materials. *Novye puti ispol'zovaniya mineral'nogo syr'ya Karelii = New ways of using mineral raw materials of Karelia*. Petrozavodsk: Kareliya; 1965. P. 5–12. (In Russ.)

Pekki A. S., Razorenova V. I. Feldspar raw material deposits in Karelia. Leningrad: Nauka; 1977. 152 p. (In Russ.)

Pekki A. S., Skamnitskaya L. S. Nepheline syenites of Eletozero – a promising source of feldspar raw materials. *Mineral'noe syr'e Karelii = Mineral raw materials of Karelia*. Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR; 1977. P. 39–47. (In Russ.)

Ponomarev A. P. Shungite rocks as a source of rare earth ultramicroelements – lanthanides. *Mikroehlementy v meditsine = Microelements in Medicine*. 2019;20(2): 3–9. (In Russ.). doi: 10.19112/2413-617-2019-20-2-3-9

Putintseva E. V., Spiridonov E. M. Features of the mineral composition of the oldest Russia's kimberlites and metakimberlites of Kimozero (Karelia) and the reasons for their. *Geologiya, magmatizm i metallogeniya Tsentra Azii: Mat-ly I Vseros. polevoi konf. s mezhdunar. uchastiem = Geology, magmatism and metallogeny of Central Asia: Proceed. of the I All-Russian field conference with int. part*. Sangilen: TuvIKOPR SO RAN; 2018. P. 94–99.

Rakov L. T., Dubinchuk V. T. New approaches to assessing the quality of quartz raw materials. *Novye metody tekhnologicheskoi mineralogii pri otsenke rud metallov i promyshlennykh mineralov = New methods of technological mineralogy in assessing metal ores and industrial minerals*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2009. P. 78–82. (In Russ.)

Rakov L. T., Dubinchuk V. T., Shchiptsov V. V., Skamnitskaya L. S. Mobile mixtures in quartz from the Karelian-Kola Region. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2016;10:100–118. (In Russ.). doi: 10.17076/geo377

Rakov L. T., Skamnitskaya L. S., Dubinchuk V. T., Ruzhitsky V. V. Technological properties of quartz of the Karelian-Kola region of raw materials. *Rezul'taty mezhdistsiplinarnykh issledovaniy v tekhnologicheskoi mineralogii: Sb. statei po mat-lam dokladov Ros. seminarov po tekhnologicheskoi mineralogii = Results of interdisciplinary research in technological mineralogy: proceedings of the Russian seminar on technological mineralogy*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2017. P. 96–104. (In Russ.)

Rønning J. S., Gautneb H., Larsen B. E., Knežević J., Baranwal V. C., Elvebakk H., Gellein J., Ofstad F., Brønner M. Geophysical and geological investigations of graphite occurrences in Vesterålen and Lofoten, Northern Norway 2017. *NGU report 2018.011. Geological Survey of Norway*. 2018.

Rybakov S. I., Golubev A. I. (eds.). Metallogeny of Karelia. Petrozavodsk: KarRC RAS; 1999. 340 p. (In Russ.)

Safronova G. P. Rock-forming carbonates and apatite of the Tiksheozersky massif. *Novoe v mineralogii Karelo-Kol'skogo regiona = New in the mineralogy of the Karelian-Kola region*. Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR; 1990. P. 25–39. (In Russ.)

Safronova G. P., Gavrilova M. M. On carbonatites of the Tiksheozersky massif (data of oxygen isotope analysis of carbonatites). *Metallogeniya Karelii = Metallogeny of Karelia*. Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR; 1982. P. 161–167. (In Russ.)

Samoilov V. S. Geochemistry of carbonatites. Moscow: Nauka; 1984. 191 p. (In Russ.)

Shalimov A. S., Kovalevsky V. V., Obrezkov O. N., Yaroslavtsev A. B. Sorption properties of shungite. *Neorganicheskie materialy = Inorganic Materials*. 2004;40(4):430–434. (In Russ.)

Sharkov E. V., Bogina M. M., Chistyakov A. V., Belyatsky B. V., Antonov A. V., Lepekhina E. N., Shchiptsov V. V. Genesis and age of zircon from alkali and mafic rocks of the Eletozero complex, North Karelia. *Petrology*. 2015;23:259–280. doi: 10.1134/S0869591115030066

Sharkov E. V., Chistyakov A. V., Bogina M. M., Bogatnikov O. A., Shchiptsov V. V., Frolov P. V., Belyatsky B. V. Ultramafic–alkaline–carbonatite complexes as a result of two-stage melting of a mantle plume: evidence from the mid-paleoproterozoic Tikshezero intrusion, Northern Karelia, Russia. *Doklady Earth Sciences*. 2019;486(2):638–643. (In Russ.). doi: 10.1134/S1028334X19060084

Sharkov E. V., Chistyakov A. V., Bogina M. M., Shchiptsov V. V., Belyatsky B. V., Frolov P. V. Petrology of the Mid-Paleoproterozoic Tikshezero Ultramafic–Alkaline–Carbonatite Complex (Northern Karelia). *Petrology*. 2021;29(5):475–501.

Sharov N. V. (ed.). Ladoga Proterozoic structure (geology, deep structure and minerageny). Petrozavodsk: KarRC RAS; 2020. 435 p. (In Russ.)

Shchiptsov V. V. Graphite-bearing ore regions of the Fennoscandian Shield. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2022;2:–49. (In Russ.). doi: 10.17076/geo1551

Shchiptsov V. V. Industrial minerals of Karelia. *Gornyy zhurnal = Mining Journal*. 2019;3:16–20. (In Russ.). doi: 10.17580/gzh.2019.03.03

Shchiptsov V. V. Magnesian raw materials: history, world potential and resources of Karelia. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 15. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2012. P. 45–61. (In Russ.)

Shchiptsov V. V. (ed.). Precambrian industrial minerals of Karelia. Petrozavodsk: Poliprint Ltd; 1993. 84 p.

Shchiptsov V. V. Strongholds of strategic and economically important mineral resources of the Arctic zone of the Russian Federation in the conditions of geopolitical turbulence in the north of Europe and in the Arctic. Petrozavodsk: PetrGU; 2024. P. 142–149. (In Russ.)

Shchiptsov V. V., Bubnova T. P., Frolov P. V. Mineral potential of the Paleoproterozoic Tikshezersky-Eletozersky Ultramafic–Alkaline–Carbonatite Complex (Northern Karelia, Russia). *Tekhnologicheskaya mineralogiya v otsenke kachestva mineral'nogo syr'ya prirodnogo i tekhnogennogo proiskhozhdeniya = Technological mineralogy in assessing the quality of mineral raw materials of natural and technogenic origin*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2023. P. 18–26. (In Russ.)

Shchiptsov V. V., Bubnova T. P., Il'ina V. P., Klimovskaya E. E., Nikiforov A. G., Ruch'ev A. M., Svetova E. N., Frolov P. V. Modern view on the assessment of mineral resource potential of industrial minerals of the Republic of Karelia. *Aktual'nye problemy poiskovoi geologii: Mat-ly nauch.-prakt. konf. = Topical issues of prospecting geology: proceeding of the scientific and practical conf*. Moscow: VIMS; 2023. P. 361–372. (In Russ.)

Shchiptsov V. V., Bubnova T. P., Nikiforov A. G., Frolov P. V. Mineralogical and technological features of graphite ores of the Fennoscandian Shield. *Tekhnologicheskaya mineralogiya v otsenke kachestva mineral'nogo syr'ya prirodnogo i tekhnogennogo proiskhozhdeniya = Technological mineralogy in assessing the quality of mineral raw materials of natural and technogenic origin*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2022. P. 16–23. (In Russ.). doi: 10.17076/tm14_32

Shchiptsov V. V., Bubnova T. P., Svetova E. N., Skamnitskaya L. S. Quartz raw materials of the Karelian-Kola region: main results of the research. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2020;10:5–25. (In Russ.). doi: 10.17076/geo1231

Shchiptsov V. V., Bubnova T. P., Zaverkin A. S., Nikiforov A. G., Skamnitskaya L. S., Frolov P. V. Kyanite ores of the Khizovaara ore field, Northern Karelia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2020;6:75–97. (In Russ.). doi: 10.17076/them1252

Shchiptsov V. V., Burtsev I. N., Zhiron D. V., Voloshin A. V., Mashin D. O. Industrial minerals of North European Russia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2020;6:7–35. (In Russ.). doi: 10.17076/geo1276

Shchiptsov V. V., Danilevskaya L. A., Garanzha A. V., Rodionov V. S. Forecast and mineragenic assessment of quartz content in Karelia. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 4. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2001. P. 71–78. (In Russ.)

Shchiptsov V. V., Garanzha A. V., Systra Yu. I., Shchiptsova N. I., Kulmala T. K., Borodulin Yu. D., Skamnitskaya L. S., Zakharova I. B., Morozov G. G., Kanenkova E. A., Baibusinov Sh. Sh. Khizovaara kyanite field (northern Karelia). Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR; 1988. 104 p. (In Russ.)

Shchiptsov V. V., Ivashchenko V. I. Mineral potential of Arctic Karelia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2018;2:3–33. (In Russ.). doi: 10.17076/geo775

Shchiptsov V. V., Nikiforov A. G. Contribution of metasomatic processes to the formation of industrial minerals in Khizovaara ore field, Republic of Karelia, Russia. *16th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2016*. Vol. I. Science and technologies in geology, exploration and mining. Sofia; 2016. P. 125–132. doi: 10.5593/SGEM2016/B11/S01.017

Shchiptsov V. V., Rakov L. T., Skamnitskaya L. S., Bubnova T. P. Mineralogical and technological criteria for assessing the prospects of quartz raw materials of the Karelian-Kola quartz-bearing province. *Geologiya i minerageniya Severo-Vostoka Rossii: Mat-ly XVII Geologicheskogo s'ezda Respubliki Komi = Geology and minerageny of the North-East of Russia: proceedings of the XVII geological congress of the Komi Republic*. Vol. 3. Syktyvkar; 2019. P. 269–272. (In Russ.)

Shchiptsov V., Shekov V. Russian Karelia's industrial mineral potential: new ways of development. *Proceedings of SGEM*. 2020;20:16–25. doi: 10.5593/sgem2020/1.1/s01.035

Shchiptsov V. V., Skamnitskaya L. S., Bubnova T. P., Garanzha A. V., Danilevskaya L. A., Savitsky A. I., Bukchina O. V. Geological and technological characteristics of a large anorthosite occurrence of the Kotozersky area (Karelia). *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 7. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2004. P. 151–162. (In Russ.)

Shchiptsov V. V., Skamnitskaya L. S., Garanzha A. V., Danilevskaya L. A., Rodionov V. S., Astala J., Iwasaki H., Iwasaki F. Assessment of quartz occurrences the

Republic of Karelia and their potential for pure quartz product. *Industrial minerals: deposits & new developments in Fennoscandia: Proceedings of the international conf.* Petrozavodsk; 1999. P. 63–67. (In Russ.)

Shchiptsov V. V., Skamnitckaya L. S., Danilevskaya L. A. (eds.). *Industrial minerals: deposits and new developments in Fennoscandia: Proceedings of the international conf.* Petrozavodsk: KarRC RAS; 1999. 162 p.

Shchiptsov V. V., Skamnitckaya L. S., Rakov L. T., Dubinchuk V. T. Genetic value and the technological importance of structural not uniformity of submicroscopic level in quartz. *SGEM 2015 Conference Proceedings. STEP 92 Technology Ltd, 1 "Andrey Lyapchev" Blvd, 1797 Sofia Bulgaria.* Book 1, vol. 1. Section Geology. Sofia; 2015. P. 395–402. doi: 10.5593/SGEM2015/B11/S1.050

Shchiptsov V. V., Tson O. V., Zheldakov Yu. A. Distribution of U-Th-Pb and rare metal elements in apatites of Karelia. *Mineralogicheskii zhurnal = Mineralogical Journal.* 1991;13(4):92–98. (In Russ.)

Shekov V. A. (ed.). *The road of mining.* Petrozavodsk: KarRC RAS; 2014. 362 p. (In Russ.)

Shuldiner V. I., Baltybaev Sh. K., Kozyreva I. V. Tectonic-metamorphic zoning of the Ladoga region. *Vestnik SPBGU = Bulletin of St. Petersburg State University.* 1997;3(7):63–70. (In Russ.)

Skamnitckaya L. S., Biske N. S. Graphite ores of the Ikhali deposit: main natural types and their technological assessment. *Gornyi zhurnal = Mining Journal.* 2019;3(2260):55–60. (In Russ.). doi: 10.17500/gzh2010.03.11

Skamnitckaya L. S., Danilevskaya L. A., Rakov L. T., Dubinchuk V. T. Patent of the Russian Federation No. 2483024.2013. Method for enriching natural quartz raw materials (In Russ.)

Skamnitckaya L. S., Danilevskaya L. A., Shchiptsov V. V., Rakov L. T., Dubinchuk V. T. Patent No. 2525681. 2014. Method for assessing the quality of quartz raw materials (In Russ.)

Skamnitckaya L. S., Rakov L. T., Dubinchuk V. T., Bubnova T. P. Diagnostic method of quartz enrichment. *Razvedka i okhrana nedr = Exploration and Protection of Mineral Resources.* 2018;10:62–66. (In Russ.)

Sokolov V. A. (ed.). *Overburden rocks of the Kostomuksha iron ore deposit and ways of their use in the national economy.* Petrozavodsk: Karelia; 1983. 142 p. (In Russ.)

Sokolov V. A., Kalinin Yu. K., Dyukkiev E. F. (eds.). *Shungites – new carbonaceous raw material.* Petrozavodsk: Karelia; 1984. 184 p. (In Russ.)

Sokolov V. A., Kalinin Yu. K. (eds.). *Shungites of Karelia and ways of their complex use.* Petrozavodsk: Karelia; 1975. 240 p. (In Russ.)

The Economics of quartz. Roscill Information Services Ltd. London; 1992. 56 p.

Ushkov V. V. Kimozero kimberlite occurrence in the Onega structure. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia.* Petrozavodsk: KarRC RAS; 2001. P. 94–98. (In Russ.)

Ustinov V. N., Zagainyi A. K., Smit K. B., Ushkov V. V., Laz'ko E. E., Luk'yanova L. I., Lobkova L. P. Early Proterozoic diamond-bearing kimberlites of Karelia and features of their formation. *Geologiya i geofizika = Geology and Geophysics.* 2009;50(9):963–977. (In Russ.)

Velikoslavinsky D. A. Comparative characteristics of regional metamorphism of moderate and low pressures. Leningrad: Nauka; 1972. 192 p. (In Russ.)

Virta R., Lorenz W., Reguero M. Industrial minerals and rocks. Classification of end uses. *Industrial Minerals.* 1994;319:133–139.

Voitekhovskiy Yu. L. (ed.). Problems of development of kyanite deposits of the Kola Peninsula, Karelia and the Urals. *Mat-ly Vseros. soveshchaniya, posv. 80-letiyu KNTs RAN = Proceedings of the All-Russian meeting dedicated to the 80th anniversary of the Kola Scientific Center of RAS.* Apatity: K&M; 2010. 186 p. (In Russ.)

Weil J. A. A review of the EPR spectroscopy of the point defects in σ -quartz the decade 1982–1992. *Physics and Chemistry of SiO₂ and the Si-SiO interface 2. Plenum Press.* New York; 1993. P. 131–144. doi: 10.5593/SGEM2015/B11/S4.071

Zhuravlev V. A., Klyuchnikova G. N., Korovkin V. A., Rudenko D. G., Turyleva L. V. Subsoil of the North-West of the Russian Federation. St. Petersburg: VSEGEI; 2003. 520 p. (In Russ.)

Поступила в редакцию / received: 24.07.2025; принята к публикации / accepted: 15.09.2025.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Щипцов Владимир Владимирович

д-р геол.-мин. наук, главный научный сотрудник лаборатории рудообразующих систем и минеральных ресурсов ИГ КарНЦ РАН, профессор ПетрГУ

e-mail: vv.shchiptsov@gmail.com

Светов Сергей Анатольевич

д-р геол.-мин. наук, директор, руководитель лаборатории литологии и геохимии

e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru

CONTRIBUTORS:

Shchiptsov, Vladimir

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher, IG KarRC RAS; Professor, PetrSU

Svetov, Sergey

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Director, Head of Laboratory

УДК 551.24+551.71+551.72 (470.21)

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА (СЕВЕРО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

В. В. Балаганский

*Геологический институт Федерального научного центра «Кольский научный центр РАН»
(ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Россия, 184209)*

В истории архейской коры Кольского региона выделяются несколько этапов. 1) Становление гранитоидных и ТТГ комплексов и их переработка (~2,9–2,76 млрд лет). 2) Образование зеленокаменных поясов и их переработка: Колмозеро-Вороньинско-Урагубского, 2,83–2,79 млн лет; Оленегорского, 2,81–2,76 млрд лет (одно временно с ТТГ-породами севера Беломорской провинции, 2,83–2,76 млрд лет) и Воче-Ламбинского, ~2,72 млрд лет. 3) Посторогенный этап в Кейвском террейне: кислые вулканы, щелочные граниты (все А-типа) и анортозиты, 2,68–2,66 млрд лет. Беломорские архейские эклогиты остаются дискуссионными. Палеопротерозойская история региона – это яркий пример проявления двух главных в палеопротерозое Земли событий: континентального рифтогенеза (2,5–2,0 млрд лет, формирование крупной магматической провинции и Печенга-Имандра-Варзугского палеорифта с короткими импульсами магматизма) и роста ювенильной коры в орогенных поясах (2,0–1,8 млрд лет). Палеопротерозойская ювенильная кора образовалась в ядре Лапландско-Кольского коллизионного орогена, относящегося к типу *mixed-hot orogen*. Его история включает раскрытие океана красноморского типа (~2,0–1,97 млрд лет), субдукцию и рост коры (1,98–1,92 млрд лет; позднее надвижение или образование ороклина, 1,86 млрд лет), коллизию (1,93–1,91 млрд лет), быструю эксгумацию ядра орогена (начало декомпрессии 1,90 млрд лет назад) и медленную его юго-западного форланда. Кроме глубинных надвигов в орогенном ядре палеопротерозойская коллизия проявилась как тектоника сорванной средней коры в Кейвском террейне. Палеопротерозойские эклогиты образовались ~ 1,91 млрд лет назад в результате либо тектонического увеличения мощности коры, либо субдукции. Эти данные могут расширить наши представления о неорархейском суперконтиненте Кенорленд и палеопротерозойском суперконтиненте Колумбия (Нуна, Нена).

Ключевые слова: архей; палеопротерозой; орогенез; Кольский регион; Фенноскандинавский щит

Для цитирования: Балаганский В. В. Ранний докембрий Кольского региона (северо-восток Фенноскандинавского щита) // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 45–72. doi: 10.17076/geo2258

Финансирование. Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания ГИ КНЦ РАН, тема НИР FMEZ-2024-0006.

V. V. Balagansky. EARLY PRECAMBRIAN IN THE KOLA REGION (NORTHEASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD)

Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences (14 Fersman St., 184209 Apatity, Russia)

The Archean rock record of the Kola region consists of several stages: (1) Formation of granitoid and TTG complexes and their reworking (~2.9–2.76 Ga). (2) Development of greenstone belts and their reworking: Kolmozero–Voron'ya–Ura-Guba, 2.83–2.79 Ga; Olenegorsk, 2.81–2.76 Ga (simultaneously with TTG rocks in the northern Belomorian Province, 2.83–2.76 Ga); Voche-Lambina, ~2.72 Ga. (3) Post-orogenic stage in the Keivy Terrane: acid volcanics, alkaline granites (all A-type), and anorthosites, 2.68–2.66 Ga. Archean Belomorian eclogites remain disputable. The Paleoproterozoic history of this region exemplifies two most significant events of the Paleoproterozoic era in Earth's history: continental rifting (2.5–2.0 Ga, development of large igneous provinces and the Pechenga–Imandra-Varzuga paleorift with short magmatic pulses) and growth of juvenile crust in orogenic belts (2.0–1.8 Ga). Paleoproterozoic juvenile crust was formed in the core of the Lapland-Kola collisional mixed-hot orogen. Its history consists of the opening of an oceanic Red Sea type basin (2.0–1.97 Ga), subduction and crustal growth (1.98–1.92 Ga), collision (1.93–1.91 Ga and 1.86 Ga, later local thrusting or orocline development), rapid exhumation of the orogenic core (decompression began at 1.90 Ga), and slow exhumation of the southwestern foreland. In addition to deep thrusts in the orogenic core, the Keivy Terrane experienced the tectonics of the detached middle crust. Paleoproterozoic eclogites were formed at ~1.91 Ga and resulted from tectonic crustal thickening or subduction. These findings can broaden our horizons regarding the Neoproterozoic Kenorland supercontinent and the Paleoproterozoic Columbia supercontinent (Nuna, Nena).

Keywords: Archean; Paleoproterozoic; orogenesis; Kola region; Fennoscandian Shield

For citation: Balagansky V. V. Early Precambrian in the Kola region (northeastern Fennoscandian Shield). *Trudy Kareli'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 45–72. doi: 10.17076/geo2258

Funding. This study was funded from the federal budget under state assignment to the Geological Institute of the Kola Science Centre RAS within the research theme FMEZ-2024-0006.

Введение

Результаты исследований архейских кратонов и палеопротерозойских орогенов, слагающих раннедокембрийские щиты, являются основой для понимания эволюции раннедокембрийской литосферы и причинно-следственных связей между эволюцией литосферы и образованием и ростом ювенильной земной коры. В этом отношении Кольский регион, расположенный в северо-восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1), является благоприятным объектом, так как в нем присутствуют все типичные раннедокембрийские структуры: архейские кратоны, гранулитогнейсовые области и зеленокаменные пояса, а также палеопротерозойские рифтогенные и орогенные пояса. Кроме этого, геологическая история Кольского региона содержит информацию как об архейской, так и о палеопротерозойской тектонике, отсутствующую в других структурах Фен-

носкандинавского щита. Так, например, архейские метаморфические комплексы низкобарической гранулитовой и высокобарической амфиболитовой фаций соответственно в Кольской и Беломорской провинциях могут быть прототипами компонентов парных метаморфических поясов фанерозоя (рис. 1). В данной работе кратко освещаются основные характеристики перечисленных структур с акцентом на их некоторые важные отличительные черты, которые могут расширить наши представления не только об эволюции литосферы, но и о раннедокембрийских суперконтинентах – неархейском Кенорленд и палеопротерозойском Колумбия (Нуна, Нена).

Краткий геологический очерк

Образование и главный рост раннедокембрийской континентальной коры Кольского региона происходили в позднем мезоархее и

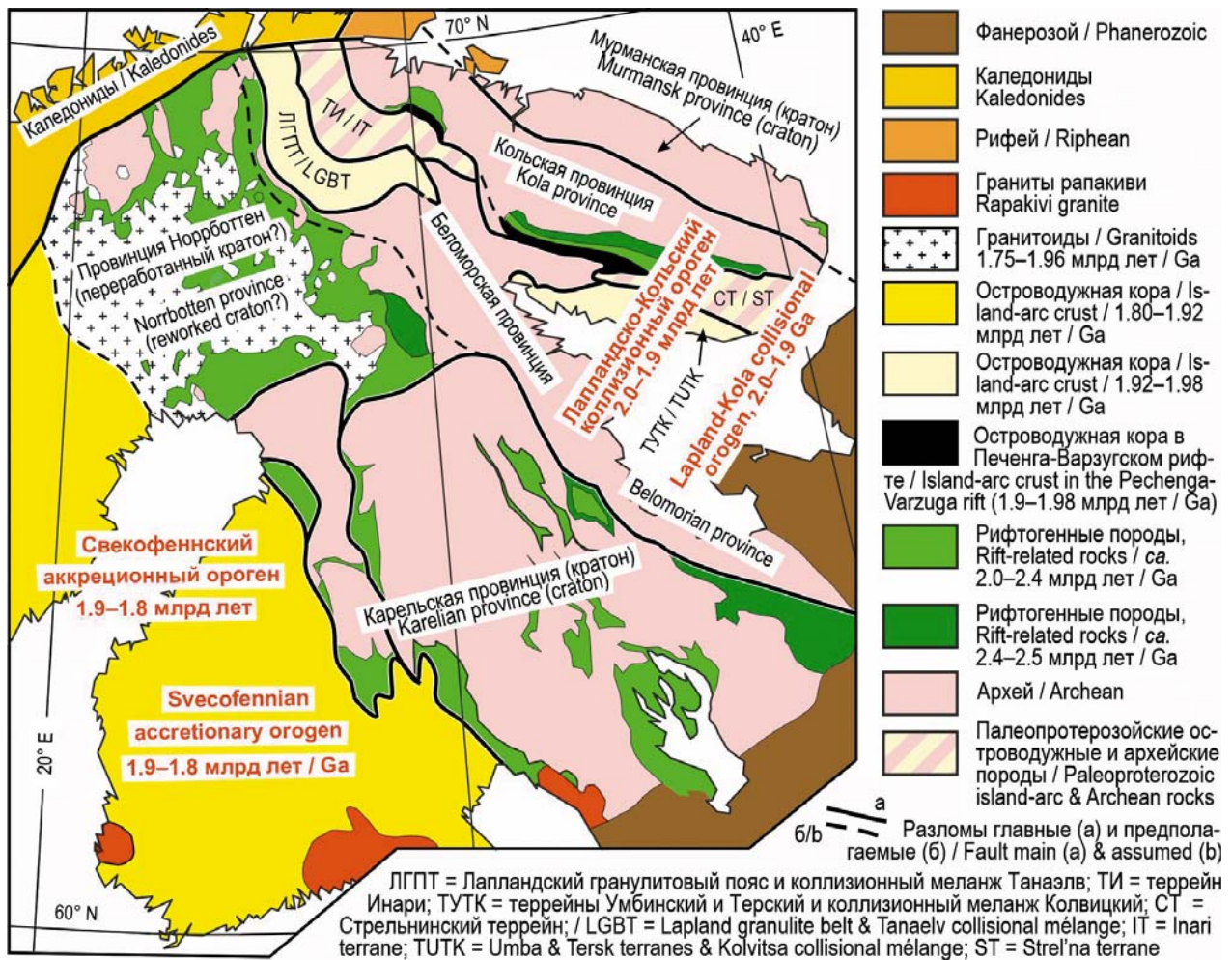


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и главные тектонические структуры Фенноскандинавского щита
 Fig. 1. Schematic geological map and main tectonic structures of the Fennoscandian Shield

неоархее [Слабунов и др., 2006; Глубинное..., 2010; Сорохтин др., 2024]. Ее рост продолжался в палеопротерозое сначала за счет рифтогенных вулканитов и комплементарных интрузий и даек [Имандра..., 1982; Магматизм..., 1995; Ранний..., 2005; Stepanova et al., 2022], а затем за счет островодужных магматических и ассоциирующих с ними осадочных пород [Daly et al., 2006]. И архейские, и палеопротерозойские пара- и ортопороды обнаруживают незначительную примесь палеоархейского и эоархейского материала, выявленного по детритовым и ксеногенным цирконам [Бриджуотер и др., 1999; Мыскова и др., 2005; Смолькин и др., 2020; Bayanova et al., 2020] и Sm-Nd модельным возрастам [Серов и др., 2022]. По глубинным скоростным разрезам и данным электроразведки выявлено двухслойное строение коры с границей между слоями на глубинах 11–15 км при ее мощности от 33 до 40 км [Адушкин и др., 2021]. Мощность

литосферы региона оценивается в 200–250 км [Литосфера..., 1993], варьирует от ~180 км на его северо-западе до ~210 км на востоке и ~250 км на юго-западе в Беломорской провинции [Artemieva, 2007] и является обычной для древних щитов [Artemieva, 2006].

Архей

Беломорская провинция

Беломорская провинция (рис. 2) всесторонне изучается со второй половины прошлого столетия [Шуркин и др., 1962; Володичев, 1990; Ранний..., 2005; Слабунов, 2008]. Сейчас она рассматривается как полициклический орогенный пояс, возникший в результате архейской беломорской аккреционно-коллизионной орогении (конец мезоархей – неоархей) [Слабунов, 2008] и переработанной во время палеопротерозойской лапландско-кольской

ПП, ИВП = Печенгский и Имандра-Варзугский пояса палео-PR рифта Полмак-Пасвик-Печенга-Имандра-Варзуга. О, ВЧ ★, КВ = AR Оленегорский, Воче-Ламбинский и Колмозеро-Вороньинский зеленокаменные пояса. КТ = конгломераты кандалакшской толщи. Белые линии – сuture (взбросы и надвиги), ограничивающие ядро палео-PR Лапландско-Кольского орогена. ПП, ИВП = Pechenga & Imandra-Varzuga belts of the Paleoproterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra/Varzuga rift. О, ВЧ ★, КВ = Archean Olenegorsk, Voche-Lambina, & Kolmozero-Voroniya greenstone belts. КТ = conglomerates of the Kandalaksha sequence. White line = suture (reverse & thrust fault) bordering the core of the Paleoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen

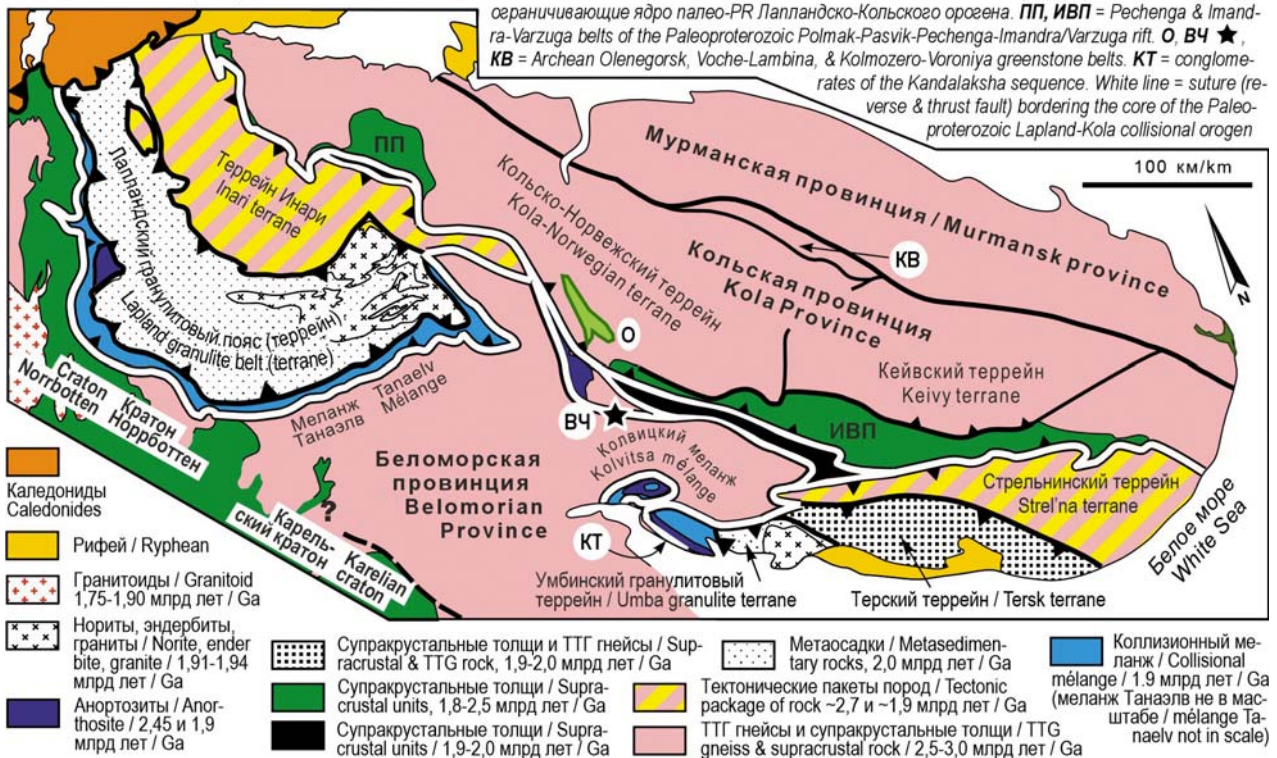


Рис. 2. Главные тектонические структуры северной части Фенноскандинавского щита (по [Балаганский и др., 2006] с незначительными изменениями)

Fig. 2. Main tectonic structures of the northern Fennoscandian Shield (after [Balagansky et al., 2006], slightly modified)

коллизионной орогении [Daly et al., 2006]. Современный этап ее изучения вызван открытием в ней эклогитов [Володичев и др., 2004]. Одни эклогиты являются палеопротерозойскими, причем в них описаны реликты эклогитового метаморфизма, предполагающие глубинную «холодную» субдукцию современного типа [Li et al., 2025]. Другие эклогиты интерпретируются как архейские, что, однако, является предметом дискуссий [Слабунов и др., 2021].

Другой особенностью беломорских пород является то, что они почти на всех этапах их развития испытали высокобарический метаморфизм амфиболитовой фации [Володичев и др., 2004]. Большая часть Беломорской провинции сложена ТТГ-гнейсами с пластами амфиболитов и гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых парагнейсов (все они имеют мезо- и неоархейский возраст). На западе провинции развиты архейские зеленокаменные пояса [Слабунов, 2008 и ссылки в ней]. В начале палеопротерозоя внедрились многочисленные базиты лерцолит-габбро-норитового комплекса [Шуркин и др., 1962; Stepanova

et al., 2022], в его конце образовались керамические и слюдоносные пегматиты [Шуркин и др., 1962].

Самая северная часть Беломорской провинции находится в Кольском регионе, и ее строение и геологическая история не имеют принципиальных отличий от таковых всей провинции, описанных в работах [Шуркин и др., 1962; Володичев, 1990; Ранний..., 2005; Слабунов, 2008]. Поэтому ниже будет рассмотрен только неоархейский Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс (ВЛЗП) (рис. 2). Данные по этому поясу доказывают проявление в Беломорской провинции: (1) двух архейских орогений, (2) глубинных деформаций растяжения в начале палеопротерозоя и (3) палеопротерозойских орогенных деформаций и мигматитов.

Воче-Ламбинский район сложен гранитогнейсовым инфракомплексом, который является фундаментом для ВЛЗП, выделявшегося ранее как супракомплекс [Воче-Ламбинский..., 1991] и сложенного кислыми, средними и основными метавулканидами с подчиненными метаосадочными породами, включая

метаконгломераты («мета» далее опускается). Доминирующая часть фундамента – это мигматизированные ТТГ-гнейсы. ВЛЗП сложен четырьмя толщами, состоящими из биотитовых и амфибол-биотитовых ортогнейсов кислого и среднего состава, петрографически сходных с ними парагнейсов и конгломератов (последних нет в первой (нижней) толще) и амфиболитов (базальтов и андезибазальтов) (рис. 3, А). Конгломераты в основании второй толщи являются базальными, а в третьей и четвертой – внутриформационными. Нижние три толщи ранее объединялись в вочеламбинскую толщу [Чашин и др., 2004 и ссылки в ней]. Вторая толща и нижняя часть четвертой толщи имеют сходный набор пород. В четвертой толще изобилуют конгломераты, а в ее верхней части присутствуют амфиболиты. Эта толща считается базальным горизонтом кислугубской свиты Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса и сложена базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами и риолитами с возрастом 2,72 млрд лет [Чашин и др., 2004].

Первая толща сильно деформирована с образованием колчановидных складок [Кислицын, 2001] – индикаторов очень больших деформаций. Она интерпретируется как Вочеламбинская сдвиговая зона (*shear zone*), возникшая во время палеопротерозойской лапландско-кольской коллизии на границе ВЛЗП и его фундамента, и, возможно, является тектонической пластиной. Еще одной особенностью строения ВЛЗП является сдвиговая зона в нижней части второй толщи, делящая горизонт базальных конгломератов на два прослоя (зона Главного разлома в работе [Вочеламбинский..., 1991]). Она насыщена дайками базитов, габброноритовые разности которых имеют возраст 2,49 млрд лет, и испытала большие деформации в условиях амфиболитовой фации 2,40 млрд лет назад [Кислицын и др., 2000]. Таким образом, эта зона образовалась на самой ранней стадии палеопротерозойского рифтогенеза и является примером глубинных деформаций в условиях растяжения.

Возраст ТТГ-гнейсов фундамента и рвущих их даек гранитоидов составляет 2,83–2,81 млрд лет [Balashov et al., 1992; Морозова и др., 2011; Морозова, Баянова, 2013]. Последняя мигматизация и метаморфизм произошли 2,76 млрд лет назад в условиях амфиболитовой фации [Balashov et al., 1992]. Данные о том, что фундамент образовался в указанный период, были подтверждены при датировании U-Pb-методом (ID TIMS) циркона из гранитогнейса из валуна (крупной гальки) в нижней

части горизонта базальных конгломератов второй толщи (рис. 3, А и 4, А). Методика датирования и его результаты изложены в Приложении.

Валун состоит из мигматизированного гранитогнейса с жилами лейкогранита и пегматоидного гранита. Он был разрезан на пластины, и из них была отобрана проба 95-149А. Анализ строения пластин показал, что эти породы смяты в сжатую складку, осевая плоскость которой проходит вдоль центральной зоны жилы лейкогранита. Гранитогнейс является низкокалиевым трондьемитом ($K_2O/Na_2O = 0,11$) нормальной глиноземистости ($Al_2O_3 = 14,56\%$) при $SiO_2 = 72,40\%$, $FeO^* + MgO = 3,21$ и незначительно повышенной величине $FeO^*/MgO = 3,4$ (табл. 1).

Трондьемит 95-149А содержит короткопризматические светло-коричневые полупрозрачные кристаллы циркона с тонкой эвгедральной зональностью (рис. 4, Б), характерной для магматического циркона в кислых породах [Corfu et al., 2003]. Три абрадированные фракции циркона дали возраст верхнего пересечения (ВП) 2807 ± 11 млн лет (рис. 4, В), идентичный возрасту тоналитов фундамента 2807 ± 10 млн лет [Balashov et al., 1992] и принимаемый за возраст магматической кристаллизации трондьемита.

Таким образом, геологическая история, запечатленная в валуне 95-149 базальных конгломератов ВЛЗП, включает внедрение трондьемитов 2,81 млрд лет назад, их рассланцевание, мигматизацию, образование лейкогранитов и пегматоидных гранитов, складчатость, эксгумацию и эрозию с образованием хорошо окатанных галек и валунов. Она практически совпадает с таковой фундамента ВЛЗП, которая включает внедрение трондьемитов и тоналитов 2,83 и 2,81 млрд лет назад соответственно, их рассланцевание, мигматизацию с лейкосомами, сложенными лейкогранитным и пегматоидным материалом, и складчатость.

Датирование ВЛЗП U-Pb-методом по циркону из обр. 205ГХ-5 из прослоя андезитового туфа (его химический состав приведен в табл. 1) в конгломератах четвертой толщи (рис. 3, А) позволило установить только его верхнюю возрастную границу. Были датированы три фракции эвгедральных кристаллов с магматической осцилляторной зональностью (рис. 3, Б), которые дали дискордию с возрастом ВП 2,73 млрд лет и СКВО = 50 (рис. 3, В). $^{207}Pb/^{206}Pb$ -возраст самой древней фракции циркона составляет 2664 ± 1 млн лет, а дискордия, определяемая двумя самыми древними фракциями (1 и 2 в табл. 2), дает возраст ВП 2,72 млн лет.

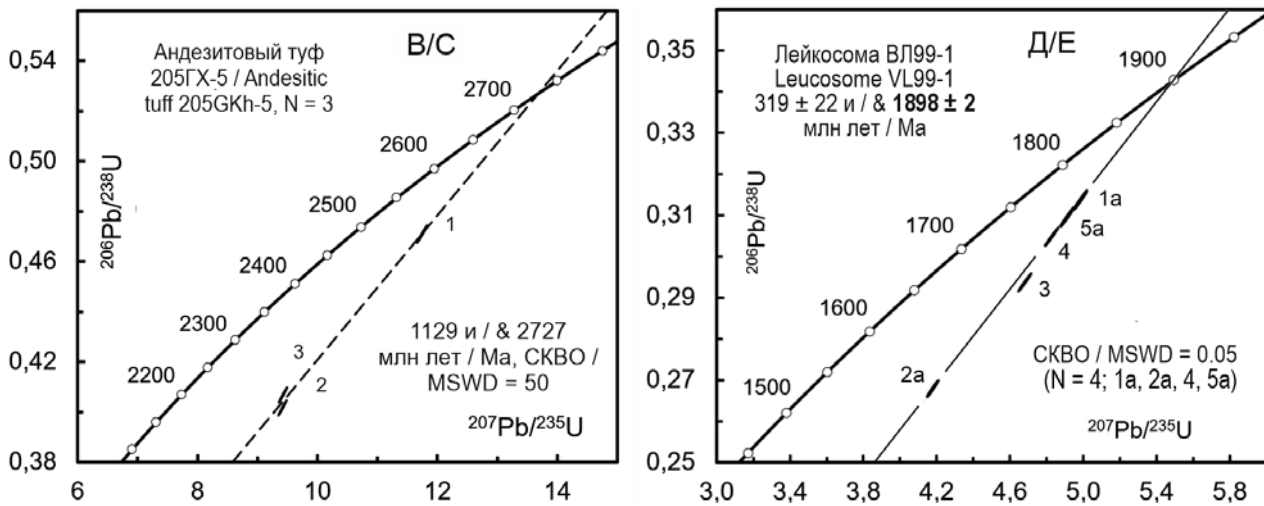
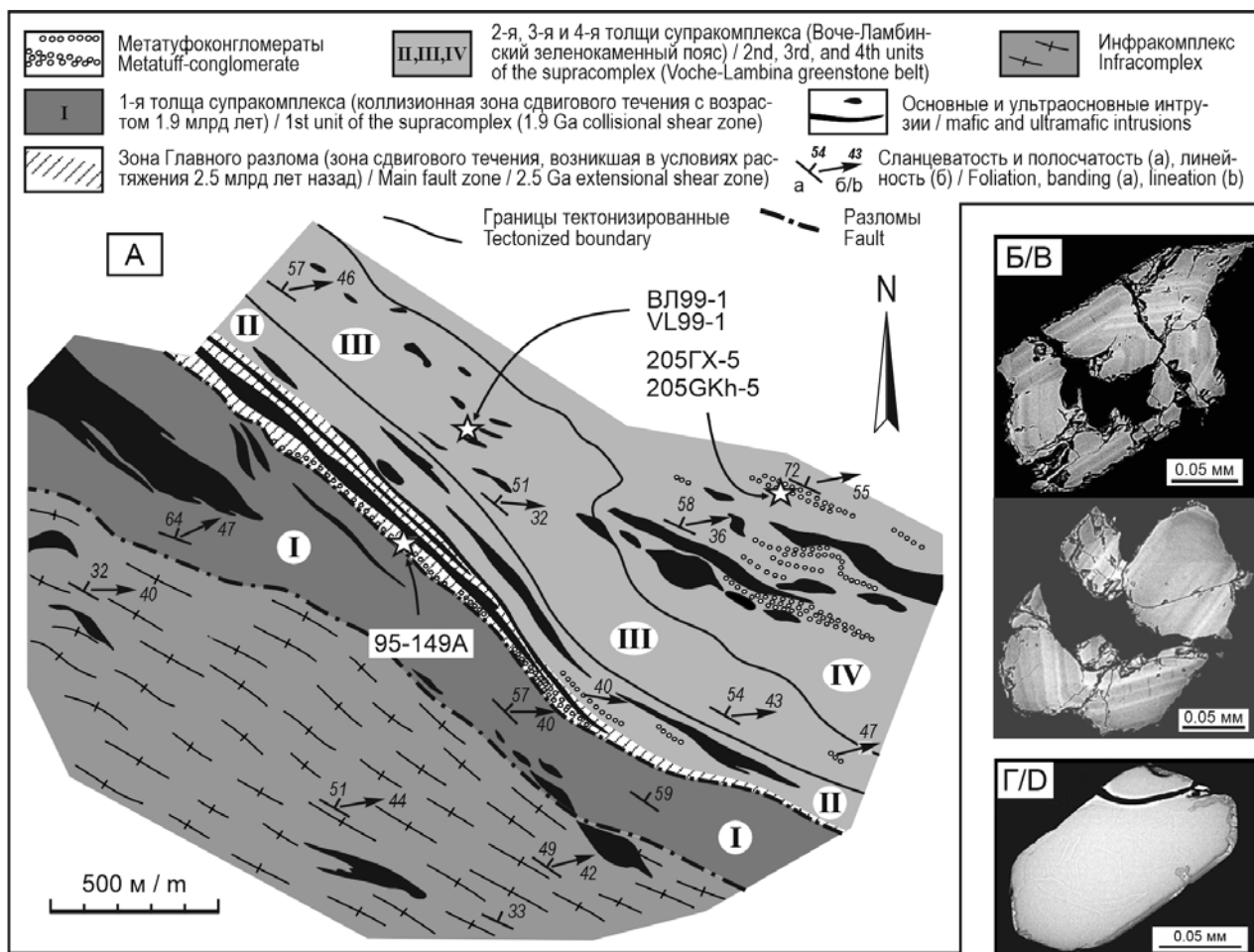


Рис. 3. (А) Схема геологического строения ВЛЗП (по В. Б. Алексееву [Воче-Ламбинский..., 1991], с незначительными изменениями). (Б) Приполированные кристаллы магматического циркона из андезитового туфа 205ГХ-5, протравленные парами HF и (В) диаграмма с конкордией для них. (Г) Фото в обратно отраженных электронах приполированного кристалла циркона из лейкосомы ВЛ99-1 и (Д) диаграмма с конкордией для таких цирконов

Fig. 3. (A) Schematic geological map of the Voche-Lambina Greenstone Belt (after V. B. Alekseyev [Mitrofanov, Pozhilenko, 1991], slightly modified). (B) Polished magmatic zircons from andesitic tuff 205GKh-5 etched by HF acid vapor and (C) Concordia plot for them. (D) Back-scattered electron image of polished zircon from leucosome VL99-1 and (E) Concordia plot for zircons of this type

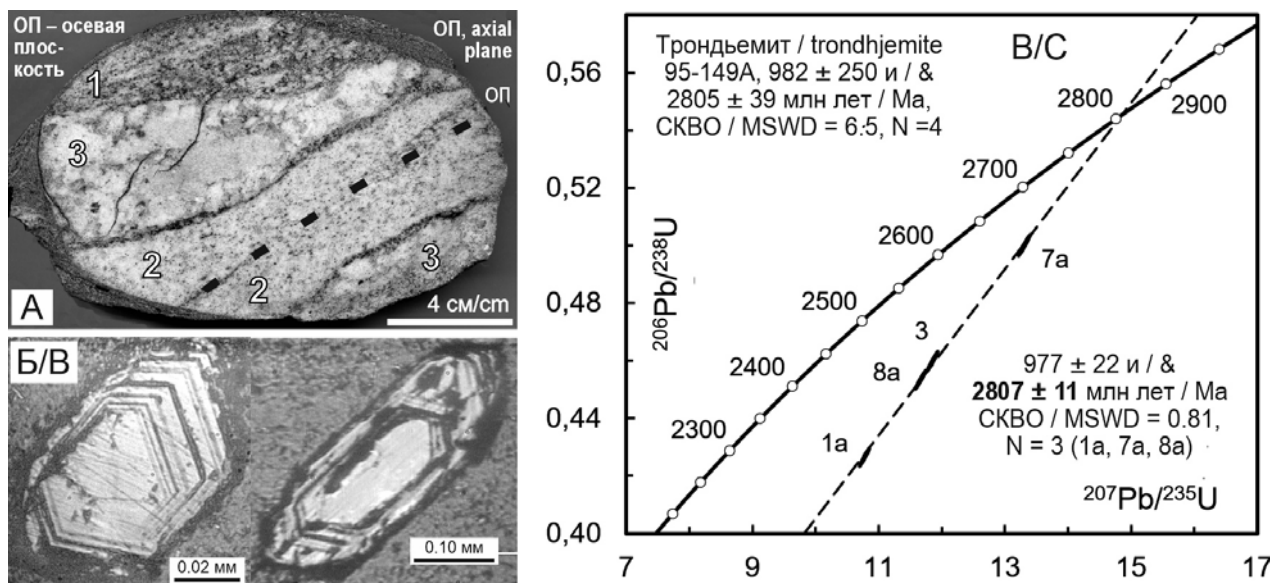


Рис. 4. (А) Отполированная пластина, вырезанная из валуна 95-149 из базальных конгломератов ВЛЗП (1 – гранитогнейс, 2 – лейкогранит, 3 – пегматоид). (Б) Приполированные кристаллы магматического циркона из гранитогнейса 95-149А, протравленные парами HF и (В) диаграмма с конкордией для них

Fig. 4. (A) Polished slice cut from boulder 95-149 from basal conglomerates of the Voche-Lambina Greenstone Belt (1 – granitic gneiss, 2 – leucogranite, 3 – pegmatoid). (B) – Polished magmatic zircon crystals etched by HF acid vapor from granitic gneiss 95-149A and (C) Concordia plot for them

Таблица 1. Химический состав пород, продатированных U-Pb-методом по циркону

Table 1. Chemical composition of rocks dated by the U-Pb method on zircon

Окислы Oxide	Образцы Samples		
	95-149A	205ГХ-5* 205GKh-5	ВЛ99-1 VL99-1
SiO ₂	72,40**	59,98	75,57
TiO ₂	0,21	0,52	0,12
Al ₂ O ₃	14,56	13,22	13,95
Fe ₂ O ₃	0,00	1,43	0,67
FeO	2,48	6,80	0,25
MnO	0,02	0,15	0,01
MgO	0,73	4,45	0,14
CaO	2,60	5,26	1,19
Na ₂ O	5,34	4,85	4,10
K ₂ O	0,60	1,20	3,40
H ₂ O-	0,15	0,21	0,03
H ₂ O+	0,43	1,28	0,21
P ₂ O ₅	–	0,13	< 0,01
CO ₂	0,10	0,11	< 0,1
Сумма Sum	99,62	99,59	99,64

Примечание. *Анализ из работы [Воche-Ламбинский..., 1991, табл. 31]. **Силикатный химический анализ выполнен в ГИ КНЦ РАН.

Note. *Analysis from [Mitrofanov, Pozhilenko, 1991, Table 31]. **Classical chemical analysis was performed in Geological Institute of KSC RAS.

Таблица 2. U-Pb изотопные данные для фракций циркона из пород Воche-Ламбинского зеленокаменного пояса

Table 2. U-Pb isotope data for zircon fractions from rocks of the Voche-Lambina greenstone belt

Фракция Fraction	Вес (мг) Weight (mg)	U		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb, изм. / meas. ²	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb, рад. / rad. ³	Изотопные отношения / Isotope ratios ⁴			Rho ⁵	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb, возраст, млн лет / age, Ma (±2σ)	D, % ⁶
		г/т / ppm	Pb ¹			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (±2σ)			
Тоналит / Tonalite 95-149A											
1a ⁷	0,24	642	306	2431	0,09	10,783	0,4276	0,18289 ± 0,06	0,98	2679 ± 1	14,3
3	0,39	489	252	2990	0,09	11,889	0,4614	0,18683 ± 0,06	0,98	2714 ± 1	9,6
7a	0,28	385	216	7104	0,10	13,320	0,5008	0,19291 ± 0,05	0,98	2767 ± 1	5,4
8a	0,46	537	274	3344	0,09	11,699	0,4545	0,18648 ± 0,05	0,98	2713 ± 1	11,0
Андезитовый туф 205ГХ-5 / Andesitic tuff 205GKh-5											
1	0,46	193	104	32416	0,15	11,832	0,4736	0,18119 ± 0,05	0,99	2664 ± 1	6,2
2	0,45	290	130	20170	0,12	9,418	0,4020	0,16992 ± 0,05	0,99	2557 ± 1	14,8
3	0,17	336	152	21213	0,13	9,410	0,4060	0,16809 ± 0,06	0,99	2539 ± 1	13,4
Лейкосома ВЛ99-1 / Leucosome VL99-1											
1a	0,17	1598	490	8192	0,014	4,987	0,3140	0,11521 ± 0,05	0,99	1883 ± 1	6,5
2a	0,05	1580	417	3063	0,016	4,180	0,2680	0,11314 ± 0,06	0,99	1850 ± 1	17,3
3	0,17	1675	495	5242	0,042	4,695	0,2944	0,11566 ± 0,05	0,99	1890 ± 1	12
4	0,24	1816	536	9320	0,014	4,835	0,3053	0,11486 ± 0,05	0,99	1878 ± 1	8,5
5a	0,64	1725	521	14874	0,014	4,918	0,3101	0,11504 ± 0,05	0,99	1880 ± 1	7,4

Примечание. Pb – ¹обыкновенный, ²измеренный, ³радиоогенный; ⁴скорректированы на содержания Pb (50 пг) и U (3 мг) в холостых опытах, дискриминация масс и первичный состав Pb – по модели в [Stacey, Kramers, 1975], погрешности приведены в процентах (0,6 % для Pb/U-отношений); ⁵коэффициент корреляции между погрешностями Pb/U-отношений; ⁶дискордантность, рассчитана по формуле $[(t^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - t^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/t^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}] \times 100 \%$, где t – возраст, рассчитанный по соответствующему изотопному отношению [Gulson, Krogh, 1975]; ⁷абрадированы по методике в работе [Krogh, 1982].

Note. Pb – ¹common, ²measured, ³radiogenic; ⁴corrected for the isotope composition of initial Pb and concentrations of Pb (50 pg) and U (3 mg) in blank analyses, mass discrimination, and the initial composition of Pb after [Stacey, Kramers, 1975], errors are given in % (0.6 % for the U-Pb ratios); ⁵coefficient of correlation between errors of the U-Pb ratios; ⁶discordance calculated by the formula $[(t^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - t^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/t^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}] \times 100 \%$, where t is the age calculated based on the corresponding measured isotope ratio [Gulson, Krogh, 1975]; ⁷abraded after [Krogh, 1982].

Таким образом, возраст ВЛЗП ограничен возрастными метаморфизма и мигматизации его фундамента 2,76 млрд лет [Balashov et al., 1992] и лежащей на этом поясе кислогубской толщи Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса 2,72 млрд лет [Чашин и др., 2004] и, скорее всего, близок к 2,72 млрд лет. Такая ситуация возможна или в случае непрерывного разреза одного и того же зеленокаменного пояса, или в случае его тектонического сдвигания. Так как Терско-Аллареченский зеленокаменный пояс является смесью неоархейских и палеопротерозойских толщ (возрасты входивших в состав пояса каскамской и арваренчской толщ оказались равными 1,94 и 2,43 млрд лет соответственно [Вревский, 2011; Вревский и др., 2023]), включение кислогубской толщи в состав ВЛЗП представляется более предпочтительным.

В пара- и ортогнейсах, а также в архейских метагббро ВЛЗП развиты две группы лейкосом, образовавшихся во время двух эпизо-

дов мигматизации. В обр. ВЛ99-1 из поздней лейкосомы, которая взята из третьей толщи и по химическому составу (табл. 1) и положению на модифицированной диаграмме Ab–An–Or отвечает граниту, циркон представлен короткопризматическими незональными кристаллами с каймами позднего циркона (рис. 3, Г). Были продатированы пять фракций наименее трещиноватых и наиболее однородных кристаллов. Три абрадированные фракции вместе с одной неабрадированной дали дискордию с возрастом ВП 1898 ± 2 млн лет (рис. 3, Д), который принимается за время кристаллизации лейкосомы. ВЛЗП находится рядом с ядром Лапландско-Кольского орогена (ЛКО; рис. 2), пик коллизии в котором был достигнут 1,925 млрд лет назад, а эксгумация ядра началась после рубежа 1,90 млрд лет [Daly et al., 2006 и ссылки в ней]. Таким образом, поздняя мигматизация является постколлизией и ее образование было вызвано декомпрессией во время эксгумации.

Кольская провинция

Кольская провинция (рис. 2) объединяет несколько тектонических структур. Самая крупная – Кольско-Норвежский террейн, который представляет собой гранулитогнейсовую область, сложенную в основном позднемезоархейскими ТТГ-гнейсами и парагнейсами кольской серии, а также рвуцами их архейскими гранитоидами [Авакян, 1992; Глубинное..., 2010; Сорохтин др., 2024]. ТТГ-гнейсы шестикилометрового архейского разреза, вскрытого Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3), и ТТГ-гнейсы в норвежской части террейна образовались в интервале 2,80–2,83 млрд лет назад одновременно с ТТГ-гнейсами фундамента ВЛЗП в крайней северо-восточной части Беломорской провинции [Морозова и др., 2012]. Среди ТТГ-гнейсов в разрезе СГ-3 были датированы пегматоидные граниты, возраст циркона в которых достигает 2,93 млрд лет [Бибикина и др., 1993], однако остается неясным, кристаллизовался ли этот циркон в гранитном расплаве или же был унаследован из древнего корового источника.

Осадочные породы, исходные для парагнейсов кольской серии, а также ТТГ и гранитоиды, согласно Rb-Sr и Sm-Nd изотопным

данным [Авакян, 1992; Timmerman, Daly, 1995; Глубинное..., 2010; Морозова и др., 2012], произошли из двух источников: (1) ювенильного мезоархейского (возраст кольской серии оценивается в 2,9 млрд лет) и (2) палеоархейского [Серов и др., 2022]. Все эти породы деформированы и метаморфизованы в условиях низкобарической гранулитовой и местами амфиболитовой фации [Эндогенные..., 1990; Авакян, 1992]. Их отличительные черты – выдержанное северо-западное простирание и (суб)вертикальное залегание парагнейсов, гранитоидов и ТТГ-гнейсов при (суб)вертикальной ориентировке в них минеральной линейности. Сходные с Кольско-Норвежским террейном тектонические структуры, породы которых испытали региональный архейский низкобарический гранулитовый метаморфизм и имеют в региональном плане (суб)вертикальное залегание, на Фенноскандинавском щите отсутствуют.

Другим крупнейшим тектоническим блоком Кольской провинции является Кейвский террейн (рис. 2 и 5), который радикально отличается от всех структур не только Кольского региона, но и всего Фенноскандинавского щита.

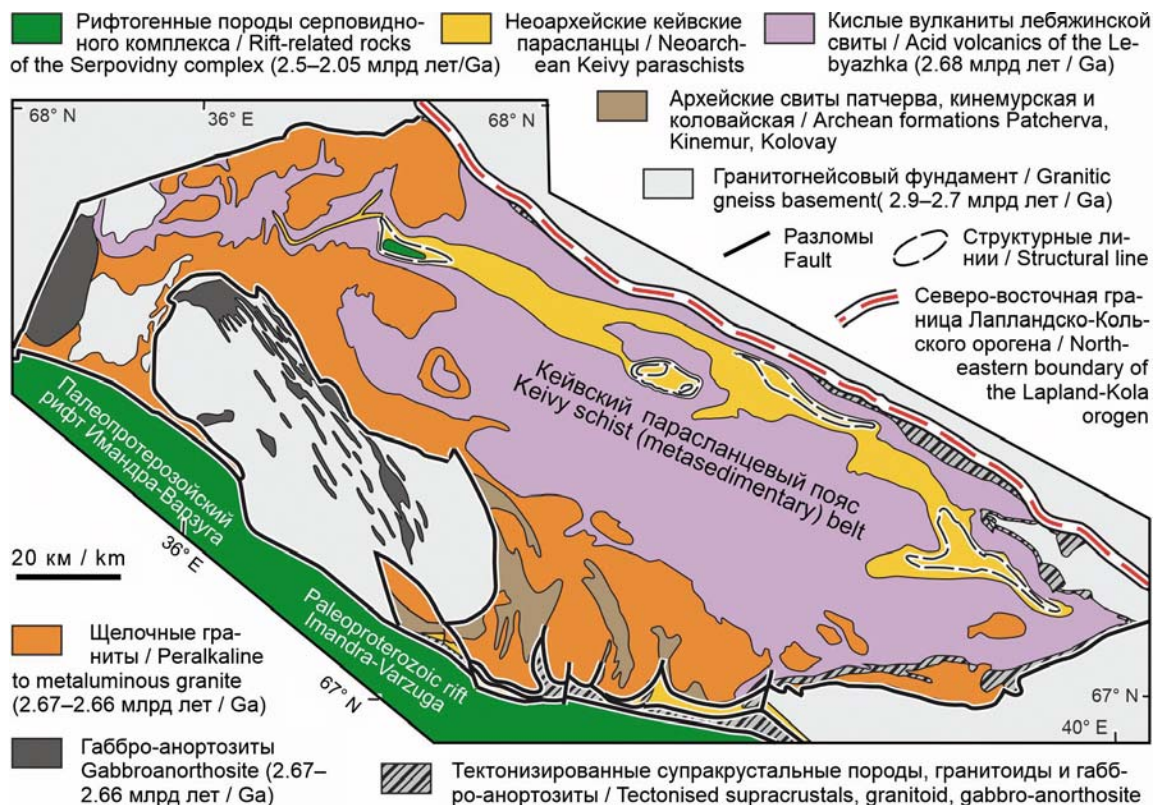


Рис. 5. Упрощенная геологическая карта Кейвского террейна

Fig. 5. Simplified geological map of the Keivy Terrane

В нем развиты кианитовые, ставролитовые, гранатовые и мусковит-кварцевые парасланцы, слагающие Кейвский парасланцевый пояс (КПП) длиной около 180 км [Бельков, 1963; Ранний..., 2005] – в таких больших объемах аналогичные парасланцы больше нигде на щите не встречаются. Также только здесь в значительных объемах присутствуют габбро-анортозиты и щелочные граниты с возрастом 2,67–2,66 млрд лет [Батиева, 1976; Митрофанов и др., 2000; Баянова, 2004; Zozulya et al., 2005; Ветрин, Родионов, 2009]. Наконец, большую часть Кейвского террейна занимают архейские кислые вулканы лебяжинской свиты [Ранний..., 2005].

В тектоническом плане существуют разные взгляды на Кейвский террейн. Одни исследователи относят щелочные граниты к А-гранитам, которые генетически связаны с одновозрастными габбро-анортозитами и образуют с ними неархейскую анорогенную ассоциацию [Митрофанов и др., 2000; Zozulya et al., 2005; Ветрин, Родионов, 2009]. Другие [Глубинное..., 2010 и ссылки в ней] рассматривают щелочные граниты как сильно измененные кислые вулканы лебяжинской свиты, которые образовались вместе с габбро-анортозитами 2,66–2,67 млрд лет назад в обстановке растяжения во внутриконтинентальной области, а не в анорогенных условиях. Они считают Кейвский террейн вулканотектонической палеодепрессией, древнейшие кислые вулканы которой представлены частью лебяжинских пород, за возраст которых принята датировка 2,87 млрд лет в работе [Баянова, 2004]. Согласно третьей группе исследователей [Козлов и др., 2023; Сорохтин др., 2024], Кейвский террейн в течение длительного времени оставался стабильным и был подобен срединному массиву, на который в условиях архейского коллизионного режима надвинулись окружающие его тектонические блоки, что привело к его проседанию и накоплению на нем субплатформенных формаций в условиях позднеархейского режима кратонизации.

Анализ автором и его коллегами [Балаганский, 2021; Balagansky et al., 2021] петрогенных и редкоземельных элементов в щелочных гранитах и лебяжинских кислых вулканах подтвердил давно известное сходство их химического состава [Глубинное..., 2010 и ссылки в ней] и выявил принадлежность всех этих пород к А-типу. Датированием U-Pb (SHRIMP-II) методом по циркону вулканических пород верхней части разреза лебяжинской свиты было показано, что вулканы имеют возраст 2678 ± 7 млн лет. Таким образом, они древнее самых ранних

щелочных гранитов всего на четыре миллиона лет (без учета аналитических погрешностей) и могли быть для них вмещающими породами. Находка в датированном кристалле циркона из вулканических пород реликтов бадделеита – аксессуария основных и ультраосновных пород – подтверждает генетическую связь между кислыми породами А-типа и габбро-анортозитами [Zozulya et al., 2005]. Нахождение этих реликтов внутри кристалла циркона исключает возможное замещение циркона бадделеитом при метаморфизме и/или метасоматозе вулканических пород [Балаганский, 2021]. Отсутствие в лебяжинских вулканах деформаций, которые можно было бы связать с архейской орогенией (коллизией), предполагает принадлежность этих вулканических пород, щелочных гранитов и габбро-анортозитов, образовавшихся в интервале 2,68–2,66 млрд лет назад, к единой анорогенной внутримитной ассоциации, которая, по мнению автора, может быть также определена как посторогенная.

Разные величины палеопротерозойских деформаций и характер их проявления в парасланцах КПП, в лежащих под ним архейских супракрустальных толщах и породах фундамента и в лежащем на нем останце палеопротерозойских рифтогенных пород, является еще одной особенностью Кейвского террейна (рис. 6). В архейских толщах эти деформации локализованы в зонах контактов между ними и целиком охватили только кейвские парасланцы, венчающие разрез архея. В последних они представлены сжатыми складками северо-восточной vergentности с криволинейными шарнирами, минеральной линейностью, перпендикулярной усредненному шарниру, и сланцеватостью. Таким образом, в архейском разрезе существует специфическая структурная зональность – увеличение вверх по разрезу и величины деформации, и объема деформируемых пород.

В то же время в останце палеопротерозойских рифтогенных пород серповидного комплекса наблюдается обратная зональность – очень сильная деформация в нижней части останца и ее практически отсутствие в верхней части. Эти части представляют собой соответственно нижнее и верхнее крыло крупной Серповидной лежачей складки колчановидной морфологии, установленной по структурным и магнитным данным [Балаганский и др., 2011; Mudruk et al., 2022]. Крупные колчановидные складки описаны во внутрикоровых структурах канального течения и тектонических покровах, а концентрация максимальных деформаций в их нижних крыльях – в гельветских покровах (см. обзор в [Мудрук, 2014]). Таким образом,

Серия	Свита	Мощность (м)	Протолиты	Величина палеопротерозойских деформаций
PR Песч.- вок. [1]	Серповидный комплекс [2], сопоставимый с умбинской свитой (2.06 млрд лет [3])	980 [2]	Базальты, песчаники, алевролиты и доломиты со строматолитами, накопленные в рифтогенной обстановке [1, 4, 5]	ЯДРО Серповидной колчановидной складки (рифтогенные породы): в верхнем крыле ядра очень низкая , местами отсутствует (строматолиты и metabазальты не деформированы, слабая в метаосадках), в нижнем крыле ядра очень высокая
AR Кейвская [4, 5, 7, 8]	Песчовотундровская	650 [4]	Песчаники и кварцевые арениты [4, 5]	КРЫЛЬЯ Серповидной колчановидной складки (переотложенные продукты глубокого химического выветривания): высокая в верхнем крыле: хорошо выраженная сланцеватость и повсеместно развитая линейность по кианиту, ставролиту и агрегатам минералов) и очень высокая в нижнем крыле (сильное рассланцевание и милонитизация). КПП: высокая , но местами или низкая , или очень высокая
	Выхуртская	710 [4]	Продукты глубокого химического выветривания, накопленные, эродированные и переотложенные в спокойной тектонической обстановке (платформенный режим) [1, 4, 5, 7]	
	Червуртская	580 [4]		
AR Тундровая [4]	Лебяжинская 2.68 млрд лет [8]	~1500 [4]	Кислые вулканиты [4, 5] А-типа, образовавшиеся в посторогенной тектонической обстановке [8]	Низкая и слабая, местами отсутствует: породы в целом массивные, слабо рассланцованы и содержат недеформированные кварцевые и полевошпатовые миндалины; высокая в породах на контакте с подстилающими парасланцами, рядом с которыми они сильно рассланцованы
	Патчерва, кинемурская коловайская	1500–2000 [4, 5]	Песчаники, алевролиты, карбонатные породы, конгломераты; кислые, средние и основные вулканиты, коматииты [4, 5]	Данные в целом отсутствуют, но высокая на самой СВ границе Кейвского террейна – в зоне надвига на него Мурманской провинции, в которой супракrustальные породы пространственно связаны с сильно рассланцованными габброанортозитами возрастом 2.66–2.67 млрд лет, образовавшимися после архейской орогении
	Комплекс основания (ТТГ гнейсы), 2.7–2.9 млрд лет			Очень низкая в региональном масштабе, местами отсутствует (недеформированные габброанортозитовые массивы и дайки с возрастом 2.66–2.67 млрд лет, сформировавшиеся после архейской орогении)

* Песчовок. = песчовокейская
 Названия стратиграфических единиц и их мощность даны по работам: [1] = Загородный, Радченко, 1988, [2] = Mudruk et al., 2022; [3] = Martin et al., 2013; [4] = Геология..., 1980; [5] = Радченко и др., 1994. Архейский возраст кейвской серии взят из работы [6] = Мыскова и др., 2025. Протолиты и тектонические обстановки даны по работам: [7] = Бельков, 1963, [8] = Balagansky et al., 2021

Рис. 6. Упрощенный стратиграфический разрез Кейвского террейна, величина палеопротерозойских деформаций и особенности их проявления на разных уровнях разреза

Fig. 6. Simplified stratigraphic cross-section of the Keivy Terrane, value of the Paleoproterozoic deformations, and peculiarities of their development at different levels of this cross-section

КПП обнаруживает сходство со складчато-надвиговыми поясами, залегающими на недеформированном фундаменте в форландах фанерозойских коллизионных орогенов и являющимися результатом тектоники сорванной верхней коры как одного из компонентов парадигмы тектоники литосферных плит. Но в Кейвском террейне деформации протекали в условиях средней степени амфиболитовой фации при $T = 500–650\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 4,0–6,5\text{ кбар}$ [Эндогенные..., 1990]), и поэтому был сделан вывод, что они, вероятнее всего, отражают проявление тектоники сорванной средней коры [Балаганский и др., 2011; Balagansky et al., 2012]. Среди складок в породах сорванного с жесткого фундамента осадочного чехла, а также в сорванных друг с друга слоях часто описываются сундучные складки [van der Pluijm, Marshak, 2004]. Находка этих складок в кейвских парасланцах (рис. 7) свидетельствует в пользу вывода о тектонике сорванной средней коры.

Таким образом, в Кейвском террейне выделяются в целом недеформированный фундамент (автохтон), супракrustальные толщи (свиты), границы которых в той или иной степени тектонизированы (параавтохтон), КПП и серповидный комплекс (две аллохтонные пластины).

Вдоль границы Кольской провинции с Мурманской находятся фрагменты Колмозеро-Вороньинско-Урагубского зеленокаменного пояса (КВУ-ЗП) с возрастом вулканизма 2,79–2,83 млрд лет, метаморфизма – 2,77 млрд лет и поздних микроклиновых гранитоидов – 2,70 млрд лет [Мыскова и др., 2010; Вревский, 2018, 2019].



Рис. 7. Сундучная складка в кейвских парасланцах (урочище Бабы Кейвы)

Fig. 7. Box fold in the Keivy parashists (Babi Keivy locality)

Таким образом, этот зеленокаменный пояс образовался одновременно с гранито-гнейсовым фундаментом ВЛЗП и гранито-гнейсами северо-запада Кольской провинции. В отличие от классических зеленокаменных поясов, залегающих среди гранитных куполов, КВУ-ЗП – это прямолинейная структура длиной не менее 270 км при ширине до ~15 км, в обрамлении которой гранито-гнейсовых куполов нет. Этот пояс сложен коматиитами и основными, средними и кислыми вулканитами. Но, как и в Воче-Ламбинском зеленокаменном поясе, нижняя терригенная толща КВУ-ЗП содержит конгломераты, что доказывает его заложение на континентальной мезоархейской коре, фрагменты которой внутри пояса пока не обнаружены. Один из возможных геодинамических сценариев образования пород КВУ-ЗП – взаимодействие мантийного плюма с литосферой [Вревский, 2019]. В то же время петро- и геохимические черты санукитоидов с возрастом 2,74–2,72 млрд лет, рвущих породы КВУ-ЗП, предполагают переход к надсубдукционным условиям активных континентальных окраин [Кудряшов и др., 2013]. С этим согласуются линейная морфология пояса, ограниченного разломами, и крутое до вертикального залегание пород, отражающие значительные горизонтальные движения [Глубинное..., 2010]. Развитие КВУ-ЗП в архее завершилось образованием редкометалльных пегматитов 2,62–2,61 млрд лет назад [Кудряшов и др., 2023].

В южной части Кольско-Норвежского террейна находится Оленегорский зеленокаменный пояс (рис. 2), сложенный амфиболитами, глиноземистыми и биотитовыми гнейсами (кислыми вулканитами) с мощными толщами железистых кварцитов [Глубинное..., 2010]. Накопление протолитов этих пород и их метаморфизм в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации произошли 2,81–2,76 млрд лет назад [Вауанова et al., 2023]. Они залегают между гранито-гнейсовыми куполами и образуют вместе с ними типичную гранит-зеленокаменную область, по морфологии, строению и возрасту сходную со структурой, образованной северокарельскими зеленокаменными поясами в Беломорской провинции [Слабунов, 2008], а по возрасту – с КВУ-ЗП. При этом надо подчеркнуть, что Костомукшский зеленокаменный пояс, также содержащий мощные толщи железистых кварцитов, образовался в интервале 2,79 млрд лет (самый молодой детритовый циркон) и 2,74 млрд лет (возраст кислых вулканитов пояса и метаморфический циркон в железистых кварцитах) [Слабунов и др., 2023], то есть почти одновременно с Оленегорским зеленокаменным поясом.

Мурманская провинция

Мурманская провинция (рис. 2) является фрагментом архейского кратона, практически целиком сложенного поздне-мезоархейскими и неоархейскими разнообразными по составу гранитами и подчиненными тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации (в отдельных структурах есть реликты парагенезисов гранулитовой фации) [Ветрин, 1984; Эндогенные..., 1990; Глубинное..., 2010; Сорохтин др., 2024]. Гранитоидные расплавы произошли из мезоархейского [Timmerman, Daly, 1995] и палеоархейского [Серов и др., 2022] источников. В Мурманском кратоне также присутствует большое количество даек базитов с возрастом ~2,7 млрд лет [Степанова и др., 2022; Veselovskii et al., 2024], которые указывают на то, что этот кратон, как и Кейвский террейн, в неоархее был относительно жестким блоком. В восточной части кратона находятся фрагменты архейских супракратальных пород, объединяемых в Качаловский зеленокаменный пояс [Глубинное..., 2010]. Там же присутствуют несколько небольших палеопротерозойских рифтогенных структур, самая крупная из них – Усть-Понойская – расположена на крайнем юго-востоке кратона и описана в работе [Melezhik, Sturt, 1994]. Мурманский кратон характеризуется (1) отсутствием значимых деформаций магматических пород при широкой сохранности их первичных структур и текстур и (2) сохранением в архейских породах архейских К-Аг изотопных возрастов минералов [Геохронологические..., 1972]. Последнее указывает на прогрев кратона в палеопротерозое до температуры не выше ~500 °С, что согласуется с зеленосланцевым метаморфизмом палеопротерозойских рифтогенных структур [Эндогенные..., 1990]. Таким образом, Мурманский кратон был в палеопротерозое относительно жестким и в этом отношении сходен с Карельским кратоном.

Палеопротерозой

Вдоль юго-западной окраины Кольской провинции в период ~2,51–1,95 млрд лет назад были накоплены породы Полмак-Пасвик-Печенга-Имандра-Варзугского рифтогенного пояса [Melezhik, Sturt, 1994]. Самые крупные его фрагменты – это Имандра-Варзугский и Печенгский пояса (рис. 2) [Имандра..., 1982; Магматизм..., 1995; Глубинное..., 2010].

Имандра-Варзугский пояс

Разрез Имандра-Варзугского пояса (ИВП) состоит из трех серий – стрельнинской (нижней), варзугской (средней) и томингской (верхней) [Имандра..., 1982; Reading..., 2012]. Две нижние серии включают в себя по три свиты, и в данной работе только они рассматриваются как рифтогенные. Их отличительной чертой является двухчленное строение каждой свиты: нижняя подсвита – терригенная и маломощная, а верхняя – вулканическая и мощная. По последним оценкам, вулканические подсвиты формировались за очень короткое время (вплоть до первых миллионов лет) [Арзамасцев и др., 2020; Арзамасцев, 2022]. Вулканиды включают коматиитовые базальты, щелочные и обычные базальты, андезибазальты, андезиты, андезитовые дациты, дациты и риолиты, а осадочные породы представлены обычными терригенными отложениями, включая конгломераты. Все эти породы метаморфизованы в условиях высоких ступеней зеленосланцевой фации и низких и средних ступеней амфиболитовой фации. Основные вулканиды всех свит стрельнинской серии считаются комагматичными породам Мончегорской, Имандровской и Федорово-Панской основных расслоенных интрузий [Имандра..., 1982; Reading..., 2012; Арзамасцев и др., 2020], а также базитовых даек с возрастными ~2,51 и ~2,44 млрд лет, и вместе с ними образовывали крупную магматическую провинцию [Арзамасцев и др., 2020; Stepanova et al., 2022]. Время накопления пород самой верхней, сейдореченской свиты определяется возрастными риодацитов 2,45 млрд лет [Чашин и др., 2008] и терригенных отложений ~2,43 млрд лет [Gärtner et al., 2014], перекрывающихся с учетом аналитических погрешностей. Таким образом, стрельнинские вулканиды и терригенные породы накопились ~2,51–2,44 млрд лет назад, при этом возрасты терригенной и вулканической подсвит сейдореченской свиты требуют уточнения.

Для варзугской серии в целом характерен тот же набор вулканидов, что и для стрельнинской серии, среди которых появляются подушечные разности коматиитовых базальтов, и практически такие же терригенные породы. Условия накопления варзугских пород оцениваются как продолжающиеся рифтогенные [Имандра..., 1982]. Разрез этой серии начинается с полисарской свиты, а время накопления пород ее терригенной подсвиты, важным компонентом которой являются гляциальные отложения гуронского оледенения, отвечает интервалу 2,44–2,41 млрд лет [Brasier et al.,

2013; Gärtner et al., 2014]. Далее разрез этой серии наращивается породами умбинской свиты с возрастом 2,06 млрд лет, отвечающим окончанию ломагунди-ятулийской углеродной аномалии изотопа ^{13}C [Martin et al., 2013]. Таким образом, между периодами накопления пород полисарской и умбинской свит устанавливается большой перерыв ~300 млн лет. Завершается разрез ильмозерской свитой, отличительная черта которой – первое появление в разрезе ИВП строматолитов [Reading..., 2012].

Томингская серия отделена от подстилающей варзугской серии надвигом, причем надвиговый характер предполагается и для границ между ее толщами. Она сложена вулканокластическими граувакками, аркозами, различными сланцами, включая черные и кремнистые, мраморами и карбонатными породами, которые ассоциируют с подушечными толщами, пикритами, андезитами, дацитами и риолитами [Имандра..., 1982; Reading..., 2012]. В отличие от лежащих ниже рифтогенных пород эти породы заметно деформированы и смяты в складки, причем в районе Панареченской синклинали степень деформации нарастает с севера на юг в условиях низких и средних ступеней амфиболитовой фации. Стратиграфическое расчленение и геодинамические условия образования этой серии до сих пор остаются неясными. В ее разрезе выделялись от трех [Загородный, Радченко, 1988] до шести [Имандра..., 1982] толщ. Риолиты самингской свиты, венчающей верх разреза томингской серии в Панареченской синклинали, прорваны гранитами с возрастом 1,94 млрд лет, а самыми молодыми интрузивными (субвулканическими) породами там являются трахидацинты Панареченской синклинали с возрастом 1,91 млрд лет [Скуфьин и др., 2006]. Sm-Nd модельный возраст риодацита панареченской свиты, подстилающей самингскую свиту, равен 2,02 млрд лет [Daly et al., 2006], что предполагает почти полное преобладание в риодацитовой магме ювенильного материала и образование этих двух свит в очень узком возрастном интервале $\geq 1,94$ и $< 2,02$ млрд лет. Тектоническая обстановка образования томингской серии оценивается как орогенная [Имандра..., 1982].

Печенгский пояс

Печенгский пояс (ПП) состоит из отложений двух серий – северопеченгской (нижней) и южнопеченгской (верхней), строение которых изложено в работах [Загородный, Радченко, 1988; Магматизм..., 1995]. Самые нижние

отложения северопеченгской серии слагают ахмалахтинскую терригенную подсвиту с базальными конгломератами в ее основании и залегают на архейских гнейсах и базитах с возрастом 2,51 млрд лет. На этом и других основаниях был сделан вывод, что перед накоплением отложений северопеченгской серии на границе стрельнинской и варзугской серии ИВП произошла инверсия Полмак-Пасвик-Печенга-Имандра-Варзугского палеорифта – смена прогибания воздыманием всей этой структуры [Имандра..., 1982; Melezhik, Sturt, 1994]. Ахмалахтинская терригенная подсвита (самостоятельная терригенная свита неверскрукк [Melezhik, Sturt, 1994]) является базальной для северопеченгской серии и коррелируется с полисарской терригенной подсвитой, базальной для варзугской серии [Melezhik, Sturt, 1994; Reading..., 2012]. По современным геохронологическим данным [Gärtner et al., 2014], накопление полисарских отложений, включая гляциальные, началось на рубеже 2,41 млрд лет практически одновременно с накоплением аналогичных пород ахмалахтинской подсвиты, начиная с рубежа 2,40 млрд лет. По этим же данным формирование сейдореченской свиты завершилось ~2,43 млрд лет назад, то есть смена прогибания воздыманием, эрозия и возобновление прогибания произошли в ИВП всего за ~20 млн лет. Представляется, что фундамент ПП, в отличие от ИВП, до рубежа ~2,40 млрд лет испытывал медленное воздымание и подвергался эрозии в условиях относительно спокойной тектонической обстановки. То есть инверсия тектонического режима в ПП выразилась не в смене прогибания воздыманием и быстрым возобновлением прогибания, а в смене режима пенепленизации прогибанием.

Свиты северопеченгской серии, как и свиты варзугской серии, состоят из двух подсвит: маломощных нижних терригенных и мощных верхних вулканических. Объем вулканических возрастает вверх по разрезу, при этом меняется и характер основного вулканизма – от андезит-базальтов и щелочных базальтов к подушечным толеитовым базальтам самых верхних свит (колосйокской и пильгуярвинской). Ассоциации осадочных пород также меняются – от базальных терригенных отложений и перекрывающих их доломитов, аркозов, кварцитов и алевролитов до черных сланцев, вулканокластических ритмично-слоистых граувакк, основных и ультраосновных туфов двух верхних свит. Условия метаморфизма этих пород варьируют от пренит-пумпеллиитовой фации до амфиболитовой.

Разрез северопеченгской серии традиционно коррелируется с таковым варзугской серии [Имандра..., 1982; Загородный, Радченко, 1988]. Аналогом базальной полисарской терригенной подсвиты является ахмалахтинская терригенная подсвита, при этом надежным корреляционным признаком являются описанные только в них гляциальные отложения с возрастными ~2,41 и ~2,43 млрд лет [Brasier et al., 2013; Gärtner et al., 2014]. Также надежно коррелируются куэтсъярвинская свита ПП и умбинская свита ИВП – обе имеют возраст 2,06 млрд лет, а в их карбонатных породах установлена ломагунди-ятулийская аномалия изотопа ^{13}C [Reading..., 2012; Martin et al., 2013]. Ахмалахтинские вулканические ПП, датированные Rb-Sr-методом по породам в целом, дали плохо обоснованный изохронный возраст 2,32 млрд лет [Магматизм..., 1995], который попадает в возрастной интервал от 2,22 до <2,44 млрд лет, когда были накоплены низы разреза сланцевого пояса Перяпохья на севере Финляндии [Ranta et al., 2015]. Если эти возрастные определения и корреляции верны, то между терригенной и вулканогенной подсвитами ахмалахтинской и полисарской свит (низы разрезов ПП и ИВП соответственно) существует перерыв около 100 млн лет. Наконец, колосйокская свита, основные вулканические которой дают Sm-Nd-возраст $2,02 \pm 0,05$ млрд лет [Hanski et al., 2014], коррелируется с ильмозерской свитой, венчающей разрез варзугской серии. Таким образом, подтверждается вывод, сделанный в работах [Арзамасцев и др., 2020; Арзамасцев, 2022], о том, что накопление вулканических пород ПП и ИВП происходило импульсно при значительных перерывах во времени между импульсами.

Осадочно-вулканогенные толщи пильгуярвинской свиты, слагающие верх разреза северопеченгской серии и не имеющие несомненных аналогов в ИВП, сложены черными сланцами, вулканокластическими граувакками, основными и ультраосновными туфами и доминирующими среди вулканических подушечными толеитовыми базальтами [Магматизм..., 1995; Reading..., 2012]. Период накопления этих пород ограничен возрастными органического вещества 2004 ± 9 млн лет и кислого туфа 1970 ± 5 млн лет, причем в этом интервале лежат датировки для вулканических интрузий и промышленных Cu-Ni-руд, полученные Rb-Sr, Pb-Pb, Sm-Nd и Re-Os методами по породам в целом [Reading..., 2012 и ссылки в ней], а также датировка 1988 ± 3 млн лет для прослая кислых туфов в вулканических [Hanski et al., 2014]. В тектоническом отношении роль пильгуярвинской

свиты значительна, так как эта свита образовалась между рифтогенным и орогенным периодами развития Кольского региона в палеопротерозое и будет рассмотрена ниже.

На основе новых геохимических данных по породам варзугской и северопеченгской серий, а также новых возрастов по интрузивным породам была предложена иная схема корреляции некоторых свит этих серий [Арзамасцев и др., 2020]. Ее авторы коррелируют сейдореченскую свиту (заклучительный вулканизм стрельнинской серии) с ахмалахтинской (начальный вулканизм северопеченгской серии). При этом накопление терригенных отложений, включая гляциальные, полисарской свиты и таких же отложений ахмалахтинской свиты, происходившее, по данным в [Gärtner et al., 2014], в одно и то же время, должно было иметь место соответственно до и после инверсии тектонического режима. Очевидно, что столь радикальный пересмотр стратиграфических схем и корреляции нуждается в подтверждении надежными датировками полисарских и ахмалахтинских вулканитов, которые в настоящее время отсутствуют.

Лапландско-Кольский коллизионный ороген

Наиболее значительные изменения в тектоническом развитии Северной Фенноскандии в палеопротерозое были установлены по смене рифтогенного режима накопления стрельнинской, варзугской и северопеченгской серий на орогенный режим накопления томингской и южнопеченгской серий [Имандра..., 1982; Магматизм..., 1995]. Исходя из этих и других сведений, Д. Бриджвотер предложил концепцию палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена (ЛКО) гималайского типа [Bridgwater et al., 1996], которая получила развитие в работах [Daly et al., 2006; Lahtinen, Nuhtama, 2019] и кратко описывается ниже.

Тектоническая модель ЛКО сначала предполагала раскрытие и закрытие двух сближенных узких океанов красноморского типа – Лапландско-Кольского с субдукцией к северо-востоку и Печенга-Имандра-Варзугского с субдукцией к юго-западу [Daly et al., 2006]. Позднее ревизия всех геологических материалов с учетом геофизических данных привела к выводу, что ЛКО образовался после раскрытия и закрытия только одного Печенга-Варзугского океанического бассейна [Lahtinen, Nuhtama, 2019]. Имандра-Варзугский и Печенгский пояса залегают на северо-восточном борту первоначального рифта, заложенного

вдоль тектонического шва между Кольской и Беломорской архейскими провинциями и раскрывшегося в Печенга-Варзугский океан. Юго-западный борт этого рифта маркируется только кандалакшской толщей амфиболитов с возрастом 2,47 млрд лет [Балаганский и др., 1998], базальные конгломераты которой залегают на беломорских гранитогнейсах [Богданова, Ефимов, 1975] (рис. 2). При этом надо отметить, что принадлежность кандалакшских амфиболитов сумийским образованиям предполагалась ранее по геологическим данным [Земная..., 1978]. В то же время модели лапландско-кольской орогении, основанные только на одной коллизионной сутуре, не могут объяснить все детали глубинного строения коры финской Лапландии, установленные сейсмическими методами по профилям POLAR и FIRE [Janik et al., 2009]. При этом в основании нижней коры под ЛКО были выявлены пологое высокоскоростное тело, рассматриваемое как эклогитовый останец субдуцированной коры в Печенга-Варзугской зоне субдукции, и подстилающий его коровый киль (см. рис. 19 в [Janik et al., 2009]). По мнению авторов этого сейсмического исследования, установленное глубинное строение может быть удовлетворительно объяснено моделью коллизии трех архейских кратонов – сначала Беломорского кратона с Кольским, а затем Беломорско-Кольского кратона с Карельским. Автор данной статьи полагает, что для разработки окончательной модели образования ЛКО имеющихся сейчас материалов пока недостаточно.

Одним из указаний на существование Печенга-Варзугского океана, как и в модели в [Melezhik, Sturt, 1994], являлась пильгуярвинская свита подушечных толеитовых базальтов с геохимическими метками базальтов срединно-океанических хребтов. Находки ксенолитов гнейсов фундамента в вулканитах этой свиты позднее были интерпретированы как свидетельство значительного утонения континентальной коры в пильгуярвинское время, которое не привело к ее разрыву, и пильгуярвинские толеиты накапливались на пассивной континентальной окраине [Hanski et al., 2014]. Однако на мысль о существовании палеопротерозойского океана в Кольском регионе наводят и другие данные. Прежде всего это палеопротерозойская ювенильная кора Лапландского гранулитового пояса [Daly et al., 2006 и ссылки в ней] с островодужными геохимическими метками [Козлов и др., 1990], а также аналогичная кора Умбинского гранулитового и Терского террейнов [Daly et al., 2006] – кора такого типа образуется в фанерозойских орогенах при

субдукции океанической коры. Пильгуярвинская осадочная подсвета была накоплена на континентальном склоне, но в ее верхней части появляются песчаники, похожие на осадки глубоководных морских обстановок [Reading..., 2012, с. 302]. Как будет показано ниже, ЛКО имеет в разрезе пальмовидную геометрию, которая возникает в коллизионных орогенах фанерозоя после прохождения полного цикла Вильсона. Авторы работы [Lahtinen, Huhma, 2019] провели ревизию всех данных, полученных после публикации развернутой концепции ЛКО в 2006 г. [Daly et al., 2006], а также работы [Hanski et al., 2014], согласно которой пильгуярвинские толеиты образовались не в срединноокеаническом хребте, а на пассивной континентальной окраине. В итоге они подтвердили плитнотектоническую концепцию образования ЛКО, включающую субдукцию. Наконец, появились первые данные, предполагающие проявление эклогитового метаморфизма сверхвысоких давлений (24 кбар) 1,9 млрд лет назад, характерного для современной «холодной» субдукции [Li et al., 2025]. Автор настоящей работы предполагает, что пильгуярвинские толеиты являются гомологами толеитовых базальтов полностью субдуцированной океанической коры Печенга-Варзугского океана, а ее возможные реликты, обдуцированные на континентальную кору, были уничтожены эрозией. Открытие Печенга-Варзугского океана ограничено снизу возрастом 2004 ± 9 млрд лет органического вещества в пильгуярвинской осадочной подсвете [Hannah et al., 2006], и он существовал как минимум до рубежа 1,97 млрд лет (возраст прослая кислого туфа в подушечных толеитах пильгуярвинской вулканической подсветы [Hanski et al., 1990]).

Северо-восточным и юго-западным фор-ландами ЛКО являются соответственно архейские Кольская и Беломорская провинции. В целом ЛКО располагается между Мурманским кратоном на северо-востоке и кратонами Карельским и Норрботтен на юго-западе (рис. 1 и 2). Основу глубокоэродированного ядра ЛКО (аналога метаморфического ядра в коллизионных орогенах фанерозоя) составляют Лапландский гранулитовый пояс (террейн; ЛГП), Умбинский гранулитовый и Терский террейны, целиком сложенные палеопротерозойской ювенильной корой с возрастом 1,98–1,92 млрд лет, породы которой имеют островодужные геохимические характеристики и содержат примесь архейского материала (см. обзоры в [Daly et al., 2006; Lahtinen, Huhma, 2019], а также Sm-Nd-данные в [Пожиленко и др., 2018]). Осадочные протолиты ЛГП

накапливались ~2,0–1,94 млрд лет назад либо в бассейне рядом с островной дугой [Daly et al., 2006], либо в ретродуговом бассейне, заложенном на беломорской континентальной коре [Lahtinen, Huhma, 2019].

В состав ядра ЛКО также входят террейны Инари и Стрельнинский, сложенные палеопротерозойскими магматическими породами с островодужной геохимией, одновозрастными таким же породам в ядре [Daly et al., 2006], и архейскими породами. В терреине Инари одновозрастными этим палеопротерозойским породам являются гранитоиды южного обрамления Печенгского пояса (1,94–1,95 млрд лет [Скуфьин и др., 2000; Ветрин и др., 2008]). Объем палеопротерозойской ювенильной коры в терреине Инари сейчас увеличен за счет тальинской свиты (риодацит, 1926 ± 7 млн лет [Вревский и др., 2024]), каскамской свиты (риодацит, 1924 ± 5 млн лет, андезит, 1923 ± 6 млн лет) и тоналитов с возрастом 1936 ± 7 млн лет [Вревский и др., 2023]). Значения $\epsilon Nd(t)$ в этих породах варьируют от +0,1 до +2,8, что предполагает происхождение исходных для них магм из палеопротерозойского ювенильного источника, в разной степени контаминированных архейским материалом. Ранее они считались породами архейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса. Наконец, к ядру ЛКО отнесены породы томингской серии ИВП и южнопеченгской серии ПП, которые ограничены надвигами и взбросами и для которых также предполагается образование в островодужной обстановке.

Рост ювенильной коры начался с самого раннего импульса субдукционного магматизма 1,975 млрд лет назад в Терском терреине (ТТГ-гнейсы и кислые вулканы с островодужной геохимией [Daly et al., 2006]) и, учитывая новые данные, продолжался до рубежа 1,92 млрд лет. Началу коллизии или ее пику в восточной части ЛКО отвечает возраст 1,925 млрд лет гранулитового метаморфизма [Бибикова и др., 1993] во время первого этапа лапландско-кольской коллизии – формирования глубинных надвигов в подошвах Лапландского гранулитового пояса и Умбинского гранулитового террейна и подстилающих их тектонических меланжей Танаэлв и Колвицкий соответственно, а также тектоники сорванной средней коры в Кейвском терреине [Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006; Balagansky et al., 2012]. В юго-восточной части ЛКО верхняя возрастная граница первого этапа коллизии составляет 1916 ± 10 млн лет [Мудрук, 2014]; в северо-западной части она началась на 10 миллионов лет позднее и происходила

в интервале 1,915–1,910 млрд лет назад [Lahtinen, Huhma, 2019]. В восточной части ЛКО этот этап сменился этапом транспрессии, выразившейся в правосторонних движениях параллельно запад-северо-западному простиранию орогенного ядра с образованием субгоризонтальной линейности в гранулитах этого ядра ~ 1,92–1,91 млрд лет назад [Балаганский и др., 2006].

Постколлизийная стадия и эксгумация орогенного ядра начались в обеих частях ЛКО 1,90 млрд лет назад [Daly et al., 2006; Lahtinen, Huhma, 2019]. В восточной части ЛКО эксгумация ядра происходила быстрее (до 7,4 °C млн лет⁻¹) [Daly et al., 2006], чем в Беломорской провинции, то есть в юго-западном форланде (2–4 °C млн лет⁻¹) [Bibikova et al., 2001]. Если на этой стадии в юго-восточной части ЛКО тектонические движения практически прекратились, то в северо-западной части они возобновились и привели к образованию гигантского аркообразного изгиба Лапландского гранулитового пояса (рис. 1 и 2). Этот изгиб образовался либо в результате дальнейшего надвигания гранулитов к юго-западу [Daly et al., 2006] в результате локального выдавливания горных пород вверх из ядра орогена, либо представляет собой ороклин, возникший ~1,86 млрд лет назад при правосторонних движениях по сдвиговой зоне корового масштаба, положение которой близко к таковому скрытой коллизийной сuture [Lahtinen, Huhma, 2019].

В результате трех этапов коллизий ЛКО приобрел в поперечном разрезе пальмовидную геометрию [Балаганский и др., 2016]. В Кольской провинции (северо-восточный форланд ЛКО) надвиги и покровы в северо-восточном направлении установлены в ПП и Кейвском террейне, а также в центральной части ИВП. В юго-западном форланде эти коллизийные структуры образовались при значительном надвигании ЛГП, Умбинского и Терского террейнов на Беломорскую провинцию к югу. Пальмовая геометрия является типичной для коллизийных орогенов фанерозоя (см. рис. 18.3 в книге [van der Pluim, Marshak, 2004]). Согласно работе [Chardon et al., 2009], остывание мантии после образования Земли и синхронное изменение термального состояния литосферы (ее остывание) привели к эволюции орогенных поясов от «сверхгорячих» аккреционных орогенов архея к «холодным» коллизийным орогенам фанерозоя, характеризовавшейся генерацией соответственно большого и малого объема континентальной коры. Авторы этой работы выделили переходный тип горячих орогенов (*mixed-hot orogens*),

один из двух подтипов которых включает узкие протерозойские коллизийные пояса, содержащие «сверхгорячую» ювенильную кору, но имеющие геометрию и кинематику современных «холодных» коллизийных орогенов. Они отнесли ЛКО к переходному типу горячих орогенов, и приведенные выше данные подтверждают этот вывод.

Характерной чертой ЛКО является воздымание земной коры между ЛГП и террейном Инари на северо-западе ЛКО и Умбинским, Терским и Стрельнинским террейнами на юго-востоке. В этом воздымании находится узкая зона контакта Беломорской и Кольской провинций (соответственно верхней и нижней палеоплит), интерпретируемая в данной работе как коллизийная сuture. Одним из компонентов этой зоны является Воче-Ламбинская сдвиговая зона взбрососдвигового характера, отражающая взброс Кольской провинции на Беломорскую на фоне левосторонних движений. Глубинное строение этого воздымания может пролить свет на историю образования и развития ЛКО, но надежные сейсмические данные по этому участку земной коры пока отсутствуют.

Полное прекращение тектонической активности, вызванное лапландско-кольской коллизийной орогенией, произошло 1,80–1,76 млрд лет назад, когда внедрились посторогенные граниты Наттанен-типа в северо-западной части ЛКО и стрельнинские граниты в юго-восточной части [Daly et al., 2006 и ссылки в ней].

Согласно модели развития ЛКО в работе [Lahtinen, Huhma, 2019], беломорские эклогиты с возрастом 1,915–1,910 млрд лет образовались в зоне Печенга-Варзугской коллизийной сuture во время субконтинентальной пологой субдукции Кольской провинции (нижняя палеоплита) под Беломорскую (верхняя палеоплита). По мнению ее авторов, эта сuture простирается от восточного окончания ЛГП к юго-востоку, разрезает северные районы Беломорской провинции на две части и проходит к юго-западу от Умбинского гранулитового террейна и Колвицкого меланжа. Эти две тектонические структуры являются аналогами ЛГП и меланжа Танаэла, и также к северо-востоку от них располагаются островодужные породы, причем не только Терского террейна, но и Стрельнинского террейна (аналога террейна Инари; рис. 1 и 2). Все перечисленные структуры образовались в результате одного и того же тектонического процесса – субдукции Кольской палеоплиты под Беломорскую к юго-западу, однако в рассматриваемой модели они оказываются по разные стороны

от коллизионной сутуры, что является слабой стороной модели и требует ее доработки. Еще одним указанием на необходимость доработки является отсутствие каких-либо следов этой сутуры внутри северных районов Беломорской провинции.

В рамках второй модели [Daly et al., 2006], которая также требует доработки, палеопротерозойские беломорские эклогиты образовались в нижней части континентальной коры Беломорской палеоплиты, мощность которой была значительно увеличена вследствие надвигания на нее лапландских и умбинских гранулитов и подстилающих их меланжей Танаэля и Колвицкой. Последние оценки условий палеопротерозойского эклогитового метаморфизма на севере этой палеоплиты составляют 24 кбар [Li et al., 2025], что соответствует ~85 км. Если модель с двумя коллизионными сутурами верна, нельзя исключить и субконтинентальную субдукцию Беломорской палеоплиты под Кольскую. В любом случае обе модели образования ЛКО и места в них эклогитового метаморфизма нуждаются в ревизии. Одной из альтернатив этим субдукционным моделям образования беломорских эклогитов является сценарий, который включает «выпучивание» (выдавливание вверх) юго-западного форланда Лапландско-Кольского компрессионного орогена и флексурный изгиб архейской литосферы, которые вызвали ее укорочение и усиление дислокационной ползучести коры и флюидной активности [Щипанский, 2025].

Приведенные данные показывают, что со всех позиций – тектонических, структурных, петрологических (РТ-условий метаморфизма и характера магматизма) и геохронологических (возраста палеопротерозойской ювенильной коры и пика ее деформации и метаморфизма) – палеопротерозойские орогенные события не связаны со свекофеннской аккреционной орогенцией в юго-западной части Фенноскандинавского щита, а предшествовали ей и являются результатом самостоятельной лапландско-кольской коллизионной орогенции. Более подробно этот вопрос рассмотрен в работе [Балаганский и др., 2016].

Заключение

Анализ всех имеющихся данных показывает, что архейская континентальная кора Кольского региона является типичной для древнейших щитов и образовалась во время бурного роста континентальной коры с образованием суперконтинента Кенорленд 2,9–2,6 млрд

лет назад [Nance et al., 2014]. Предлагаются разные геодинамические модели (режимы) этого роста: последовательное проявление режимов позднемезоархейской кратонизации, первичных зеленокаменных поясов, корово-астеносферного, коллизионного и поздне-неоархейской кратонизации [Сорохтин и др., 2024], комбинация плитнотектонической и плюмовой моделей [Глубинное..., 2010], плитнотектоническая модель [Щипанский и др., 2012; Слабунов и др., 2021] и плюмовая (внесубдукционная) модель [Вревский, 2019]. Представляется, что, помимо всех других условий, для создания более адекватных тектонических моделей образования и роста земной коры Кольского региона в архее необходимо выявить взаимосвязь между образованием и развитием Беломорской и Кольской провинций, в составе которых присутствуют одинаковые по возрасту архейские супракрустальные породы, испытавшие метаморфизм при существенно разных величинах геотермического градиента и при разном кинематическом плане деформаций.

Палеопротерозойская история Кольского региона являет собой яркий пример проявления двух главных в палеопротерозое всей Земли событий – континентального рифтогенеза 2,5–2,0 млрд лет назад и роста ювенильной коры в орогенных поясах 2,0–1,8 млрд лет назад. Многолетнее изучение рифтогенных толщ традиционными методами стратиграфии и формационного анализа привели к детальной и хорошо обоснованной стратиграфической колонке раннего палеопротерозоя (2,5–2,0 млрд лет), а также к подробному литологическому описанию более молодых орогенных толщ [Имандра..., 1982; Магматизм..., 1995; Reading..., 2012]. Однако выполненные в последние годы немногочисленные пока геохронологические работы показали, что эта колонка может содержать большие перерывы, по крайней мере между периодами накопления вулканических толщ, а традиционная корреляция отдельных супракрустальных толщ ставится под сомнение результатами исследований малых и редкоземельных элементов [Арзамасцев и др., 2020; Арзамасцев, 2022]. Отсюда очевидна необходимость получения надежных изотопных датировок по всему разрезу кольских рифтогенных толщ, несмотря на трудности в датировании осадочных пород. Также необходимо дальнейшее геохимическое изучение этого разреза, хотя сейчас уже ясно, что различия в распределении элементов-примесей и редких земель в породах двух вулканических толщ могут быть связаны

Методика датирования

с их происхождением из разных источников, а не с их разным возрастом. Сказанное во всем объеме относится и к орогенным толщам. В структурном и тектоническом отношении одной из первоочередных задач является разработка тектонической модели образования сложного строения Имандра-Варзугского пояса. В центральной части этого пояса породы падают к юго-юго-западу, а в восточной части – к северо-северо-востоку при опрокинутом их залегании, образуя своеобразную пропеллеровидную структуру, при этом юго-восточное окончание пояса имеет центриклинальный характер.

Анализ палеопротерозойской орогенной истории позволил вскрыть взаимосвязь между лапландско-кольской коллизионной и свекофеннской аккреционной орогенностями. Палеопротерозойские орогенные события начались с лапландско-кольской коллизионной орогении на северо-востоке щита 2,0–1,9 млрд лет назад [Bridgwater et al., 1996; Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006], которая сменилась на юго-западе свекофеннской аккреционной орогенцией 1,9–1,8 млрд лет назад [Lahinen et al., 2009; Балтыбаев, 2022]. Последовательное проявление лапландско-кольской и свекофеннской орогений и миграцию орогенных событий [Балаганский и др., 2011] можно выделить как лапландско-свекофеннскую орогению [Балаганский и др., 2016] тюркского типа [Sengör, Natal'in, 1996], которая сопоставима с орогенностями, вызванными движениями литосферных плит. Эта орогения почти полностью сформировала Фенноскандинавский щит в его современном виде и была одним из проявлений палеопротерозойского суперконтинентального цикла, в результате которого сформировался суперконтинент Колумбия (Нуна, Нена).

Изучение Воче-Ламбины и Кейв было инициировано Ф. П. Митрофановым, директором ГИ КНЦ РАН в 1986–2007 гг. Сбор структурных и геофизических материалов по породам Кейв и их обработка были бы невозможны без участия И. А. Горбунова, Т. В. Горбуновой, С. В. Мудрука и А. Б. Раевского, за что автор им искренне признателен. Автор также глубоко благодарен Р. В. Кислицыну (Университет Далхаузи, Галифакс, Канада) за разрешение на публикацию изотопных данных для пород Воче-Ламбины. Доброжелательные замечания С. В. Мудрука и конструктивная критика рукописи обоими анонимными рецензентами сделали ее текст более строгим и понятным.

Датирование было выполнено Р. В. Кислицыным в лаборатории изотопной геологии Геологической службы Финляндии в 1999 году при поддержке Дж. С. Дэйли (University College Dublin), Х. Хухмы (Geological Survey of Finland) и проекта EUROPROBE. Для датирования зерна цирконов размером в основном 0,15–0,10 мм отбирались под бинокляром, при недостаточном их количестве анализировались зерна других размеров. Фракции циркона выделялись по сходству формы кристаллов, их цвету и прозрачности, а также по степени сохранности граней и отсутствию древних ядер, включений и трещин. Большая часть фракций циркона были абрадированы для удаления краевых частей кристаллов, которые испытывают наибольшие потери Pb.

Выделение U и Pb из цирконов и стандарта ИГФМ-87 проводилось по модифицированной методике Кроу [Krogh, 1973]. Измерения изотопного состава U и Pb проводились на многоколлекторном масс-спектрометре VG SECTOR 54. Pb наносился на дегазированную рениевую ленточку в потоке чистого фильтрованного воздуха в фосфатной форме. В качестве эмиттера ионов использовался силикагель. Измерения проводились в статическом режиме с использованием чашек Фарадея для всех пиков, кроме ^{204}Pb . Измерения пика ^{204}Pb проводились с использованием умножителя вторичных электронов Дэйли. Калибровка умножителя относительно чашек Фарадея проводилась каждый раз перед началом измерений и затем через каждые 3–4 часа работы. U наносился на ленточку в фосфатной форме в потоке чистого фильтрованного воздуха. Измерения проводились в статическом режиме с использованием чашек Фарадея для обоих пиков ^{235}U и ^{238}U . Погрешности отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ не превышали 0,7, 0,05 % для остальных Pb/Pb-отношений и 0,41 % для Pb/U-отношений. Воспроизводимость Pb/U-отношений равнялась 0,4 % (2σ) (результаты анализа четырех навесок циркона ИГФМ-87 [Бартницкий и др., 1987]). Для учета возможной неоднородности циркона погрешности Pb/U-отношений были увеличены до 0,6 %. Все возрасты рассчитаны по программам К. Р. Людвиг PBDAT (версия 1.22) и ISOPLOT (версия 4.15). При расчете использовались константы распада из работы [Steiger, Jäger, 1977]. Погрешности U-Pb-возрастов равны 2σ (с учетом погрешностей определения констант распада). Полная информация о методике датирования приведена в [Кислицын, 2001].

Литература

- Авакян К. Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея / Ред. А. Л. Книппер, В. С. Федоровский. М.: Наука, 1992. 168 с.
- Адушкин В. В., Гоев А. Г., Санина И. А., Федоров А. В. Особенности глубинного скоростного строения центральной части Кольского полуострова методом функций приемника // ДАН. 2021. Т. 501, № 2. С. 180–183. doi: 10.31857/S268673972112001X
- Арзамасцев А. А. Эволюция магматизма палеопротерозойского Печенга-Варзугского рифта с позиций новых данных по неоген-четвертичным рифтогенным структурам Восточной Африки // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 14–17. doi: 10.17076/geo1674
- Арзамасцев А. А., Егорова С. В., Ерофеева К. Г., Самсонов А. В., Степанова А. В., Скуфьин П. К., Чащин В. В., Веселовский Р. В. Палеопротерозойские (2.51–2.40 млрд лет) магматические провинции северо-восточной части Фенноскандии: геохимия вулканитов и корреляция с интрузивными комплексами // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28, № 6. С. 37–66. doi: 10.31857/S0869592X20060034
- Балаганский В. В. Петрохимия неогархейских кислых метавулканитов лебяжинской свиты Кейвского террейна, арктическая зона Фенноскандинавского щита // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. Т. 18. С. 37–47.
- Балаганский В. В., Горбунов И. А., Мудрук С. В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3(26). С. 5–11.
- Балаганский В. В., Минц М. В., Дэйли Дж. С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2006. С. 158–171.
- Балаганский В. В., Раевский А. Б., Мудрук С. В. Нижний докембрий Кейвского террейна, северо-восток Балтийского щита: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластин? // Геотектоника. 2011. № 2. С. 32–48.
- Балаганский В. В., Тиммерман М. Я., Кислицын Р. В., Дэйли Дж. С., Балашов Ю. А., Ганнибал Л. Ф., Шерстенников О. Г., Рюнгенен Г. И. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1, № 3. С. 19–32.
- Балтыбаев Ш. К. Свекофеннский аккреционный ороген: современные представления о его строении и эволюции // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 18–21. doi: 10.17076/geo1664
- Бартницкий Е. Н., Бибилова Е. В., Верхогляд В. М., Запечальнюк С. А., Легкова Г. В., Мицкевич Н. Ю., Скобелев В. М., Терез Г. Я. ИГФМ-87 – всесоюзный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований // Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. шк.-семинара. М.: ГЕОХИ РАН, 1987. С. 36–39.
- Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова / Ред. И. В. Бельков. Л.: Наука, 1976. 224 с.
- Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
- Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: АН СССР, 1963. 322 с.
- Бибилова Е. В., Ветрин В. Р., Кириозова Т. И., Макаров В. А., Смирнов Ю. П. Геохронология и корреляция пород нижней части Кольской сверхглубокой скважины // ДАН. 1993. Т. 332, № 3. С. 360–363.
- Богданова М. Н., Ефимов М. М. Конгломераты Колвицкой структурно-формационной зоны // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова / Ред. И. В. Бельков. Апатиты: КФ АН СССР, 1975. С. 65–69.
- Бриджуотер Д., Скотт Д., Балаганский В. В., Тиммерман М. Я., Маркер М., Бушмин С. А., Алексеев Н. Л., Дэйли Дж. С. Природа раннедокембрийских метаосадков в Лапландско-Кольском поясе по результатам $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датирования единичных зерен циркона и Sm-Nd изотопным данным по породам в целом // ДАН. 1999. Т. 366, № 5. С. 664–668.
- Ветрин В. Р. Гранитоиды Мурманского блока / Ред. И. Д. Батиева. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. 126 с.
- Ветрин В. Р., Родионов Н. В. Геология и геохронология неогархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17, № 6. С. 578–600.
- Ветрин В. Р., Туркина О. М., Родионов Н. В. U-Pb-возраст и условия формирования гранитоидов южного обрамления Печенгской структуры (Балтийский щит) // ДАН. 2008. Т. 418, № 6. С. 806–810.
- Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология) / Ред. В. А. Глебовицкий. Л.: Наука, 1990. 248 с.
- Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибилова Е. В., Конилов А. Н., Кузенко Т. И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.
- Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / Ред. Ф. П. Митрофанов, В. И. Пожиленко. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1991. 196 с.
- Вревский А. Б. Геологические и изотопно-геохимические признаки внесубдукционных петрологических механизмов формирования неогархейской континентальной коры Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита // Петрология. 2019. Т. 27, № 2. С. 161–186. doi: 10.31857/S0869-5903272161-186
- Вревский А. Б. Особенности проявления неогархейских плюм-литосферных процессов в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: I. Состав и возраст коматитит-толеитовой ассоциации // Петрология. 2018. Т. 26, № 2. С. 116–139. doi: 10.7868/S0869590318020024
- Вревский А. Б. Петрология, возраст и полихронность источников инициального магматизма Имандра-Варзугского палеорифта Фенноскандинавского щита // Петрология. 2011. Т. 19, № 5. С. 546–574.

Вревский А. Б., Кузнецов А. Б., Львов П. А. Возраст и стратиграфическое положение супракрустального комплекса Каскамского блока террейна Инари (северо-восток Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита) // ДАН. 2023. Т. 511, № 2. С. 159–167. doi: 10.31857/S2686739723600674

Вревский А. Б., Кузнецов А. Б., Львов П. А. Новые данные к региональной стратиграфической шкале палеопротерозоя Фенноскандинавского щита (изотопная геохимия и возраст супракрустальных комплексов террейна Инари, Кольский полуостров) // ДАН. 2024. Т. 519, № 1. С. 405–413. doi: 10.31857/S2686739724110031

Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова / Ред. И. В. Бельков. Л.: Наука, 1980. 240 с.

Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита / Отв. ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1972. 193 с.

Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС / Ред. А. Ф. Морозов. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 408.

Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита / Ред. И. В. Бельков. Л.: Наука, 1988. 111 с.

Земная кора восточной части Балтийского щита / Ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1978. 231 с.

Имандра-Варзугская зона карелид / Ред. Г. И. Горбунов. Л.: Наука, 1982. 280 с.

Кислицын Р. В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты, 2001. 165 с.

Кислицын Р. В., Балаганский В. В., Манттари И., Ганнибал Л. Ф., Пожиленко В. И. U-Pb возраст цирконов из габброноритов и габброанортозитов полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров // Вестник МГТУ. 2000. Т. 3, № 2. С. 307–314.

Козлов Н. Е., Иванов А. А., Нерович Л. И. Лапландский гранулитовый пояс – первичная природа и развитие / Ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 170 с.

Козлов Н. Е., Сорохтин Н. О., Марчук Т. С. Развитие Кейвского домена в докембрии // Вестник МГТУ. 2023. Т. 26, № 1. С. 18–24. doi: 10.21443/1560-9278-2023-26-1-18-24

Кудряшов Н. М., Калинин А. А., Лялина Л. М., Удоратина О. В., Селиванова Е. А., Галеева Е. В., Зыкова Т. С. Редкометалльные пегматитовые месторождения Охмыльк и Васин-Мыльк (северо-восточная часть Фенноскандинавского щита): U-Pb изотопно-геохронологические исследования циркона // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. Т. 20. С. 588–596. doi: 10.31241/FNS.2023.20.074

Кудряшов Н. М., Петровский М. Н., Мокрушин А. В., Елизаров Д. В. Неоархейский санукитоидный магматизм Кольского региона: геологические, петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2013. Т. 21, № 4. С. 389–413. doi: 10.7868/S0869590313030047

Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным / Ред. Н. В. Шаров. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 145 с.

Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Ред. Ф. П. Митрофанов, В. Ф. Смолькин. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с.

Митрофанов Ф. П., Зозуля Д. Р., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // ДАН. 2000. Т. 374, № 2. С. 238–241.

Морозова Л. Н., Баянова Т. Б. Архейский геодинамический полигон Воче-Ламбина (Балтийский щит), Кольский п-ов, Россия. Путевод. геол. экск. / Ред. Ф. П. Митрофанов, В. В. Балаганский. Апатиты: КНЦ РАН, 2013. 44 с.

Морозова Л. Н., Баянова Т. Б., Серов П. А. Основные этапы гранитообразования в архее северо-востока Балтийского щита (на примере полигона Воче-Ламбина) // Литосфера. 2011. № 6. С. 14–26.

Морозова Л. Н., Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Ветрин В. Р., Серов П. А. Гомологи архейских пород разреза Кольской сверхглубокой скважины в северной части Беломорского подвижного пояса (полигон Воче-Ламбина) // ДАН. 2012. Т. 442, № 2. С. 215–218.

Мудрук С. В. Главные этапы палеопротерозойских деформаций в Кейвском и Стрельнинском террейнах северо-востока Балтийского щита: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты, 2014. 143 с.

Мыскова Т. А., Бережная Н. Г., Глебовицкий В. А., Милькевич Р. И., Лепехина Е. Н., Матуков Д. И., Антонов А. В., Сергеев С. А., Шулешко И. К. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // ДАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 82–86.

Мыскова Т. А., Глебовицкий В. А., Милькевич Р. И., Бережная Н. Г., Скублов С. Г. Уточнение состава и возраста глиноземистых гнейсов Урагубской зеленокаменной структуры позднего архея, Кольский полуостров // Записки РМО. 2010. Т. 139, № 3. С. 15–21.

Мыскова Т. А., Филиппов Н. Б., Львов П. А. Первые U-Pb по циркону данные о возрасте габбродиоритовых даек Кейвского домена Фенноскандинавского щита // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. Т. 22. С. 4–13. doi: 10.31241/FNS.2025.22.001

Пожиленко В. И., Серов П. А., Петров В. П. Sm-Nd изотопные исследования раннедокембрийских пород Кольского региона: краткий обзор и новые данные // Вестник Кольского научного центра РАН. 2018. № 1(10). С. 37–49.

Радченко А. Т., Балаганский В. В., Басалаев А. А., Беляев О. А., Пожиленко В. И., Радченко М. К. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 96 с.

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

Серов П. А., Кунакузин Е. Л., Стешенко Е. Н. Палеоархейские протолиты пород зоны сочленения

Центрально-Кольского и Мурманского блоков (Фенноскандинавский щит): новые Sm-Nd данные // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. Т. 19. С. 323–328. doi: 10.31241/FNS.2022.19.059

Скуфьин П. К., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Апанасевич Е. А., Левкович Н. В. Абсолютный возраст гранитоидов Шуонияврского массива из южного обрамления Печенгской структуры (Кольский полуостров) // ДАН. 2000. Т. 370, № 2. С. 227–230.

Скуфьин П. К., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П. Изотопный возраст субвулканических гранитоидов раннепротерозойской Панареченской вулканотектонической структуры, Кольский полуостров // ДАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 805–809.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) / Ред. О. И. Володичев. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2008. С. 298.

Слабунов А. И., Балаганский В. В. Щипанский А. А. Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов: обзор // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 5. С. 650–677. doi: 10.15372/GiG2021116

Слабунов А. И., Кервинен А. В., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Максимов О. А., Медведев П. В. Главные эпизоды формирования полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного пояса (Карельский кратон): данные U-Th-Pb датирования циркона // Труды Карельского научного центра РАН. 2023. № 2. С. 5–22. doi: 10.17076/geo1749

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Балаганский В. В., Сорьонен-Вард П., Володичев О. И., Щипанский А. А., Светов С. А., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Степанов В. С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.

Смолюкин В. Ф., Межеловская С. В., Межеловский А. Д. Источники обломочного материала терригенных толщ палеобассейнов неархейского и палеопротерозойского возраста восточной части Фенноскандинавского щита по данным изотопного анализа детритового циркона (SIMS, LA-ICP-MS) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28, № 6. С. 3–36. doi: 10.31857/S0869592X20060095

Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е., Глазнев В. Н., Кудряшов Н. М. Архей Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 2024. 715 с.

Степанова А. В., Самсонов А. В., Сальникова Е. Б., Егорова С. В., Ларионова Ю. О., Арзамасцев А. А., Ларионов А. Н., Суханова М. А., Веселовский Р. В. Великая дайка Кольского полуострова – маркер архейской кратонизации в северной части Фенноскандинавского щита // Петрология. 2022. Т. 30, № 6. С. 623–643. doi: 10.31857/S0869590322060085

Чащин В. В., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. Вулканоплутоническая ассоциация раннего этапа развития Имандра-Варзугской рифтогенной зоны, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические данные // Петрология. 2008. Т. 16, № 3. С. 296–316.

Чащин В. В., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. Кислогубская свита верхнеархейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса (Кольский полуостров, Россия): стратотипический разрез и U-Pb возраст // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 6. С. 3–15.

Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова / Ред. К. А. Шуркин. М.-Л.: АН СССР, 1962. 307 с.

Щипанский А. А. Тектогенез Беломорского подвижного пояса и происхождение беломорских эклогитов (северо-восток Балтийского щита) // Геотектоника. 2025. № 4. С. 1–28. doi: 10.31857/S0016853X25040016

Щипанский А. А., Ходоревская Л. И., Конилов А. Н., Слабунов А. И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 1. С. 3–29.

Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита) / Ред. Ф. П. Митрофанов. Л.: Наука, 1990. 184 с.

Artemieva I. M. Dynamic topography of the East European craton: Shedding light upon lithospheric structure, composition and mantle dynamics // Glob. Planet. Change. 2007. Vol. 58. P. 411–434. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.02.013

Artemieva I. M. Global 1° × 1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophys. 2006. Vol. 416. P. 245–277. doi: 10.1016/j.tecto.2005.11.022

Balagansky V. V., Mudruk S. V., Gorbunov I. A., Raevsky A. B. Tectonics of detached middle crust in the north-eastern foreland of the Palaeoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, north-eastern Baltic Shield // Proceedings of the MSTU. 2012. Vol. 15, no. 2. P. 300–310.

Balagansky V. V., Myskova T. A., Lvov P. A., Lario-nov A. N., Gorbunov I. A. Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: geochemistry, age, and origin // Lithos. 2021. Vol. 380–381. Art. 105899. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105899

Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian Region and Finland / Eds. F. P. Mitrofanov, V. V. Balagansky. Apatity: KSC RAS, 1992. P. 13–34.

Bayanova T., Bazay A. V., Steshenko E. N., Kunakkuzin E., Serov P., Borisenko E. S., Elizarov D. V. Neoproterozoic banded iron formations of the Fennoscandian Shield: new zircon U-Pb (ID TIMS and SHRIMP-II) isotope ages of noble metal mineralization and Nd-Sr data on whole rocks // Inter. Geol. Rev. 2023. Vol. 65, no. 17. P. 2630–2643. doi: 10.1080/00206814.2022.2153386

Bayanova T., Kunakkuzin E., Serov P., Steshenko E., Borisenko E., Lario-nov A., Turkina O. The oldest grey gneisses and tonalite-trondhjemitic granodiorites in the Fennoscandian Shield: ID-TIMS and SHRIMP data // Open J. Geol. 2020. Vol. 10, no. 2. P. 124–136. doi: 10.4236/ojg.2020.102007

Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S., Gorbatschev R., Slabunov A. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // *Precam. Res.* 2001. Vol. 105. P. 315–330. doi: 10.1016/S0301-9268(00)00117-0

Brasier A. T., Martin A. P., Melezhik V. A., Prave A. R., Condon D. J., Fallick A. E., *FAR-DEEP Scientists*. Earth's earliest global glaciation? Carbonate geochemistry and geochronology of the Polisarka Sedimentary Formation, Kola Peninsula, Russia // *Precam. Res.* 2013. Vol. 235. P. 278–294. doi: 10.1016/j.precamres.2013.06.007

Bridgwater D., Campbell L., Mengel F., Marker M., Scott D. The Nagssugtoqidian of West Greenland in the light of comparative studies of juvenile components in the Paleoproterozoic Torngat, SE Greenland Nagssugtoqidian, and Lapland-Kola “collisional” belts // 2nd DLC Workshop on Nagssugtoqidian geology. Proceedings. Danish Lithosphere Centre. 1996. P. 6–19.

Chardon D., Gapais D., Carnard F. Flow of ultra-hot orogens: A view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic // *Tectonophysics.* 2009. Vol. 477. P. 105–118. doi: 10.1016/j.tecto.2009.03.008

Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of zircon textures // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. Vol. 53. P. 469–500. doi: 10.2113/0530469

Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *European Lithosphere Dynamics / Geological Society London, Memoirs.* 2006. No. 32. P. 579–598. doi: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35

Gärtner C., Bahlburg H., Melezhik V. A., Berndt J. Dating Palaeoproterozoic glacial deposits of the Fennoscandian Shield using detrital zircons from the Kola Peninsula, Russia // *Precam. Res.* 2014. Vol. 246. P. 281–295. doi: 10.1016/j.precamres.2014.03.014

Gulson L., Krogh T. E. Evidence of multiple intrusion, possible resetting of U-Pb ages, and new crystallization of zircons in the post-tectonic intrusions (‘Rapakivi granites’) and gneisses from South Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1975. Vol. 39, no. 1. P. 65–72.

Hannah J. L., Stein H. J., Zimmerman A., Yang G., Markey R. J., Melezhik V. A. Precise 2004 ± 9 Ma Re-Os age for Pechenga black shale: Comparison of sulfides and organic material // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. Vol. 70, no. 18. Suppl. P. A228. doi: 10.1016/j.gca.2006.06.461

Hanski E., Huhma H., Melezhik V. A. New isotopic and geochemical data from the Palaeoproterozoic Pechenga Greenstone Belt, NW Russia: Implication for basin development and duration of the volcanism // *Precam. Res.* 2014. Vol. 245. P. 51–65. doi: 10.1016/j.precamres.2014.01.008

Hanski E., Huhma H., Smolkin V. F., Vaasjoki M. The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, USSR // *Bulletin of Geological Society of Finland.* 1990. Vol. 62(2). P. 123–133. doi: 10.17741/bgsf/62.2.003

Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave

velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. B06308. doi: 10.1029/2008JB005689

Krogh T. E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973;37(3):485–494. doi: 10.1016/0016-7037(73)90213-5

Krogh T. E. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. Vol. 46, no. 4. P. 637–649.

Lahtinen R., Huhma H. A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen // *Precam. Res.* 2019. Vol. 330. P. 1–19. doi: 10.1016/j.precamres.2019.04.022

Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia // *Geological Society Special Publications.* 2009. Vol. 318. P. 237–256. doi: 10.1144/SP318.8

Li X., Zhang L., Wei Ch., Zhang G. Orosirian cold eclogite from Baltica marks modern plate tectonics onset // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2025. Vol. 663. Art. 119417. doi: 10.1016/j.epsl.2025.119417

Martin A. P., Condon D. J., Prave A. R., Melezhik V. A., Lepland A., Fallick A. E. Dating the termination of the Palaeoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event in the North Transfennoscandian Greenstone Belt // *Precam. Res.* 2013. Vol. 224. P. 160–168. doi: 10.1016/j.precamres.2012.09.010

Melezhik V. A., Sturt B. A. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra/Varzuga-Ust'-Pony Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // *Earth-Sci. Vol. Rev.* 1994. Vol. 36. P. 205–241. doi: 10.1016/0012-8252(94)90058-2

Mudruk S. V., Balagansky V. V., Raevsky A. B., Rundkvist O. V., Matyushkin A. V., Gorbunov I. A. Complex shape of the Palaeoproterozoic Serpovidny refolded mega-sheath fold in northern Fennoscandia revealed by magnetic and structural data // *J. Struct. Geol.* 2022. Vol. 154. Art. 104492. doi: 10.1016/j.jsg.2021.104492

Nance R. D., Murphy J. B., Santosh M. The supercontinent cycle: A retrospective essay // *Gondwana Res.* 2014. Vol. 25. P. 4–29. doi: 10.1016/j.gr.2012.12.026

Ranta J.-P., Lauri L. S., Hanski E., Huhma H., Kahaye Y., Vanhanen E. U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints on the evolution of the Paleoproterozoic Peräpohja Belt, northern Finland // *Precam. Res.* 2015. Vol. 266. P. 246–259. doi: 10.1016/j.precamres.2015.05.018

Reading the archive of Earth's oxygenation. Vol. 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project / Ed. V. A. Melezhik. Heidelberg: Springer, 2012. 490 p. doi: 10.1007/978-3-642-29682-6

Sengör A. M. C., Natal'in B. A. Turcic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1996. Vol. 24. P. 263–337. doi: 10.1146/annurev.earth.24.1.263

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth*

Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26(2). P. 207–221. doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6

Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 36. P. 359–362. doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7

Stepanova A. V., Stepanov V. S., Larionov A. N., Salnikova E. B., Samsonov A. V., Azimov P., Egorova S. V., Babarina I. I., Larionova Yu. O., Sukhanova M. A., Kervinen A. V., Maksimov O. A. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // Geological Society Special Publications. 2022. No. 518. P. 101–128. doi: 10.1144/SP518-2021-30

Timmerman M. J., Daly J. S. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precam. Res.* 1995. Vol. 72. P. 97–107. doi: 10.1016/0301-9268(94)00045-S

Van der Pluijm B. A., Marshak S. Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics / Ed. L. A. W. Wiegman. New York-London: W. W. Norton & Co, 2004. 656 p.

Veselovskiy R. V., Samsonov A. V., Stepanova A. V., Larionova Y. O., Arzamastsev A. A., Travin A. V., Egorova S. V., Erofeeva K. G., Kosterov A. A., Shcherbakova V. V., Shcherbakov V. P., Zhidkov G. V., Zakharov V. S. Paleomagnetism and Geochronology of 2.68 Ga Dyke from Murmansk Craton, NE Fennoscandia: New Data for Earth's Magnetic Field Regime in the Neoproterozoic // *Izv. Phys. Solid Earth.* 2024. Vol. 60. P. 772–794. doi: 10.1134/S1069351324700538

Zozulya D. R., Bayanova T. B., Eby G. N. Geology and age of the late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield // *J. Geol.* 2005. Vol. 113. P. 601–608. doi: 10.1086/431912

References

Adushkin V. V., Goev A. G., Sanina I. A., Fedorov A. V. The deep velocity structure of the central Kola Peninsula obtained using the receiver function technique. *Dokl. Earth Sci.* 2021;501:1049–1051. doi: 10.1134/S1028334X21120011

Artemieva I. M. Dynamic topography of the East European craton: Shedding light upon lithospheric structure, composition and mantle dynamics. *Glob. Planet. Change.* 2007;58:411–434. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.02.013

Artemieva I. M. Global 1° × 1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics.* 2006;416:245–277. doi: 10.1016/j.tecto.2005.11.022

Arzamastsev A. A. Evolution of magmatism in the Paleoproterozoic Pechenga-Varzuga rift in light of new data on Neogene-Quaternary rift structures of East Africa. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS.* 2022;5:14–17. (In Russ.). doi: 10.17076/geo1674

Arzamastsev A. A., Egorova S. V., Erofeeva K. G., Samsonov A. V., Stepanova A. V., Skuf'in P. K., Chashchin V. V., Veselovskii R. V. Paleoproterozoic

(2.51–2.40 Ga) igneous provinces of the Northeastern Fennoscandia: geochemistry of volcanic rocks and correlation with intrusive complexes. *Strat. Geol. Corr.* 2020;28:603–629. doi: 10.1134/S0869593820060039

Avakyan K. Kh. Geology and petrology of the Archaean Central Kola granulite-gneiss domain. Moscow: Nauka; 1992. 168 p. (In Russ.)

Balagansky V. V. Major element chemistry of Neoproterozoic acid metavolcanics of the Lebyazhka Formation, Keivy Terrane, Arctic part of the Fennoscandian Shield. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTS RAN = Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS.* 2021;18:37–47. (In Russ.). doi: 10.31241/FNS.2021.18.007

Balagansky V. V., Gorbunov I. A., Mudruk S. V. Paleoproterozoic Lapland-Kola and Svecofennian Orogens (Baltic Shield). *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN = Herald of the Kola Science Centre of the RAS.* 2016;3(26):5–11. (In Russ.)

Balagansky V. V., Mints M. V., Daly J. S. Paleoproterozoic Lapland-Kola orogen. *Stroenie i dinamika litosfery Vostochnoi Evropy. Rezul'taty issledovaniya po programme EUROPROBE = Structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe. Results of studies under the EUROPROBE programme.* Moscow: GEO-KART-GEOS; 2006. P. 152–171. (In Russ.)

Balagansky V. V., Mudruk S. V., Gorbunov I. A., Raevsky A. B. Tectonics of detached middle crust in the north-eastern foreland of the Paleoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, north-eastern Baltic Shield. *Proceedings of the MSTU.* 2012;15(2): 300–310.

Balagansky V. V., Myskova T. A., Lvov P. A., Larionov A. N., Gorbunov I. A. Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: geochemistry, age, and origin. *Lithos.* 2021; 380–381:105899. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105899

Balagansky V. V., Raevsky A. B., Mudruk S. V. Lower Precambrian of the Keivy terrane, northeastern Baltic shield: a stratigraphic succession or a collage of tectonic sheets? *Geotectonics.* 2011;45(2):127–141. doi: 10.1134/S0016852111020026

Balagansky V. V., Timmerman M. J., Kislitsyn R. V., Daly J. S., Balashov Yu. A., Gannibal L. F., Sherstennikova O. G., Ryungenen G. I. Isotope age of the Kolvitsa belt and the Uмба block (southeastern branch of the Lapland granulite belt), Kola Peninsula. *Vestnik MGTU = Proceedings of the MSTU.* 1998;1(3):19–32. (In Russ.)

Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula. *Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian Region and Finland.* Apatity: KSC RAS; 1992. P. 13–34.

Baltybaev S. K. Svecofennian accretion orogen: modern views on its structure and evolution. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS.* 2022;5:18–21. (In Russ.). doi: 10.17076/geo1664

Barntnitskii E. N., Bibikova E. V., Verkhoglyad V. M., Zapechal'nyuk S. A., Legkova G. V., Mitskevich N. Yu., Skobelev V. M., Terets G. Ya. IGFM-87 – All-Union zircon standard for uranium-lead isotope studies. *Metody izotopnoi geologii: Tez. dokl. Vsesoyuzn. shk.-*

seminara = *Methods of isotope geology: proceedings of the of All-Union school-seminar*. Moscow: GEOKHI RAN; 1987. P. 36–39. (In Russ.)

Batieva I. D. Petrology of alkaline granites of the Kola Peninsula. Leningrad: Nauka; 1976. 224 p. (In Russ.)

Bayanova T. B. Age of reference geological complexes of the Kola region and the duration of magmatic processes. St. Petersburg: Nauka; 2004. 174 p. (In Russ.)

Bayanova T., Bazay A. V., Steshenko E. N., Kunakkuzin E., Serov P., Borisenko E. S., Elizarov D. V. Neoarchean banded iron formations of the Fennoscandian Shield: new zircon U-Pb (ID TIMS and SHRIMP-II) isotope ages of noble metal mineralization and Nd-Sr data on whole rocks. *Inter. Geol. Rev.* 2023;65(17): 2630–2643. doi: 10.1080/00206814.2022.2153386

Bayanova T., Kunakkuzin E., Serov P., Steshenko E., Borisenko E., Larionov A., Turkina O. The oldest grey gneisses and tonalite-trondhjemitic granodiorites in the Fennoscandian Shield: ID-TIMS and SHRIMP data. *Open J. Geol.* 2020;10(2):124–136. doi: 10.4236/ojg.2020.102007

Bel'kov I. V. (ed.). Geology and geochemistry of the Early Precambrian metamorphic complexes of the Kola Peninsula. Leningrad: Nauka; 1980. 240 p. (In Russ.)

Bel'kov I. V. Kyanite schists of the Keivy Formation. Moscow-Leningrad: AN SSSR; 1963. 322 p. (In Russ.)

Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S., Gorbatshev R., Slabunov A. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield. *Precam. Res.* 2001;105:315–330. doi: 10.1016/S0301-9268(00)00117-0

Bibikova E. V., Vetrin V. R., Kirnozova T. I., Makarov V. A., Smirnov Yu. P. Geochronology and correlation of rocks in the lower part of the Kola Superdeep Well. *Doklady Akademii nauk = Proceedings of the RAS.* 1993;332(3):360–363. (In Russ.)

Bogdanova M. N., Efimov M. M. Conglomerates of the Kolvita structural-formational zone. *Geologiya i geokhimiya metamorficheskikh kompleksov Kol'skogo poluoostrova = Geology and geochemistry of metamorphic complexes of the Kola Peninsula*. Apatity: KF AN SSSR; 1975. P. 65–69. (In Russ.)

Brasier A. T., Martin A. P., Melezhik V. A., Prave A. R., Condon D. J., Fallick A. E., FAR-DEEP Scientists. Earth's earliest global glaciation? Carbonate geochemistry and geochronology of the Polisarka Sedimentary Formation, Kola Peninsula, Russia. *Precam. Res.* 2013;235:278–294. doi: 10.1016/j.precamres.2013.06.007

Bridgwater D., Campbell L., Mengel F., Marker M., Scott D. The Nagssugtoqidian of West Greenland in the light of comparative studies of juvenile components in the Paleoproterozoic Torngat, SE Greenland Nagssugtoqidian, and Lapland-Kola "collisional" belts. *2nd DLC Workshop on Nagssugtoqidian geology. Proceedings. Danish Lithosphere Centre.* 1996. P. 6–19.

Bridgwater D., Scott D., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Marker M., Bushmin S. A., Alexeyev N. L., Daly J. S. Provenance of early Precambrian metasediments in the Lapland-Kola belt as shown by ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb dating of single grains of zircon and whole rock Sm-Nd isotope studies. *Dokl. Earth Sci.* 1999;367(5):605–609.

Chardon D., Gapais D., Carnard F. Flow of ultra-hot orogens: A view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics.* 2009;477:105–118. doi: 10.1016/j.tecto.2009.03.008

Chashchin V. V., Bayanova T. B., Levkovich N. V. The Kislaya Guba Formation of the late Archean Terskii-Allarechensk greenstone belt (Kola Peninsula, Russia): stratotype and age. *Strat. Geol. Corr.* 2004;12(6):541–552. (In Russ.)

Chashchin V. V., Bayanova T. B., Levkovich N. V. Volcanoplutonic association of the early-stage evolution of the Imandra-Varzuga rift zone, Kola Peninsula, Russia: geological, petrochemical, and isotope-geochronological data. *Petrology.* 2008;16(3):279–298. doi: 10.1134/S0869591108030041

Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of zircon textures. *Rev. Mineral. Geochem.* 2003;53:469–500. doi: 10.2113/0530469

Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. *European Lithosphere Dynamics. Geol. Soc. London. Mem.* 2006;32:579–598. doi: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35

Gärtner C., Bahlburg H., Melezhik V. A., Berndt J. Dating Palaeoproterozoic glacial deposits of the Fennoscandian Shield using detrital zircons from the Kola Peninsula, Russia. *Precam. Res.* 2014;246:281–295. doi: 10.1016/j.precamres.2014.03.014

Glebovitsky V. A. (ed.). Early Precambrian of the Baltic Shield. St. Petersburg: Nauka; 2005. 711 p. (In Russ.)

Gorbunov G. I. (ed.). Imandra-Varzuga zone of the kareliides. Leningrad: Nauka; 1982. 280 p. (In Russ.)

Gulson L., Krogh T. E. Evidence of multiple intrusion, possible resetting of U-Pb ages, and new crystallization of zircons in the post-tectonic intrusions ('Rapakivi granites') and gneisses from South Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1975;39(1):65–72.

Hannah J. L., Stein H. J., Zimmerman A., Yang G., Markey R. J., Melezhik V. A. Precise 2004 ± 9 Ma Re-Os age for Pechenga black shale: Comparison of sulfides and organic material. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006;70(18):A228. doi: 10.1016/j.gca.2006.06.461

Hanski E., Huhma H., Melezhik V. A. New isotopic and geochemical data from the Palaeoproterozoic Pechenga Greenstone Belt, NW Russia: Implication for basin development and duration of the volcanism. *Precam. Res.* 2014;245:51–65. doi: 10.1016/j.precamres.2014.01.008

Hanski E., Huhma H., Smolkin V. F., Vaasjoki M. The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, U.S.S.R. *Bulletin of Geological Society of Finland.* 1990;62(2):123–133. doi: 10.17741/bgsg/62.2.003

Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect. *J. Geophys. Res.* 2009;114:B06308. doi: 10.1029/2008JB005689

Kislitsyn R. V. Age and kinematics of tectonic movements in the core of the early Proterozoic Lapland-Kola orogeny: PhD (Cand. of Geol.) thesis. Apatity; 2001. 165 p. (In Russ.)

Kislitsyn R. V., Balagansky V. V., Mänttari I., Gannibal L. F., Pozhilenko V. V. U-Pb age of zircons from gabbro-norites and anorthosites of the Voche-Lambina study area, Kola peninsula. *Vestnik MGTU = Proceedings of the MSTU*. 2000;3(2):307–314. (In Russ.)

Kozlov N. E., Ivanov A. A., Nerovich L. I. The Lapland Granulite belt: primary nature and evolution. Apatity: KNTs AN SSSR; 1990. 170 p. (In Russ.)

Kozlov N. E., Sorokhtin N. O., Marchuk T. S. Evolution of the Keivy domain in the Precambrian. *Vestnik MGTU = Proceedings of the MSTU*. 2023;26(1):18–24. (In Russ.). doi: 10.21443/1560-9278-2023-26-1-18-24

Kratz K. O. (ed.). Geochronological marks and the geological evolution of the Baltic Shield. Leningrad: Nauka; 1972. 193 p. (In Russ.)

Kratz K. O. (ed.). Earth's crust of the eastern Baltic Shield. Leningrad: Nauka; 1978. 231 p. (In Russ.)

Krogh T. E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973;37(3):485–494. doi: 10.1016/0016-7037(73)90213-5

Krogh T. E. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982;46(4):637–649.

Kudryashov N. M., Kalinin A. A., Lyalina L. M., Udoratina O. V., Selivanova E. A., Galeeva E. V., Zyko-va T. S. The rare metal pegmatite of the Okhmylk and Vasin-Mylk deposits (north-eastern part of the Fennoscandian Shield): U-Pb isotope-geochronological studies of zircon. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTS RAN = Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS*. 2023;20:588–596. (In Russ.). doi: 10.31241/FNS.2023.20.074

Kudryashov N. M., Petrovsky M. N., Mokrushin A. V., Elizarov D. V. Neoarchean sanukitoid magmatism in the Kola region: Geological, petrochemical, geochronological, and isotopic-geochemical data. *Petrology*. 2013;21:351–374. doi: 10.1134/S0869591113030041

Lahtinen R., Huhma H. A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen. *Precam. Res.* 2019;330:1–19. doi: 10.1016/j.precamres.2019.04.022

Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia. *Geological Society Special Publications*. 2009;318:237–256. doi: 10.1144/SP318.8

Li X., Zhang L., Wei Ch., Zhang G. Orosirian cold eclogite from Baltica marks modern plate tectonics onset. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2025;663:119417. doi: 10.1016/j.epsl.2025.119417

Martin A. P., Condon D. J., Prave A. R., Melezhik V. A., Lepland A., Fallick A. E. Dating the termination of the Palaeoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event in the North Transfennoscandian Greenstone Belt. *Precam. Res.* 2013;224:160–168. doi: 10.1016/j.precamres.2012.09.010

Melezhik V. A. (ed.). Reading the archive of Earth's oxygenation. Vol. 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Heidelberg: Springer; 2012. 490 p. doi: 10.1007/978-3-642-29682-6

Melezhik V. A., Sturt B. A. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra/Varzuga-Ust'-Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield. *Earth-Sci. Rev.* 1994;36:205–241. doi: 10.1016/0012-8252(94)90058-2

Mitrofanov F. P. (ed.). Endogenic regimes of the Early Precambrian metamorphism. Leningrad: Nauka; 1990. 184 p. (In Russ.)

Mitrofanov F. P., Pozhilenko V. I. (eds.). Voche-Lambina Archean geodynamic study area of the Kola Peninsula. Apatity: KSC RAS; 1991. 196 p. (In Russ.)

Mitrofanov F. P., Smol'kin V. F. (eds.). Magmatism, sedimentation, and geodynamics of the Pechenga rift structure. Apatity: KSC RAS; 1995. 256 p. (In Russ.)

Mitrofanov F. P., Zozulya D. R., Bayanova T. B., Levkovich N. V. The world's oldest anorogenic alkali granitic magmatism in the Keivy Structure on the Baltic Shield. *Dokl. Earth Sci.* 2000;374:1145–1148.

Morozov A. F. (ed.). Deep structure, evolution, and minerals of the Early Precambrian Basement of the Eastern Europe Platform; Interpretations of materials on the Basic Profile 1-EB, profiles 4B and TATSEIMS. Moscow: GEOKART-GEOS; 2010. Vol. 1. 408 p. (In Russ.)

Morozova L. N., Bayanova T. B. Archean Voche-Lambina geodynamic study area (Baltic Shield), Kola Peninsula, Russia. Guidebook of a geological excursion. Apatity: KSC RAS; 2013. 44 p. (In Russ.)

Morozova L. N., Bayanova T. B., Serov P. A. Main stages of the Archean granite formation in north-eastern Baltic Shield (an example from the Voche-Lambina study area). *Lithosphere*. 2011;6:14–26. (In Russ.)

Morozova L. N., Mitrofanov F. P., Bayanova T. B., Vetrin V. R., Serov P. A. Archean rock homologs in the Kola superdeep borehole section in the northern part of the White Sea mobile belt, Voche-Lambina test site. *Dokl. Earth Sci.* 2012;442(1):28–31. doi: 10.1134/S1028334X12010187

Mudruk S. V. Main stages of the Paleoproterozoic deformations in the Keivy and Strel'na terranes of the northeastern Baltic Shield: PhD (Cand. of Geol.) thesis. Apatity; 2014. 143 p. (In Russ.)

Mudruk S. V., Balagansky V. V., Raevsky A. B., Rundkvist O. V., Matyushkin A. V., Gorbunov I. A. Complex shape of the Palaeoproterozoic Serpovidny refolded mega-sheath fold in northern Fennoscandia revealed by magnetic and structural data. *J. Struct. Geol.* 2022;154:104492. doi: 10.1016/j.jsg.2021.104492

Myskova T. A., Berezhnaya N. G., Glebovitsky V. A., Mil'kevich R. I., Lepekhina E. N., Matukov D. I., Antonov A. V., Sergeev S. A., Shuleshko I. K. The first findings of the oldest zircons (3600 Ma) in Kola series gneisses of the Central Kola Domain, Baltic shield (U-Pb, SHRIMP-II). *Dokl. Earth Sci.* 2005;402(4):547–550.

Myskova T. A., Filippov N. B., Lvov P. A. First U-Pb zircon age data for gabbro-dioritic dykes of the Keivsky domain of the Fennoscandinavian Shield. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTS RAN = Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI*

KSC RAS. 2025;22:4–13. (In Russ.). doi: 10.31241/FNS.2025.22.001

Myskova T. A., Glebovitsky V. A., Mil'kevich R. I., Berezhnaya N. G., Skublov S. G. Clarification of the composition and age of Al-rich gneisses of the late Archean Uraguba greenstone structure, Kola Peninsula. *Записки ПМО = Proceed. Russ. Mineral. Soc.* 2010;139(3): 15–21. (In Russ.)

Nance R. D., Murphy J. B., Santosh M. The supercontinent cycle: A retrospective essay. *Gondwana Res.* 2014;25:4–29. doi: 10.1016/j.gr.2012.12.026

Pozhilenko V. I., Serov P. A., Petrov V. P. Sm-Nd isotope studies of the Early Precambrian rocks of the Kola Region: a brief overview and new data. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN = Herald of the Kola Scientific Centre RAS.* 2018;1(10):37–49. (In Russ.)

Radchenko A. I., Balagansky V. V., Basalaev A. A., Belyaev O. A., Pozhilenko V. I., Radchenko M. K. An explanatory note on geological map of the north-eastern Baltic Shield of a scale of 1:500 000. Apatity: KSC RAS; 1994. 96 p. (In Russ.)

Ranta J.-P., Lauri L. S., Hanski E., Huhma H., Kahaya Y., Vanhanen E. U–Pb and Sm–Nd isotopic constraints on the evolution of the Paleoproterozoic Peräpohja Belt, northern Finland. *Precam. Res.* 2015;266: 246–259. doi: 10.1016/j.precamres.2015.05.018

Sengör A. M. C., Natal'in B. A. Turcic-type orogeny and its role in the making of the continental crust. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1996;24:263–337. doi: 10.1146/annurev.earth.24.1.263

Serov P. A., Kunakkuzin E. L., Steshenko E. N. Paleoproterozoic protoliths of the Central Kola and Murmansk Blocks (Fennoscandian Shield): new Sm–Nd data. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTs RAN = Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS.* 2022;19:323–328. (In Russ.). doi: 10.31241/FNS.2022.19

Sharov N. V. (ed.). Lithosphere of the Baltic Shield based on seismic data. Apatity: KSC RAS; 1993. 145 p. (In Russ.)

Shchipansky A. A. Tectonic origin of the Belomorian Mobile Belt and Belomorian eclogites (N–E Baltic Shield). *Geotectonics.* 2025;59:287–309. doi: 10.1134/S0016852125700232

Shchipansky A. A., Khodorevskaya L. I., Konilov A. N., Slabunov A. I. Eclogites from the Belomorian Mobile Belt (Kola Peninsula): geology and petrology. *Russian Geology and Geophysics.* 2012;53(1):1–21. doi: 10.1016/j.rgg.2011.12.001

Shurkin K. A., Gorlov N. V., Sal'ye M. E., Duk V. L., Nikitin Yu. V. Belomorian complex of Northern Karelia and the southwestern Kola Peninsula. Moscow-Leningrad: AN SSSR; 1962. 307 p. (In Russ.)

Skuf'in P. K., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P., Apanasevich E. A., Levkovich N. V. The absolute age of granitoids from the Shuonijavr pluton in the southern framework of the Pechenga structure, the Kola Peninsula. *Dokl. Earth Sci.* 2000;370:114–117.

Skuf'in P. K., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P. Isotope age of subvolcanic granitoid rocks of the Early Proterozoic Panarechka volcanotectonic structure, Kola Peninsula. *Dokl. Earth Sci.* 2006;409:774–778. doi: 10.1134/S1028334X06050229

Slabunov A. I. Geology and geodynamics of the Archean mobile belts: an example from the Belomorian Province of the Fennoscandian Shield. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2008. 298 p. (In Russ.)

Slabunov A. I., Balagansky V. V., Shchipansky A. A. Mesoarchean to Paleoproterozoic crustal evolution of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield, and the tectonic setting of eclogites. *Rus. Geol. Geophys.* 2021;62(5):525–546. doi: 10.2113/RGG20204266

Slabunov A. I., Kervinen A. V., Nesterova N. S., Egorov A. V., Maksimov O. A., Medvedev P. V. Main stages of the Kostomuksha greenstone belt Banded Iron Formation genesis, Karelian Craton: based on U–Th–Pb dating of zircon. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS.* 2023;2:5–22. doi: 10.17076/geo1749

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Balagansky V. V., Sorjonen-Ward P., Volodichev O. I., Shchipansky A. A., Svetov S. A., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings. *Geotectonics.* 2006;40(6):409–433. doi: 10.1134/S001685210606001X

Smol'kin V. F., Mezhelovskaya S. V., Mezhelovskii A. D. The sources of the clastic material of the terrigenous sequences of the Neoproterozoic and Paleoproterozoic Paleobasins in the eastern part of the Fennoscandian Shield based on isotope analysis data for detrital zircons (SIMS, LA-ICP-MS). *Strat. Geol. Corr.* 2020;28:571–602. doi: 10.1134/S086959382006009X

Sorokhtin N. O., Kozlov N. E., Glaznev V. N., Kudryashov N. M. Archean of the Baltic shield. Apatity: KSC RAS; 2024. 715 p. (In Russ.)

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975;26(2):207–221. doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6

Steiger R. H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977;36: 359362. doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7

Stepanova A. V., Samsonov A. V., Salnikova E. B., Egorova S. V., Larionova Yu. O., Arzamastsev A. A., Larionov A. N., Sukhanova M. A., Veselovskiy R. V. The Great dike of the Kola Peninsula as a marker of an Archean cratonization in the northern Fennoscandian shield. *Petrology.* 2022;30:591–609. doi: 10.1134/S086959112206008X

Stepanova A. V., Stepanov V. S., Larionov A. N., Salnikova E. B., Samsonov A. V., Azimov P., Egorova S. V., Babarina I. I., Larionova Yu. O., Sukhanova M. A., Kervinen A. V., Maksimov O. A. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen. Large Igneous Provinces and their Plumbing Systems. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 2022;518:101–128. doi: 10.1144/SP518-2021-30

Timmerman M. J., Daly J. S. Sm–Nd evidence for late Archean crust formation in the Lapland-Kola Mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway. *Precam. Res.* 1995;72:97–107. doi: 10.1016/0301-9268(94)00045-S

Van der Pluijm B. A., Marshak S. Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics. NY-London: W. W. Norton&Co; 2004. 656 p.

Veselovskii R. V., Samsonov A. V., Stepanova A. V., Larionova Y. O., Arzamastsev A. A., Travin A. V., Egorova S. V., Erofeeva K. G., Kosterov A. A., Shcherbakova V. V., Shcherbakov V. P., Zhidkov G. V., Zakharov V. S. Paleomagnetism and geochronology of 2.68 Ga dyke from Murmansk Craton, NE Fennoscandia: new data for Earth's magnetic field regime in the Neoproterozoic. *Izv. Phys. Solid Earth*. 2024;60:772–794. doi: 10.1134/S1069351324700538

Vetrin V. R. Granitoids of the Murmansk Block. Apatity: KF AN SSSR; 1984. 126 p. (In Russ.)

Vetrin V. R., Rodionov N. V. Geology and geochronology of Neoproterozoic anorogenic magmatism of the Keivy structure, Kola peninsula. *Petrology*. 2009;17:537–557. doi: 10.1134/S0869591109060022

Vetrin V. R., Turkina O. M., Rodionov N. V. U-Pb age and genesis of granitoids in the southern framing of the Pechenga structure, Baltic Shield. *Dokl. Earth Sci*. 2008;419(6):298–302. doi: 10.1134/S1028334X08020256

Volodichev O. I. Belomorian Complex of Karelia (Geology and Petrology). Leningrad: Nauka; 1990. 248 p. (In Russ.)

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Kuzenko T. I., Bibikova E. V., Konilov A. N. Archean eclogites in the Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield. *Petrology*. 2004;12(6):540–560.

Vrevskii A. B. Non-subduction petrological mechanisms for the growth of the neoproterozoic continental

crust of the Kola-Norwegian terrane, Fennoscandian Shield: geological and isotope-geochemical evidence. *Petrology*. 2019;27(2):146–170. doi: 10.1134/S0869591119020073

Vrevskiy A. B. Petrology, age, and polychronous sources of the initial magmatism of the Imandra-Varzuga paleorift, Fennoscandian Shield. *Petrology*. 2011;19(5):521–547. doi: 10.1134/S0869591111050067

Vrevskii A. B. Specifics of neoproterozoic plume-lithospheric processes in the Kola-Norwegian Province of the Fennoscandian Shield: I. Composition and age of the komatiite-tholeiite association. *Petrology*. 2018;26(2):121–144. doi: 10.1134/S0869591118020066

Vrevskiy A. B., Kuznetsov A. B., Lvov P. A. Age and stratigraphic position of a supracrustal complex (Kaskama Block, Inari Terrane, Northeastern Kola-Norwegian Region of the Fennoscandian Shield). *Dokl. Earth Sci*. 2023;511(2):645–651. doi: 10.1134/S1028334X23600950

Vrevskiy A. B., Kuznetsov A. B., Lvov P. A. New data on the regional stratigraphic scale of the Paleoproterozoic of the Fennoscandian Shield (isotope geochemistry and age of supracrustal rock complexes of the Inari Terrane, Kola Peninsula). *Dokl. Earth Sci*. 2024;519:1808–1813. doi: 10.1134/S1028334X24602773

Zagorodnyi V. G., Radchenko A. T. Tectonics of the Kareliides of the Northeastern Baltic Shield. Leningrad: Nauka; 1988. 111 p. (In Russ.)

Zozulya D. R., Bayanova T. B., Eby G. N., Geology and age of the late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield. *J. Geol*. 2005;113:601–608. doi: 10.1086/431912

Поступила в редакцию / received: 17.11.2025; принята к публикации / accepted: 14.12.2025.
Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов / The author declares no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Балаганский Виктор Валентинович

д-р геол.-мин. наук, главный научный сотрудник

e-mail: v.balaganskiy@ksc.ru

CONTRIBUTOR:

Balagansky, Victor

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher

УДК 553.078.2:553.91 (470.22)

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ГРАФИТА КИМАМЯКИ (КАРЕЛИЯ, СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

А. М. Ручьев

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11,
Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)*

Вскрытое старинной горной выработкой рудное тело графитового проявления Кимамяки представляет собой зону интенсивного рассланцевания и карбонизации метавулканитов сортавальской серии нижнего протерозоя. С использованием тектонофизических методов выявлены сдвиговые по своей физической сущности многочисленные парагенезисы субплоскостных структурных элементов (ПССЭ). Их наличие – неопровержимый аргумент деформационной сдвиговой природы рудоконтролирующей структуры. Идентифицированные ПССЭ формировались в различных деформационных режимах и, судя по вариативности величин угла скалывания, в изменчивых термодинамических условиях. Это свидетельствует о длительности и прерывистости развития рудоконтролирующей структуры в изменявшихся во времени тектонических обстановках. Сходство ПССЭ, выявленных на рудопроявлении Кимамяки и в породах раннеорогенного кааламского клинопироксенит-габбронорит-диоритового комплекса (возраст не более 1,9 млрд лет), интродуцировавших отложения сортавальской и ладожской серий нижнего протерозоя, указывает на посткалевийское время заложения рудоконтролирующей структуры и формирование ее в свекофеннский (1,95–1,85 млрд лет назад) и, возможно, постсвекофеннский (1,8–1,7 млрд лет назад) периоды тектоно-метаморфической переработки. Многократная активизация большинства субплоскостных элементов анизотропии горных пород, изменения их минерального состава, прежде всего интенсивная графитизация в зоне сдвиговых дислокаций, свидетельствуют о высокой флюидопроницаемости рудоконтролирующей структуры и ее фидерной роли. Изотопный состав углерода из графитов Приладожья позволяет предполагать его эндогенную природу, мантийный источник и минерагенез графита в результате пиролиза ювенильного водородно-метанового флюида. Особенности строения и развития изученной рудоконтролирующей структуры, ее эпигенетичность по отношению к вмещающим горным породам, соответствующий мантийному изотопный состав углерода графитов указывают, что главными факторами, определявшими дискретную локализацию графита в гетерогенных геологических образованиях Северо-Ладожской структурно-фациальной зоны, были процессы сдвиговой деформации и флюидной карбонизации.

Ключевые слова: деформация; сдвиговая зона; тектонофизический анализ; парагенезис структурных элементов; графит

Для цитирования: Ручьев А. М. Структурные особенности рудопроявления графита Кимамяки (Карелия, Северное Приладожье) // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 73–91. doi: 10.17076/geo2134

Финансирование. Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение НИР Института геологии КарНЦ РАН по теме № 216 с государственным регистрационным № 1022040400124-6-1.5.5.

A. M. Ruchyov. STRUCTURAL CHARACTERISTICS OF THE KIMAMYAKI GRAPHITE ORE OCCURRENCE (KARELIA, NORTHERN LADOGA REGION)

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)

The ore body of the Kimamyaki graphite occurrence, exposed by an old mine working, is a zone of intense shearing and carbonization of the Lower Proterozoic Sortavala series metavolcanics. Application of tectonophysical methods revealed numerous shear-type parageneses of subplanar structural elements (PSSEs). Their presence convincingly proves that the ore-controlling structure was shaped by deformational shear. The PSSEs were formed under various deformation regimes and, judging by the variability of shear angle values, under variable thermodynamic conditions. This indicates that the ore-controlling structure was developing with interruptions over a prolonged period, with the tectonic settings changing over time. The similarity between the PSSEs at the Kimamyaki ore occurrence and in the early orogenic rocks of the Kaalama clinopyroxenite-gabbro-diorite complex (not older than 1.9 Ga) intruding the Lower Proterozoic Sortavala and Ladoga series deposits suggests the ore-controlling structure was initiated in the post-Kalevi time and formed in the Svecofennian (1.95–1.85 Ga BP) and, possibly, post-Svecofennian (1.8–1.7 Ga BP) periods of tectono-metamorphic reworking. The multiple activation of most subplanar anisotropy elements of the rocks, changes in their mineral composition, and, above all, intense graphitization in the shear dislocation zone indicate a high fluid permeability of the ore-controlling structure and its feeder role. The isotopic composition of carbon from the Ladoga graphites points to its endogenous origin, mantle source and graphite mineralogenesis through pyrolysis of juvenile hydrogen-methane fluid. The structural and developmental features of the ore-controlling structure, its being epigenetic from the host rocks, and the isotopic composition of carbon in the graphites corresponding to that of the mantle suggest that the main factors responsible for the discrete localization of graphite in heterogeneous geological formations of the North Ladoga structural-facies zone were shear deformation and fluid carbonization.

Keywords: deformation; shear zone; tectonophysical analysis; paragenesis of structural elements; graphite

For citation: Ruchyov A. M. Structural characteristics of the Kimamyaki graphite ore occurrence (Karelia, Northern Ladoga region). *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 73–91. doi: 10.17076/geo2134

Funding. The study was funded from the federal budget under state assignment to the Institute of Geology of the Karelian Research Centre RAS within the research theme #216 (state ID 1022040400124-6-1.5.5).

Введение

Природный графит используется во многих отраслях современной промышленности и является критически важным стратегическим сырьем [Бортников и др., 2016; Распоряжение..., 2022]. Прогнозируемый рост потребления ископаемого графита делает актуальными мероприятия по увеличению его минерально-сырьевой базы. В России в период 2020–2022 гг.

балансовые запасы графита уменьшались и по состоянию на 01.01.2023 г. составляли 101 млн т; забалансовые – 2,8 млн т. При этом только 19,5 % балансовых запасов обеспечивалось наиболее ценными чешуйчатыми рудами. Приращение их запасов возможно при проведении целенаправленных геологоразведочных работ (ГРП) в пяти графиторудных провинциях с ресурсным потенциалом ($P_1 + P_2$) чешуйчатого графита ~ 51,3 млн т [Государственный..., 2024].

В Карело-Кольской провинции, на территории Республики Карелия (РК), известны многочисленные пункты минерализации и рудопроявления графита, сосредоточенные преимущественно в Северном Приладожье. В Лахденпохском муниципальном районе поисково-оценочными работами 1983–1995 годов выявлены: Ихальское месторождение крупно-, среднечешуйчатого графита с запасами категории C_2 2448,1 тыс. т и прогнозными ресурсами (P_1+P_2) ~ 3,8 млн т на участке III, а также не менее девяти рудопроявлений (относящиеся к Ихальскому месторождению участки I–VIII и др.) с суммарными ресурсами (P_1+P_2) ~ 10,4 млн т [Минерально-сырьевая..., 2006, табл. 2.3.2.5]. ГРП на участках Ихальского месторождения возобновлены в 2014 году.

В Сортавальском муниципальном районе на трех участках Кирьяволахтинской площади (14,64 км²) в 2022–2024 годах проводились поисковые работы с целью локализации прогнозных ресурсов (P_1+P_2) крупнечешуйчатого графита в количестве не менее 2 млн т [Государственный..., 2024]. В результате лишь на двух участках, Сортавальском и Рюттю, удалось выявить рудные объекты и оценить прогнозные ресурсы графита в количестве: по категории P_1 ~ 0,32 млн т, по категории P_2 ~ 0,50 млн т [Куличенко и др., 2024]. Несоответствие достигнутых результатов запланированным, возможно, стало следствием сложившихся представлений о биогенной природе углеродистого вещества (УВ) и доминировании литологических и стратиграфических факторов контроля его пространственного распределения.

Рассматриваемые далее материалы изучения структуры одного из графиторудных объектов Сортавальского участка свидетельствуют о важной роли тектоноструктурного фактора локализации графита и наиболее вероятном эндогенном источнике углерода.

Объект исследований и его геологическая позиция

В Северном Приладожье естественные обнажения пород с большим содержанием графита редки [Бискэ, 1987, с. 22], поэтому при изучении рудных тел целесообразно использовать известные старинные горные выработки. Одна из них – расположенная в границах Сортавальского поискового участка у подножия крутого юго-западного склона возвышенности Кимамяки одноименная каменоломня (рис. 1), в которой с 1834 года было добыто около 450 т графитового сырья [Борисов, 2009]. Объект тектонофизических исследований –

зона интенсивно рассланцованных карбонизированных пород, часть которых, вероятно наиболее богатая графитом, была извлечена из карьера (длина ~ 20–25 м, ширина ~ 6–7 м, глубина врезки ~ 4–5 м) северо-западного направления (~330°) с GPS(WGS-84)-координатами (± 6 м) юго-восточной оконечности 61°45'52.8" с. ш. 30°31'59.9" в. д. (рис. 1). В ходе ГРП 2022–2024 гг. на этом проявлении графита продолжение вскрытого карьером рудного тела в глубину и по простиранию подтверждено бурением [Куличенко и др., 2024].

Геологическая позиция графитового проявления Кимамяки определяется его положением в Сортавальской подзоне Северо-Ладожской структурно-формационной зоны (СФЗ), между Йокирантским (на западе) и Сортавальским (на востоке) выступами архейского фундамента, в северной оконечности разделяющей их и прослеживающейся в юго-восточном направлении полосы супракрустальных пород нерасчлененных питкьярантской и кирьяволахтинской свит сортавальской серии: амфибол-биотитовых сланцев по базальтам и их туфам, углеродсодержащих биотитовых филлитовидных сланцев, линз мраморов, прослоев метаморфизованных трахиандезитов, актинолитовых сланцев по коматиитам (рис. 1). Предполагается, что отложения кирьяволахтинской свиты сформировались при континентальном рифтогенезе [Государственная..., 2013].

Судя по обнажениям на юго-западном склоне возвышенности Кимамяки, вмещающими для рудного тела служат массивные макроскопически безграфитовые метабазаальты, само же оно сложено изменчивыми по минеральному составу преимущественно хлорит-мусковитовыми, хлорит-биотит-мусковитовыми сланцами с высоким содержанием УВ, кварца и участковой сульфидной, а также карбонатной (сегрегации, жилки) минерализацией.

Фактический материал, методика и результаты его обработки

При полевых исследованиях графитового проявления Кимамяки с целью получения информации о внутреннем строении зоны карбонизации горных пород в карьере выполнены замеры элементов залегания сланцеватости, кливажа, жильных минеральных обособлений (рис. 2, а). Их пространственная ориентировка определена с помощью горного компаса ГК-2 измерениями на отпрепарированных поверхностях или рассчитана по угловым координатам не менее двух линий пересечения рельефа обнажения структурной плоскостью.

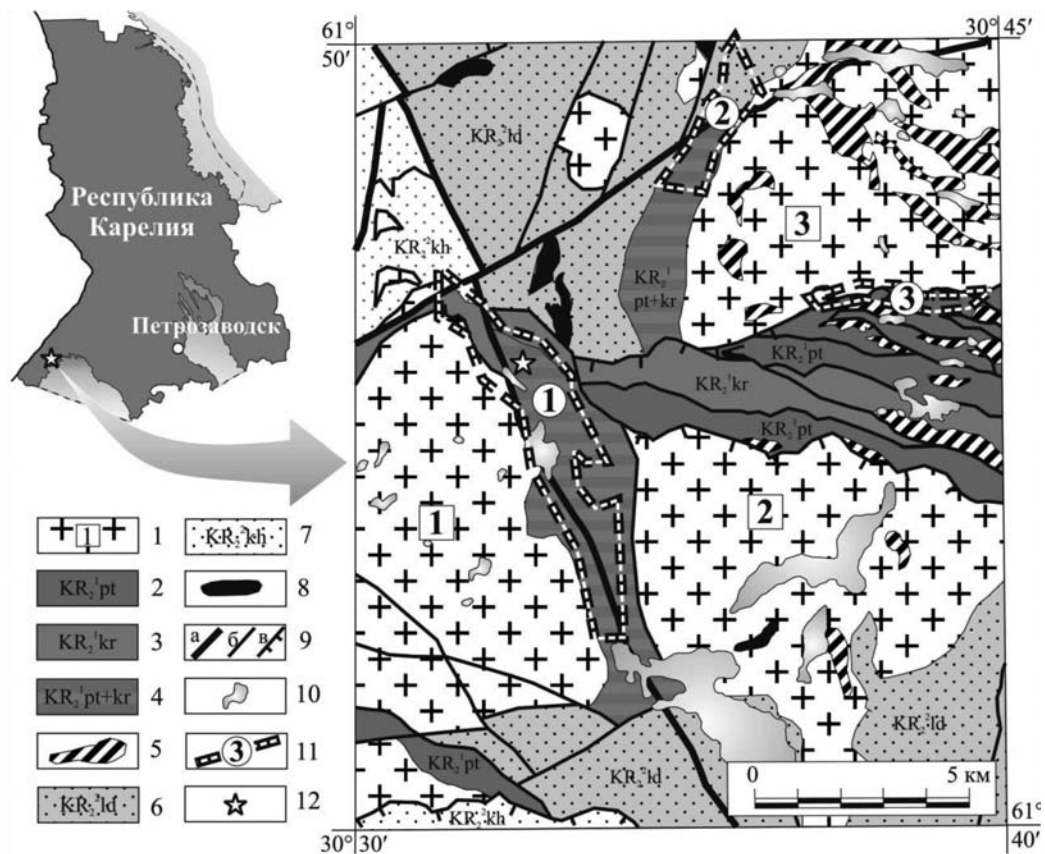


Рис. 1. Геологическая схема окрестностей графитового проявления Кимамяки и участков ГРП 2022–2024 годов (по: [Государственная..., 2013] с упрощением):

1 – блоки архейского гранитоидного фундамента: Йокирантский (1), Сортавальский (2), Кирьявалахтинский (3); людиковский структурный ярус: 2 – питкярантская свита (метаморфизованные базальты и их туфы, скарны, мраморы, песчаники); 3 – кирьявалахтинская свита (метаморфизованные базальты, трахиандезиты, биотит-амфиболовые, биотитовые углеродсодержащие, актинолитовые по коматиитам сланцы, мраморы); 4 – питкярантская и кирьявалахтинская свиты нерасчлененные; 5 – силлово-дайковый комплекс (метаморфизованные габбродолериты, габбро, долериты, коматииты); калевийский структурный ярус: 6 – ладожская серия (метаморфизованные переслаивающиеся алевролиты и песчаники, гравелиты); 7 – кархуланмякская толща (ритмичное переслаивание биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов и метапесчаников); 8 – габбронориты, габбродиориты кааламского комплекса; 9 – разрывные нарушения: главные (а), второстепенные (б), надвиги (в); 10 – озера; 11 – границы и номера поисково-оценочных участков: Сортавальский (1), Рюттю (2), Кирьявалахтинский (3); 12 – местоположение каменоломни Кимамяки

Fig. 1. Geological map of the vicinity of the Kimamäki graphite occurrence and geological survey sites in 2022–2024 (according to: [Stepanov et al., 2013] with simplicity):

1 – blocks of the Archean granitoid basement: Iokiranta (1), Sortavala (2), Kirjavalakhtinsky (3); Ludicovian structural stage: 2 – Pitkyaranta suite (metamorphosed basalts and their tufts, skarns, marbles, sandstones); 3 – Kirjavalakhtinskaya suite (metamorphosed basalts, trachyandesites, biotite-amphibole, biotite graphite-bearing, actinolite schists after komatiites, marbles); 4 – undifferentiated Pitkyaranta and Kirjavalakhtinskaya suites; 5 – sill-dyke complex (metamorphosed gabbro-dolerites, gabbro, dolerites, komatiites); Kalevian structural stage: 6 – Ladoga series (metamorphosed alternating siltstones and sandstones, gravelites); 7 – Karhulanmäk sequence (rhythmic alternation of biotite, garnet-biotite gneisses and metasandstones); 8 – gabbro-norites, gabbro-diorites of the Kaalama complex; 9 – faults: major (a), minor (b), thrusts (c); 10 – lakes; 11 – boundaries and numbers of exploration and evaluation areas: Sortavala (1), Ryttyu (2), Kirjavalakhtinsky (3); 12 – location of the Kimamäki quarry

При обработке фактического материала использован метод выделения парагенезисов сдвиговых структурных элементов (ПССЭ), их идентификации и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса [Ручьев, 2012б

и ссылки в ней]. Этот метод, как и его прототип, метод усредненных характеристик [Гинтов, Исай, 1988] или структурных парагенезисов [Гинтов, 2005], основан на представлениях о пространственной ориентировке элементов идеализированного сдвигового структурного

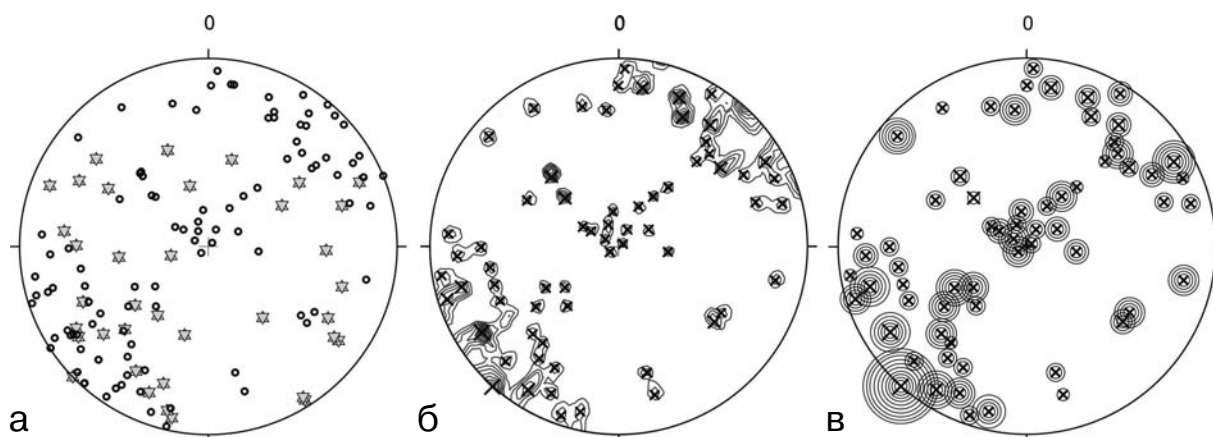


Рис. 2. Пространственная ориентировка структурных элементов горных пород в карьере графитового проявления Кимамяки:

а – гномостереографические проекции 99 плоскостей сланцеватости и кливажа графитизированных пород (кружки), а также 39 плоскостей главного смещения (L) в зонах сдвиговой деформации интрузивных пород Кааламского клинопироксенит-габбронорит-диоритового комплекса (звездочки); б – πS -диаграмма 99 плоскостей сланцеватости и кливажа пород, изолинии значений функции распределения – 2,6-5,2-...-26, косые кресты – статистические максимумы (табл. 1); в – гномостереографические проекции статистических плоскостей (косые кресты), число концентрических кругов вокруг них равно числу сдвиговых парагенезисов, в которых участвуют плоскости, и на единицу больше числа фаз тектонической активизации этих плоскостей; здесь и на рис. 3 и 4: равноугольная стереографическая проекция, верхняя полусфера

Fig. 2. Spatial orientation of structural elements of rocks in the quarry of the Kimamäki graphite occurrence:

а – gnomostereographic projections of 99 foliation and cleavage planes of graphitized rocks (circles), as well as 39 planes of main displacement (L) in the shear deformation zones of intrusive rocks of the Kaalama clinopyroxenite-gabbro-norite-diorite complex (asterisks); б – πS -diagram of 99 foliation and cleavage planes of rocks, isolines of the distribution function values – 2.6-5.2-...-26, oblique crosses – statistical maxima (Table 1); в – gnomostereographic projections of statistical planes (oblique crosses), the number of concentric circles around them is equal to the number of shear parageneses in which the planes participate, and is one unit greater than the number of phases of tectonic activation of these planes; here and in Fig. 3 and 4: isogonal stereographic projection, upper hemisphere

парагенезиса (ИССП), описываемых тектоно-физической моделью средней части зоны скалывания: антитетические (R') и синтетические (R) сколы Риделя ориентированы под углом скалывания (α_0) к оси максимального главного напряжения σ_1 , расположены с разных сторон от этой оси и под углом соответственно $\pi/4 + \alpha_0$ и $\pi/4 - \alpha_0$ к плоскости генерального смещения, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; синтетические R -сколы ориентированы под углом α_0 к оси минимального главного нормального напряжения σ_3 и под углом $\pi/4 - \alpha_0$ к плоскости генерального смещения, располагаются зеркально-симметрично к плоскости R -сколов; Т – трещины отрыва – перпендикулярны оси σ_3 и компланарны оси σ_1 , ориентированы под углом $\pi/4$ к плоскости генерального смещения, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; синтетические L-сколы параллельны плоскости генерального смещения в зоне скалывания; плоскостные элементы структурного парагенезиса пересекаются по линиям, параллельным оси σ_2 ; $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$.

Применимость модели к докембрийским образованиям, известным на территории РК, подтверждена результатами изучения структурно-текстурных особенностей тектонически деформированных разнообразных горных пород. Установлено, что специфика их субплоскостной анизотропии обусловлена наличием многочисленных групп (систем) закономерно взаимоориентированных трех-пяти структурных элементов (дифференционной полосчатости, сланцеватости, кливажа), статистические угловые соотношения которых обычно с точностью до градуса соответствуют угловым соотношениям плоскостей ИССП [Ручьев, 2009–2012а, б, 2022 и др.]. Следовательно, тектонофизическая модель средней части зоны скалывания адекватно отражает объективные особенности пространственной ориентировки субплоскостных структурных элементов в их природных системах и дает возможность обоснованно выделять парагенезисы.

Метод универсально применим для изучения структуры всех морфотипов сдвиговых дислокаций. Он позволяет выявлять ПССЭ,

идентифицировать их, вычислять угол скалывания горных пород в природных условиях тектонической деформации, реконструировать пространственную ориентировку потенциальных (не наблюдавшихся) структурных элементов и осей главных нормальных напряжений. Используя массивы данных о ПССЭ, можно сравнивать условия структурообразования в различных геологических объектах [Ручьев, 2011, 2022].

При построении диаграмм, статистическом геометрическом анализе пространственной ориентировки структурных элементов горных пород, моделировании парагенезисов использовалась компьютерная программа StereoNet Version 2.02 (автор – J. P. Duyster, 1997). По пS-диаграмме (рис. 2, б), построенной в режиме максимальной детальности (cosine exponent – 1000, Grid Resolution – 30), определена ориентировка статистических плоскостей (табл. 1).

Для определения деформационных режимов, соответствовавших условиям образования ПССЭ, применялись диаграммы, отражающие связь морфолого-кинематических характеристик дизъюнктивных нарушений с величиной наклонов осей главных нормальных напряжений к горизонту [Гинтов, 2005, рис. 1.68].

Информация, необходимая и достаточная для описания ПССЭ, дается в виде формул. Формула парагенезиса, например $348\angle 59,9/\text{ЮЗ} < 345,1\angle 4,9\{R'RL\}33-2$, характеризует: 1) элементы залегания плоскости главного смещения L (реконструируемые выделяются курсивом) – азимут линии ее простирания, угол и направление падения – $348\angle 59,9/\text{ЮЗ}$; 2) характер сдвига: < – левый, > – правый; 3) азимут и угол падения линии пересечения парагенетичных плоскостных структурных элементов, являющейся также линией действия промежуточного напряжения σ_2 – $345,1\angle 4,9$;

Таблица 1. Пространственная ориентировка статистических плоскостей

Table 1. Spatial orientation of statistical planes

№ No.	Элементы залегания статистической плоскости* Elements of the statistical plane*	F	№ No.	Элементы залегания статистической плоскости Elements of the statistical plane	F	№ No.	Элементы залегания статистической плоскости Elements of the statistical plane	F
1	<u>327,7\angle81/ЮЗ</u>	26,2	24	34,6 \angle 84,1/СЗ	8,2	47	81,2 \angle 21,31/СЗ	7,5
2	<u>311,9\angle89,9/ЮЗ</u>	22,0	25	350,8 \angle 68,9/ЮЗ	8,1	48	297,5 \angle 72/ЮЗ	7,5
3	<u>296,4\angle75,2/СВ</u>	19,0	26	330,1 \angle 47,6/ЮЗ	8,1	49	314,4 \angle 80,9/ЮЗ	7,5
4	<u>292,2\angle81,1/СВ</u>	17,8	27	305,1 \angle 72/ЮЗ	7,9	50	323,7 \angle 56,9/ЮЗ	7,3
5	<u>46,6\angle54,3/СЗ</u>	17,7	28	327,3 \angle 6,1/ЮЗ	7,8	51	30,5 \angle 9/СЗ	7,3
6	<u>278,8\angle81/СВ</u>	14,5	29	301,4 \angle 87,1/СВ	7,8	52	350,6 \angle 86,9/ЮЗ	7,2
7	<u>307\angle78/СВ</u>	13,3	30	270,1 \angle 81,1/СВ	7,8	53	29,9 \angle 18,8/СЗ	7,2
8	<u>302,1\angle83,9/ЮЗ</u>	13,3	31	282,8 \angle 84/ЮЗ	7,8	54	328 \angle 6/ЮЗ	7,0
9	<u>42,8\angle41,7/СЗ</u>	13,3	32	77 \angle 69/ЮВ	7,8	55	310,2 \angle 45/ЮЗ	7,0
10	<u>322,2\angle68,8/СВ</u>	12,6	33	65,7 \angle 14,4/СЗ	7,7	56	312,6 \angle 63,2/СВ	6,9
11	<u>345,5\angle81,2/ЮЗ</u>	12	34	308,1 \angle 66/ЮЗ	7,7	57	272,2 \angle 86,9/СЗ	6,8
12	<u>330\angle84/СВ</u>	12	35	335,2 \angle 69/ЮЗ	7,7	58	58,8 \angle 81,4/СЗ	6,8
13	<u>342,8\angle87/ЮЗ</u>	11,6	36	76,1 \angle 78,1/ЮВ	7,7	59	342 \angle 74,9/СВ	6,7
14	<u>38,1\angle65,9/ЮВ</u>	9,6	37	77,2 \angle 68,9/ЮВ	7,7	60	330 \angle 74,9/СВ	6,7
15	310 \angle 71,9/СВ	9,2	38	32,8 \angle 66/ЮВ	7,7	61	359,9 \angle 71,9/ЮЗ	6,7
16	305 \angle 36,1/СВ	9,0	39	342,9 \angle 68,8/СВ	7,7	62	322,3 \angle 39,2/ЮЗ	6,6
17	6 \angle 29,8/ЮВ	8,9	40	288,6 \angle 86,9/ЮЗ	7,6	63	345,3 \angle 83,9/СВ	6,6
18	12,2 \angle 80,8/ЮВ	8,9	41	309,9 \angle 44,9/СВ	7,6	64	27,1 \angle 56,8/СЗ	6,5
19	336,4 \angle 84,2/СВ	8,7	42	356,7 \angle 80,9/ЮЗ	7,5	65	296,7 \angle 26,9/СВ	6,5
20	85,1 \angle 72,1/СЗ	8,7	43	4,3 \angle 84/СЗ	7,5	66	314,3 \angle 65,9/ЮЗ	6,2
21	294,4 \angle 81,2/ЮЗ	8,6	44	29,6 \angle 24,1/СЗ	7,5	67	298,6 \angle 11,7/СВ	6,0
22	330,6 \angle 34/СВ	8,4	45	314,4 \angle 69,4/СВ	7,5	68	330,3 \angle 21,1/СВ	5,7
23	40,6 \angle 84,1/СЗ	8,2	46	75,6 \angle 75/СЗ	7,5			

Примечание. *Азимут простирания, угол и направление падения; F – числовое значение функции пространственного распределения. Здесь и в табл. 2 полужирным шрифтом и подчеркиванием выделены плоскости с наибольшими значениями F.
Note. *Azimuth of strike, angle and direction of dip; F is the numerical value of the spatial distribution function. Here and in Table 2 planes with the highest F values are given in bold and underlined.

4) тип парагенезиса – совокупность составляющих его элементов, символы которых заключены в фигурные скобки, – {R'RL}; 5) величину α_0 (цифра после фигурных скобок); 6) условный номер деформационного режима (цифра после дефиса): 1 – взбросовый, 2 – сбросовый, 3 – сдвиговой, 4 – взбросово-сдвиговой, 5 – сбросово-сдвиговой, 6 – взбросово-сбросовый, 7 – октаэдрический. Формула парагенезиса позволяет при необходимости реконструировать пространственную ориентировку всех структурных элементов и осей главных нормальных напряжений.

С учетом простирания плоскости главного смещения (L) дислокации подразделяются на четыре условные группы: северо-западные (СЗ 293°–337°), субмеридиональные (СЗ 338° – СВ 22°), северо-восточные (СВ 23°–67°) и субширотные (СЗ 270°–292°, СВ 68°–90°).

Анализ $\pi\Sigma$ -диаграммы (рис. 2, б) позволяет выделить не менее 59 систем закономерно взаимоориентированных статистических плоскостей, представляющих собой ПССЭ. Их идентификация только на основе наблюдений в карьере затруднительна из-за специфических особенностей пород. Поэтому при решении задач идентификации использовались данные о ПССЭ и L-плоскостях в интрузивных телах кааламского клинопироксенит-габбронорит-диоритового комплекса (рис. 2, а). Наблюдавшиеся в магматических породах сдвиговые зоны северо-западного, северо-восточного, субмеридионального и субширотного простирания выражены отчетливо [Ладожская..., 2020, рис. 3.9]. Это позволяет уверенно определять пространственную ориентировку плоскостей главного смещения, играющих ключевую роль в процессе идентификации. При сопоставлении структурных диаграмм выявлено сходство многих ПССЭ сравниваемых геологических объектов. Кроме того, установлено, что с парами парагенетичных структурных элементов рудоконтролирующей сдвиговой зоны графитового проявления Кимамяки весьма сходны по ориентировке и угловым соотношениям пары статистических плоскостей, выявленных на других объектах. В качестве примера выполненных сравнений приводятся диаграммы ПССЭ, L-сколы в которых представлены главными статистическими плоскостями 327,7 \angle 81/ЮЗ, 311,9 \angle 89,9/ЮЗ (табл. 1, № 1, 2), а также диаграммы их аналогов в интрузивных телах на участках Сурисуо и Араминлампи, территориально наиболее близком к урочищу Кимамяки-Путролампи (рис. 3).

Идентифицированные ПССЭ рудоконтролирующей структуры графитового проявления Кимамяки сгруппированы с учетом ориентировки горизонтальных составляющих максимального главного напряжения σ_1 (предполагаемые направления вертикальной составляющей стресса – снизу-вверх) и простирания L-плоскостей (табл. 2).

Обсуждение результатов

Признаки и наличие сдвиговых дислокаций в геологических объектах Северного Приладожья отмечались неоднократно [Судовиков, 1954; Казаков и др., 1977; Морозов, 1999; Геология..., 2000 и др.]. Показано, что сдвиговыми зонами контролировалась благороднометалльная минерализация разнообразных горных пород [Ivashchenko et al., 2002, 2016; Иващенко и др., 2004]. Однако важная минерогеническая роль сдвиговой деформации и инициируемых ею эндогенных процессов в полной мере еще не выяснена и должным образом не оценена.

Исследованием внутреннего строения вскрытой карьером Кимамяки зоны интенсивного расщепления и карбонизации пород установлено, что ее структура – результат развития многочисленных ПССЭ. Их наличие само по себе, независимо от возможности идентификации, – неопровержимый аргумент деформационной сдвиговой природы рудоконтролирующей структуры.

Выполненная идентификация ПССЭ (табл. 2) позволяет судить об условиях их формирования, направлениях смещения по сдвиговым (сколовым) структурным элементам, а также дает и другую полезную информацию. Имеющийся фактический материал недостаточен для выяснения последовательности развития парагенезисов, но в совокупности с опубликованными тектоноструктурными сведениями он позволяет обратить внимание на следующее.

Плоскости главного смещения в идентифицированных ПССЭ рудоконтролирующей сдвиговой зоны Кимамяки (табл. 2) по своей пространственной ориентировке могут соответствовать разновозрастным дислокациям, выявленным в Северном Приладожье в ходе предшествовавших исследований. Однако сопоставлениям и выяснению возрастных соотношений L-плоскостей препятствуют, во-первых, отсутствие статистических данных о пространственной ориентировке регионально развитых структур, во-вторых, разногласия в оценках последовательности их формирования.

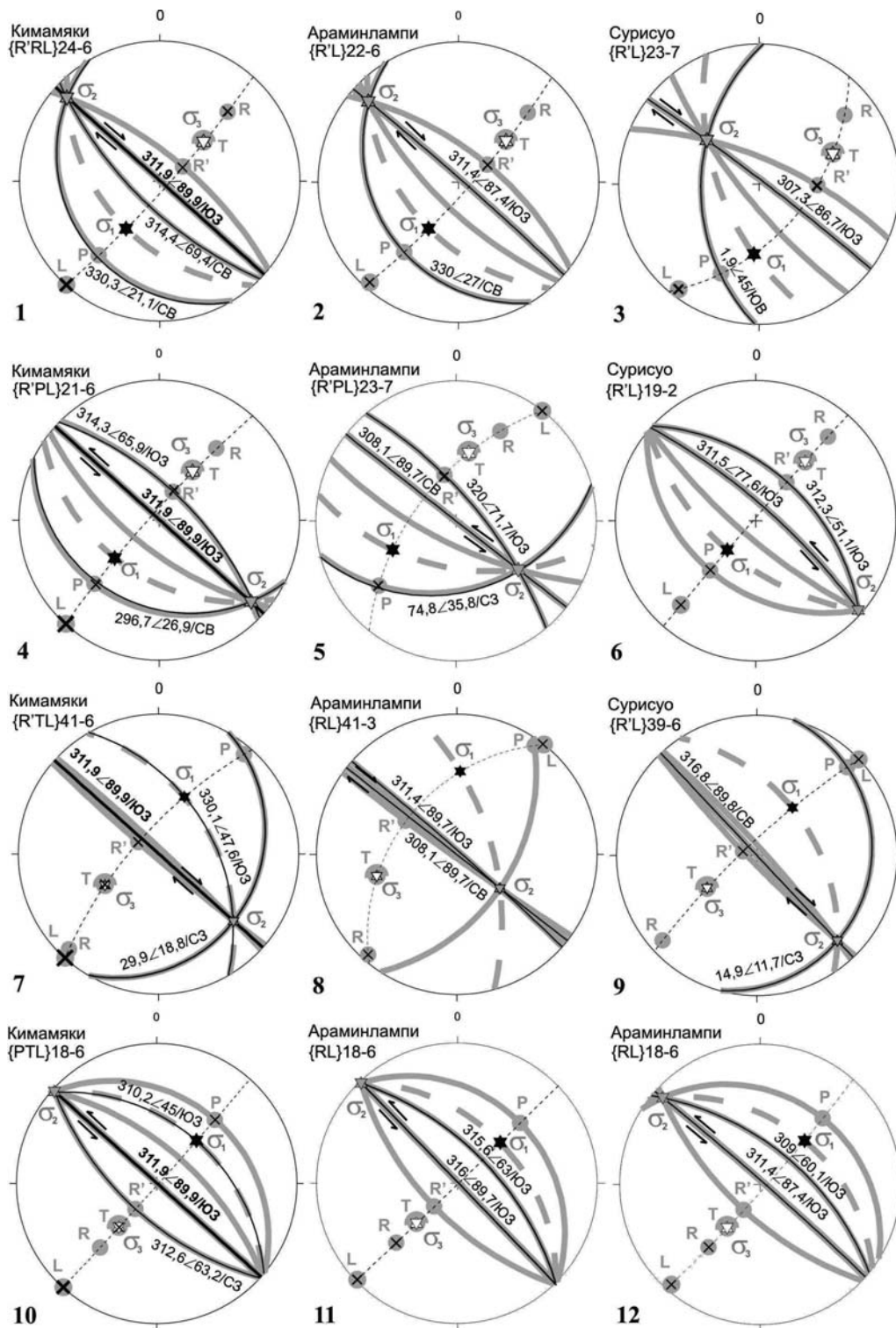
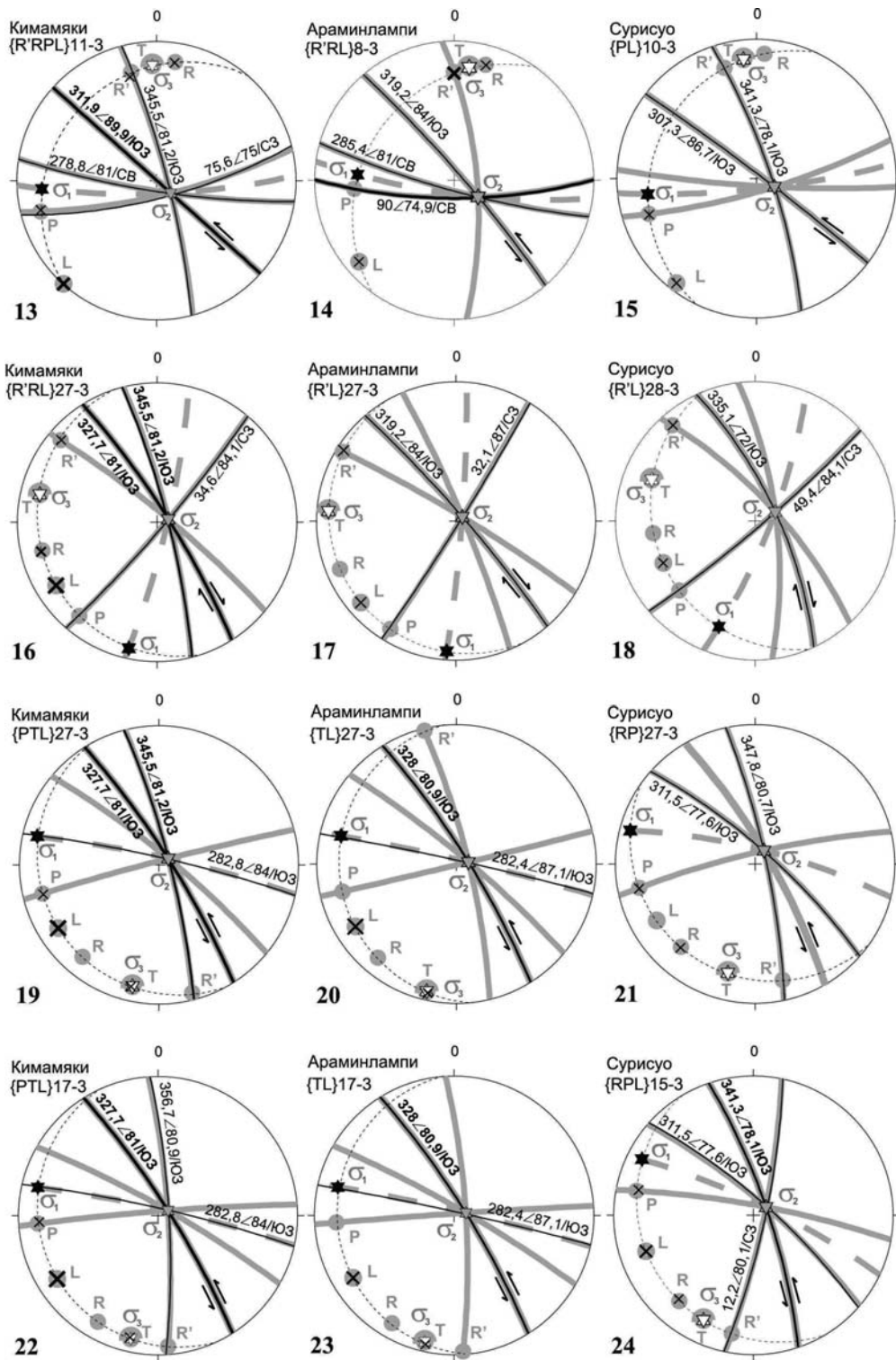


Рис. 3. Примеры сходства ПССЭ в графитовых рудах проявления Кимамяки и в малых интрузивах кааламского комплекса. Серым цветом показаны элементы моделируемого парагенезиса; L, R, R', P – сдвиговые (сколовые) плоскости, T – плоскость отрыва; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – оси главных нормальных напряжений сжатия ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$); в надписях над диаграммами: название объекта, тип ПССЭ (в фигурных скобках), затем величина α_0 и номер деформационного режима

Fig. 3. Examples of similarity of the PSSE in graphite ores of the Kimamäki occurrence and in small intrusions of the Kaalama complex. Elements of the modeled paragenesis are given in gray; L, R, R', P are shear planes, T is a plane of rupture; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ are axes of principal normal compressive strain ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$); in the inscriptions above the diagrams: name of the object, type of PSSE (in curly brackets), then the value of α_0 and the number of the deformation mode



Продолжение рис. 3.
 Fig. 3 (continued)

Таблица 2. Идентифицированные ПССЭ

Table 2. Identified PSSEs

№ No.	Формула ПССЭ Formula of PSSE	№ No.	Формула ПССЭ Formula of PSSE
	Стресс с ЮЗ на СВ, субмеридиональные L Stress from SW to NE, submeridional L		Стресс с СВ на ЮЗ, СВ простирание L Stress from NE to SW, NE strike L
1	345,5 \angle 81,2 / ЮЗ > 341,5 \angle 24,1{ R'PL } 39 -1	32	42,8 \angle 41,7 / СЗ > 278,7 \angle 36,4{ R'TL } 30 -5
2	359,9 \angle 71,9/ ЮЗ > 333,7 \angle 53,5{ PTL } 28 -3		Стресс с СВ на ЮЗ, субмеридиональные L Stress from NE to SW, submeridional L
3	350,8 \angle 68,9/ ЮЗ > 342 \angle 21,6{ R'PL } 25 -1	33	345,3 \angle 83,9/ СВ > 152,9 \angle 63,5{ R'PL } 10 -3
4	342,8 \angle 87 / ЮЗ > 311,9 \angle 84,2{ R'PL } 14 -3		Стресс с СВ на ЮЗ, субширотные L Stress from NE to SW, sublatitudinal L
	Стресс с ЮЗ на СВ, СЗ простирание L Stress from SW to NE, NW strike L	34	292,2 \angle 81,10 / СВ > 294,1 \angle 11,9{ R'PL } 18 -6
5	311,9 \angle 89,9 / ЮЗ > 311,9 \angle 18,5{ R'TL } 41 -6		Стресс с В на З, СЗ простирание L Stress from E to W, NW strike L
6	326,9 \angle 52,3/ ЮЗ > 306,8 \angle 24{ RPT } 40 -1	35	321,8 \angle 66,1/ ЮЗ < 317,8 \angle 9{ R'PT } 34 -2
7	325,3 \angle 48,2/ ЮЗ > 317,5 \angle 8,6{ R'PT } 37 -1	36	335,2 \angle 69/ ЮЗ < 322,3 \angle 30,2{ RTL } 31 -2
8	330 \angle 74,9/ ЮЗ < 148,6 \angle 4,9{ R'RL } 21 -2	37	298,6 \angle 11,7/ СВ > 337,2 \angle 7,4{ R'PL } 30 -2
9	311,9 \angle 89,9 / ЮЗ < 131,9 \angle 1,1{ PTL } 18 -6	38	327,7 \angle 81 / ЮЗ < 237,7 \angle 81{ PTL } 27 -3
	Стресс с ЮЗ на СВ, субширотные L Stress from SW to NE, sublatitudinal L	39	330 \angle 84 / СВ < 349,8 \angle 72,7{ R'RL } 22 -3
10	288,6 \angle 86,9/ ЮЗ < 115,4 \angle 65,3{ R'PL } 31 -3	40	308,9 \angle 61,4/ ЮЗ < 300,4 \angle 15,1{ RPT } 22 -1
11	282,8 \angle 84/ ЮЗ < 115,8 \angle 65{ R'PL } 24 -3	41	314,3 \angle 65,9/ ЮЗ < 285,2 \angle 47,4{ R'RL } 19 -5
12	292,2 \angle 81,1 / СВ < 4,7 \angle 80,7{ R'RL } 24 -3	42	327,7 \angle 81 / ЮЗ < 244,1 \angle 80,9{ PTL } 17 -3
	Стресс с ЮВ на СЗ, СЗ простирание L Stress from SE to NW, NW strike L	43	315,2 \angle 76,9/ ЮЗ < 280,6 \angle 67,7{ RPT } 17 -3
13	298,6 \angle 11,7/ СВ > 14,1 \angle 11,3{ R'PL } 33 -6	44	311,9 \angle 89,9 / ЮЗ < 311,5 \angle 74,4{ R'RPL } 11 -3
14	330,1 \angle 47,6/ ЮЗ < 312,3 \angle 18,5{ PTL } 4 -2	45	330 \angle 84 / СВ < 13 \angle 81,2{ R'RL } 7 -3
	Стресс с ЮВ на СЗ, СВ простирание L Stress from SE to NW, NE strike L		Стресс с В на З, СВ простирание L Stress from E to W, NE strike of L
15	29,9 \angle 18,8/ СЗ > 212,2 \angle 0,8{ R'PL } 40 -1	46	46,6 \angle 54,3 / СЗ > 324,5 \angle 54{ R'PL } 30 -3
	Стресс с ЮВ на СЗ, субширотные L Stress from SE to NW, sublatitudinal L		Стресс с В на З, субмеридиональные L Stress from E to W, submeridional L
16	85,1 \angle 72,1/ СЗ > 284,9 \angle 46,6{ R'RL } 7 -5	47	11,5 \angle 74,5/ ЮВ < 12,5 \angle 3,7{ R'PT } 39 -1
17	76,1 \angle 78,1/ ЮВ > 215,9 \angle 71,9{ R'RL } 4 -3		Стресс с З на В, СЗ простирание L Stress from W to E, NW strike L
	Стресс с СЗ на ЮВ, СЗ простирание L Stress from NW to SE, NW strike L	48	302,1 \angle 83,9 / ЮЗ < 136,22 \angle 66,2{ R'RTL } 37 -3
18	322,3 \angle 39,2/ ЮЗ > 182 \angle 87,5{ R'RL } 7 -2		Стресс с З на В, СВ простирание L Stress from W to E, NE strike of L
	Стресс с СЗ на ЮВ, субмеридиональные L Stress from NW to SE, submeridional L	49	38,1 \angle 65,9 / ЮВ > 114,8 \angle 65,3{ R'PL } 40 -3
19	353 \angle 78,3/ СВ < 56,4 \angle 77{ R'PT } 28 -3	50	58,8 \angle 81,4/ СЗ > 36,7 \angle 68,1{ R'RL } 28 -3
20	342 \angle 74,9/ СВ < 132,5 \angle 61,3{ RTL } 11 -3		Стресс с С на Ю, СЗ простирание L Stress from N to S, NW strike L
	Стресс с СВ на ЮЗ, СЗ простирание L Stress from NE to SW, NW strike L	51	314,3 \angle 65,9/ ЮЗ > 234 \angle 65,6{ R'PL } 39 -3
21	330 \angle 74,9 СВ < 330,1 \angle 0,2{ R'PL } 36 -3	52	302,1 \angle 83,9 / ЮЗ > 132 \angle 58,2{ RTL } 33 -3
22	311,3 \angle 81,1/ СВ < 312,1 \angle 5{ RPT } 36 -1	53	327,7 \angle 81 / ЮЗ > 256,2 \angle 80,5{ R'RL } 27 -3
23	311,9 \angle 89,9 / ЮЗ > 131,9 \angle 6,7{ R'RL } 24 -6	54	294,4 \angle 81,2/ ЮЗ > 223,9 \angle 80,7{ R'RL } 25 -3
24	314,3 \angle 65,9/ ЮЗ > 138,6 \angle 9,5{ PTL } 24 -1	55	335,2 \angle 69/ ЮЗ > 234,5 \angle 69,6{ R'RL } 21 -3
25	322,2 \angle 68,9 / СВ < 327,6 \angle 14,3{ R'RTL } 21 -1	56	330,1 \angle 47,6/ ЮЗ > 164 \angle 14,7{ R'RL } 4 -2
26	311,9 \angle 89,9 / ЮЗ < 311,9 \angle 7,4{ R'PL } 21 -6		Стресс с Ю на С, СЗ простирание L Stress from S to N, NW strike L
27	318,8 \angle 83,4/ ЮЗ < 317,8 \angle 8,8{ R'RP } 18 -6	57	296,4 \angle 75,2 / СВ > 300,5 \angle 15,2{ R'RL } 24 -2
28	330,3 \angle 21,1/ СВ > 330,5 \angle 0,1{ R'PL } 18 -2		Стресс с Ю на С, СВ простирание L Stress from S to N, NE strike L
29	330 \angle 48,1/ СВ < 330,1 \angle 0,2{ RPT } 18 -1	58	27,1 \angle 56,8/ СЗ < 347,5 \angle 44,2{ RTL } 8 -5
30	329,9 \angle 48,4/ СВ < 330 \angle 0,2{ R'PT } 10 -1		Стресс с Ю на С, субширотные L Stress from S to N, sublatitudinal L
31	330,1 \angle 47,6/ ЮЗ > 150,2 \angle 0,1{ R'PL } 3 -2	59	77 \angle 69/ ЮВ < 89,8 \angle 30{ R'PL } 17 -1

Примечание. L – плоскости главного сдвига; моделируемые L выделены курсивом.

Note. L – planes of principal shear; modeled L are given in italics.

После сообщения о полифазности тектонических деформаций [Судовиков, 1954] предложено несколько вариантов структурно-возрастных шкал [Судовиков и др., 1970; Казаков, 1976; Казаков и др., 1977; Морозов, Гафт, 1985; Геология..., 2000; Государственная..., 2013; Ладожская..., 2020 и др.], основанных на наблюдениях в южной части Сортавальской и, главным образом, в Питкярантской подзонах Северо-Ладожской СФЗ.

В обобщающей схеме [Судовиков и др., 1970] охарактеризованы три главных этапа деформаций, продуцировавших дизъюнктивные и пликативные структуры различного простирания. К первому (раннему) отнесены субмеридиональные дислокации, наложенные на пологую сланцеватость (полосчатость) архейских гранито-гнейсов выступов фундамента, в частности Сортавальского, и амфиболовых сланцев сортавальской серии; ко второму этапу – структуры северо-западного простирания, к третьему – северо-восточного. Образование надвигов на южном крыле Сортавальско-Питкярантского поднятия рассматривалось в рамках второго этапа деформаций. Отмечалось [там же, с. 94], что с достаточной уверенностью структуры первого и второго этапов разделяются лишь на участке Ляскеля-Импиниеми, а также упоминалось о локально проявленном наложении зон интенсивного северо-западного рассланцевания на структуры северо-восточного простирания.

Для геологических образований территории между озерами Большое Янисъярви и Ладожское разработаны схемы, включающие пять [Казаков, 1976] и шесть [Казаков и др., 1977] деформационных этапов. По ранней версии [Казаков, 1976], к первому этапу отнесены складки ламинарного течения и субплоскостные структурные элементы, первоначальная пространственная ориентировка которых не установлена. Судя по более позднему описанию [Казаков и др., 1977, с. 85], складки первого этапа – северо-западные и близкие к ним, по ориентировке субширотные. Второму этапу соответствуют открытые симметричные прямые субширотные складки. Наиболее отчетливо и широко проявленные субмеридиональные зоны рассланцевания и складки ламинарного течения – производные третьего по очередности деформационного этапа. На четвертом этапе образовались субширотные структуры, на пятом – северо-западные и субмеридиональные ($320\text{--}340^\circ$ [Казаков, 1976] или $340^\circ \pm 10^\circ$ [Казаков и др., 1977]), на шестом – субширотные. Отсутствует какая-либо информация о дислокациях северо-

восточного простирания, хотя на демонстрируемых схемах [Казаков, 1976, рис. 98; Казаков и др., 1977, рис. 28] много условных знаков, указывающих именно на такую ориентировку тектонических структур.

Авторы более поздней структурно-возрастной шкалы [Морозов, Гафт, 1985] отмечают ее сходство с предложенными ранее [Казаков, 1976; Казаков и др., 1977]. По их схеме первому этапу деформаций отвечают пологие разрывы, изоклиналиные лежачие складки предположительно субширотной ориентировки; второму – прямые субмеридиональные складки; третьему – субширотные складки и разрывы; четвертому – прямые складки северо-восточной ориентировки; пятому – пространственно дискретные зоны кливажа северо-западного простирания.

Регионально развитые субмеридиональные, или субмеридиональные и северо-западные ранние дислокации [Судовиков и др., 1970] в поздних схемах отнесены к третьему [Казаков, 1976; Казаков и др., 1977] и второму [Морозов, Гафт, 1985] этапам деформации.

Наличие в Приладожье гетерохронных различно пространственно ориентированных дислокаций горных пород – признак изменявшихся условий тектоногенеза. С этими изменениями в кимамякской рудоконтролирующей зоне связано новообразование ПССЭ, которые, как установлено, формировались в разных деформационных режимах (табл. 2, рис. 4).

В условиях взбросового режима (рис. 4, а) при диагональных по отношению к географической координатной сети горизонтальных составляющих σ_1 (~77 % ПССЭ) функционировали субмеридиональные L-плоскости главного смещения с элементами залегания $345,5\angle 81,2/\text{ЮВ}$, $350,8\angle 68,9/\text{ЮЗ}$ (табл. 2, ПССЭ № 1, 3), L-плоскости северо-западного простирания (табл. 2, ПССЭ № 6, 7, 22, 24, 25, 29, 30) и L-плоскость северо-восточного простирания (табл. 2, ПССЭ № 15); при ортогональных горизонтальных составляющих σ_1 – северо-западная, субмеридиональная и субширотная L-плоскости (табл. 2, ПССЭ № 40, 47, 59 соответственно).

Взбросово-сбросовому режиму (рис. 4, б) и диагональной ориентировке осей σ_1 соответствуют парагенезисы с северо-западным простиранием плоскостей главного сдвига (табл. 2, ПССЭ № 5, 9, 13, 23, 26, 27), в четырех из которых фигурирует вторая по значимости L-плоскость $311,9\angle 89,9/\text{ЮЗ}$, и парагенезис (табл. 2, ПССЭ № 34) с четвертой по значимости субширотной L-плоскостью $292,2\angle 81,1/\text{СВ}$.

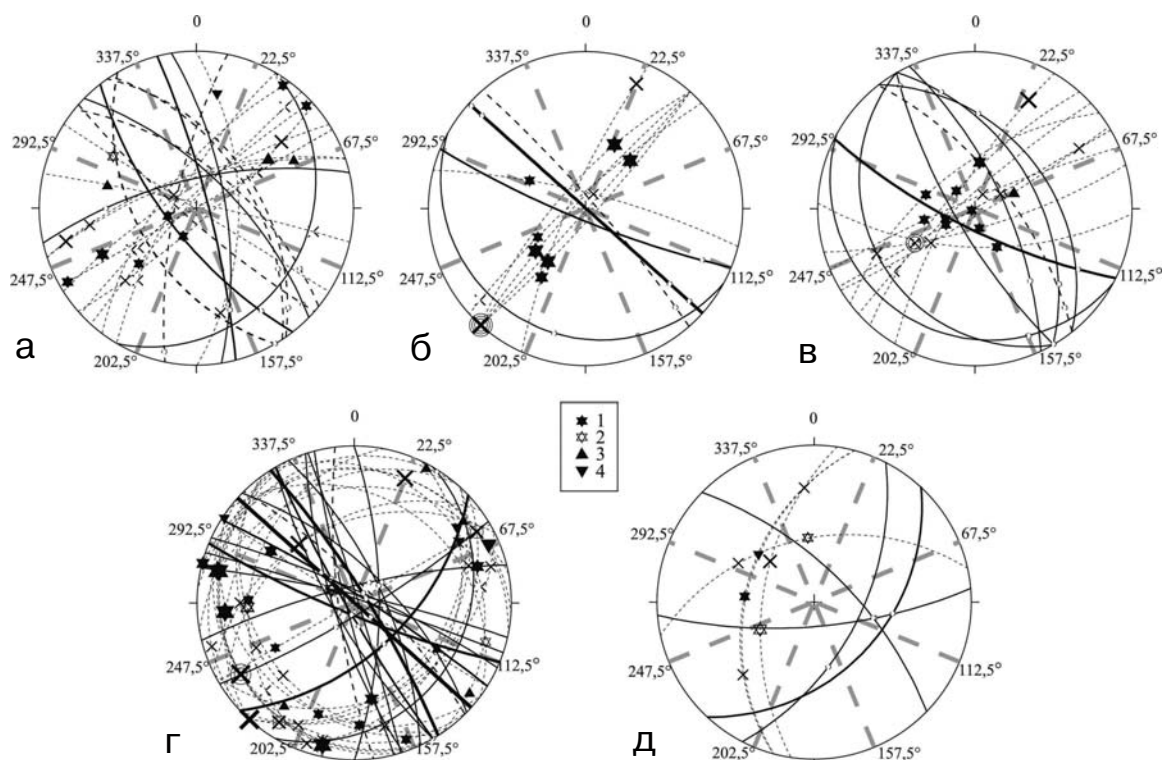


Рис. 4. Пространственная ориентировка плоскостей главного сдвига и линий σ_1 в различных деформационных режимах:

а – взбросовом, б – взбросово-сбросовом, в – сбросовом, г – сдвиговом, д – сбросово-сдвиговом. Условные обозначения: L-плоскости – косые кресты и сплошные линии, моделируемые – длинный пунктир; количество кружков вокруг крестов равно числу активизаций в качестве плоскости главного сдвига; короткий пунктир – пояса гномостереографических проекций парагенетичных плоскостей; линии σ_1 показаны значками (см. в прямоугольной рамке), указывающими на простираение соответствующей L-плоскости: 1 – северо-западное, 2 – северо-восточное, 3 – субмеридиональное, 4 – субширотное); размер значка пропорционален значению F в табл. 1

Fig. 4. Spatial orientation of the main shear planes and σ_1 lines in different deformation regimes:

а – reverse fault, б – reverse fault-fault, в – normal fault, г – strike-slip, д – normal fault-fault. Legend: L-planes – oblique crosses and solid lines, modeled – long dotted line; the number of circles around the crosses is equal to the number of activations as the main shear plane; short dotted line – belts of gnomostereographic projections of paragenetic planes; σ_1 lines are shown by icons (see in rectangular frame) indicating the strike of the corresponding L-plane: 1 – northwest, 2 – northeast, 3 – submeridional, 4 – sublatitudinal); the size of the icon is proportional to the F value in Table 1

Для сбросового деформационного режима (рис. 4, в) характерны парагенезисы с L-плоскостями только северо-западного простираения и при диагональных направлениях горизонтальной составляющей σ_1 (табл. 2, ПССЭ № 8, 14, 18, 28, 31), и при ортогональных (табл. 2, ПССЭ № 35–37, 56, 57).

В сдвиговом режиме (рис. 4, г) при диагональных горизонтальных составляющих σ_1 образовались ПССЭ с субмеридиональным (табл. 2, ПССЭ № 2, 4, 19, 20, 33), субширотным (табл. 2, ПССЭ № 10–12, 17) и северо-западным (табл. 2, ПССЭ № 21) простираением L-плоскостей. При ортогональных направлениях σ_1 сформировалась большая часть ПССЭ (60 %), среди которых 13 парагенезисов с северо-западным простираением L-плоскостей (табл. 2, ПССЭ № 38, 39, 42–45, 48, 51–55)

и 3 – с северо-восточным (табл. 2, ПССЭ № 46, 49, 50). Главное смещение горных пород нередко происходило по наиболее значимым плоскостям (табл. 1, № 1, 2, 4, 8, 12–14).

Сбросово-сдвиговому режиму (рис. 4, д) при диагональных направлениях σ_1 соответствуют парагенезисы с L-плоскостями субширотного (табл. 2, ПССЭ № 16) и северо-восточного $42,8 \angle 41,7 / \text{СЗ}$ (табл. 2, ПССЭ № 32) простираения, при ортогональных направлениях σ_1 – парагенезисы с L-плоскостями северо-западного и северо-восточного простираения (табл. 2, ПССЭ № 41 и 58 соответственно).

Вышеизложенные сведения позволяют предположить, что ранним субмеридиональным и северо-западным структурам, характерным для Северо-Ладужской СФЗ в целом, в кимамякской рудоконтролирующей зоне наи-

более соответствуют L-плоскости, образовавшиеся и функционировавшие в деформационных режимах с доминировавшей вертикальной составляющей смещения блоков горных пород (рис. 4, а–в). В условиях взбросового, взбросово-сбросового режимов также сформировались слабовыраженные северо-восточные и субширотные L-плоскости (рис. 4, а, б). Регионально проявленным северо-восточным дислокациям позднего тектонического этапа [Судовиков и др., 1970], скорее всего, соответствуют L-плоскости, функционировавшие при сдвиговом (рис. 4, г) и сбросово-сдвиговом (рис. 4, д) деформационных режимах. В условиях сдвигового режима происходили новообразование, а также активизация субмеридиональных, северо-западных, северо-восточных и субширотных L-плоскостей. Таким образом, в первом приближении вырисовывается возрастная последовательность деформационных режимов структурообразования. Похожая тенденция смены деформационных режимов в ходе постъятулийского тектоногенеза выявлена при изучении рудных объектов Ведлозерско-Сезозерского зеленокаменного пояса [Ручьев, 2022], где сначала также преобладала вертикальная компонента смещения горных пород, затем – горизонтальная. Если последовательность проявления деформационных режимов – атрибут тектоно-метаморфического цикла, то в Северо-Ладужской СФЗ циклическая смена режимов могла быть неоднократной (в геологической истории ладожской серии намечается три метаморфических события в РТ-условиях амфиболитовой фации [Казаков и др., 1977]).

Плоскости главного смещения, определявшие пространственную ориентировку рудоконтролирующей зоны (табл. 1, № 1, 2), зарождались и функционировали при изменявшихся направлениях осей σ_1 (рис. 3, 4). Можно предположить, что плоскость с элементами залегания $311,9 \angle 89,9 / ЮЗ$ появилась при формировании парагенезиса с максимальным значением α_0^1 (табл. 2, ПССЭ № 5; рис. 3, диаграмма 7) во взбросово-сбросовом режиме и стрессе в северо-восточном направлении,

затем эта плоскость в парагенезисах с меньшими величинами α_0 (табл. 2, ПССЭ № 9, 23, 26; рис. 3, диаграммы 1, 4, 10) трижды активизировалась в том же деформационном режиме при диагональных направлениях стресса, потом еще раз в сдвиговом режиме при стрессе в западном направлении (табл. 2, ПССЭ № 44; рис. 3, диаграмма 13). Образование L-плоскости $327,7 \angle 81 / ЮЗ$ в условиях сдвигового деформационного режима могло происходить при стрессе в южном (табл. 2, ПССЭ № 53; рис. 3, диаграмма 16) или в западном (табл. 2, ПССЭ № 38; рис. 3, диаграмма 19) направлениях, затем она активизировалась при стрессе с востока на запад (табл. 2, ПССЭ № 42; рис. 3, диаграмма 22). Вероятно, условия сдвигового и сбросово-сдвигового деформационных режимов в породах сортавальской серии, заполняющих промежутки между Йокирантским и Сортавальским выступами фундамента, во многом определялись характером границ и направлением перемещений этих блоков архейской коры.

По геофизическим данным, Ладожская аномалия электропроводимости, обусловленная, как считает большинство специалистов, наличием графит- и сульфидсодержащих горных пород, связана с системой долгоживущих разломов северо-западного направления [Жамалетдинов и др., 2018]. На Ладожско-Ботнической территории также выделены зоны повышенной электропроводимости субмеридиональной, субширотной, северо-восточной ориентировки [там же, рис. 2], вполне соответствующих разновозрастным тектоническим дислокациям, наблюдавшимся в Северном Приладожье. Как уже отмечалось, эти направления близки к простиранию статистических плоскостей (табл. 1) в структуре рудоконтролирующей зоны графитового проявления Кимамьяки. Ее пространственное положение отражает местную специфику разломно-блоковой тектоники на определенном участке Северо-Ладужской СФЗ. В других местах условия деформации и, как следствие, ориентировка зон сдвиговых дислокаций и карбонизации горных пород могли быть иными. Так, например, северо-восточное простирание ($\sim 35\text{--}40^\circ$) имеют зоны графитовой минерализации на участке Рюттю [Куличенко и др., 2024], а также продуктивные графитсодержащие кварц-биотитовые сланцы в контуре подсчета запасов Ихальского месторождения графита ($\sim 40^\circ$) [Минерально-сырьевая..., 2006, рис. 2.3.2.4]. Таким образом, графитовая минерализация могла контролироваться различно ориентированными зонами сдвиговой деформации широкого

¹ Угол скалывания α_0 – показатель реологического состояния вещества, подвергшегося сдвиговой деформации, который увеличивается с возрастанием РТ-параметров горных пород и уменьшается при их снижении [Гинтов, 2005]. Значения α_0 в ранних парагенезисах (табл. 2, ПССЭ № 1, 6, 15) указывают на экстремальные РТ-параметры субстрата, деформированного во взбросовом и взбросово-сбросовом режимах, то есть на пиковые условия метаморфизма пород, что согласуется с выводами, сделанными ранее [Казаков и др., 1977]. Вариативность величины α_0 (табл. 2) – следствие изменчивости термодинамических условий, в которых формировалась рудоконтролирующая структура.

возрастного диапазона от ранних субмеридиональных и северо-западных до поздних северо-восточных.

Графитоносная зона рудопроявления Ки-мамяки начала формироваться в посткалевийское время, о чем свидетельствует сходство ранних ПССЭ, выявленных в ней и в интрузивных телах раннеорогенного Кааламского клинопироксенит-габбронорит-диоритового комплекса (возраст габброноритов – $1890 \pm 9,9$ млн лет [Государственная..., 2013]), прорывающих отложения сортавальской и ладожской серий (возрастные границы периода накопления последней ~1,92–1,88 млрд лет [Ладожская..., 2020]). На интрузивные тела синорогенного Суйстамского габбротоналитового комплекса (возраст 1872 ± 13 млн лет [Государственная..., 2013]) наложены сдвиговые зоны северо-восточного простирания – рудоконтролирующие структуры ряда проявлений благородных металлов [Ивашенко и др., 2001, 2004; Ivashchenko et al., 2002], сформировавшихся на завершающей стадии свекофеннской тектоно-метаморфической переработки (1,95–1,85 млрд лет назад) и/или в ходе недавно выявленного [Самсонов и др., 2011; Glebovitskii et al., 2012, 2014; Ларионова и др., 2013 и др.] широко проявленного постсвекофеннского (1,8–1,7 млрд лет назад) этапа рудогенеза. Возможно, периодические деформационные и обусловленные ими минерагенические события (графитизация, сульфидизация) повторялись 200 млн лет.

Вскрытая карьером графитоносная зона сдвиговых деформаций эпигенетична по отношению к вмещающей ее толще метавулканитов. Это ставит под сомнение «...представление о седиментогенном происхождении графитоносных метаморфических пород и о биогенной, предположительно битуминозно-сапропелевой, природе заключенного в них углеродного вещества, преобразованного в графит в процессе регионального метаморфизма» [Бискэ, 1987, с. 143].

Идеологически важное суждение об источнике УВ аргументировалось сходством изотопных характеристик графитового ($\delta^{13}\text{C} = -18,94\text{--}24,9$ ‰) и биогенного углерода [там же]. Однако такие особенности изотопии углерода могут интерпретироваться иначе.

Приладожские графиты по изотопному составу углерода сходны с графитами, для которых наиболее вероятен эндогенный источник УВ (рис. 5).

Анализ результатов изучения изотопного состава ксенолитов мантийных пород и их минералов [Deines, 2002] показал, что углерод

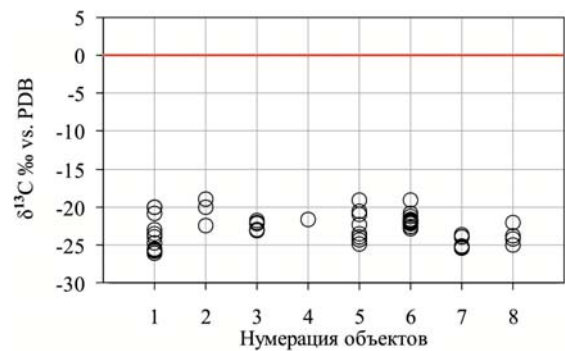


Рис. 5. Сходство изотопного состава углерода из графитов Северного Приладожья [Бискэ, 1987, табл. 20] (номера объектов: 1 – Ихальское месторождение, 2 – проявление Руокаярви, 3 – Кительское олово-полиметаллическое месторождение) и графитов с наиболее вероятным абиогенным источником углерода (номера объектов: 4 – графит октаэдрического габитуса (параморфозы по алмазу?) из гранат-авгитовых клинопироксенитов базит-ультрабазитового комплекса Бени-Бушер, Марокко [Галимов, Слодкевич, 1988]; 5 – графит из локализованного в гранитном массиве Калгутинского редкометалльного грейзенового месторождения, Горный Алтай [Потцелуев и др., 2007]; 6 – графит из эклогитов максюттовского метаморфического комплекса, Южный Урал [Ковалев, Тимофеева, 2013])

Fig. 5. Similarity of the isotopic composition of carbon from graphites of the Northern Priladozhye [Biske, 1987, Table 20] (object numbers: 1 – Ihal'skoye deposit, 2 – Ruokajarvi occurrence, 3 – Kitelskoye Sn-polymetallic deposit) and graphites with the most probable abiogenic source of carbon (object numbers: 4 – graphite of octahedral habit (paramorphoses after diamond?) from garnet-augite clinopyroxenites of the Beni Bushehr mafic-ultramafic complex, Morocco [Galimov, Slodkevich, 1988]; 5 – graphite from the Kalgutinsky rare-metal greisen deposit localized in the granite massif, Altai Mountains [Potseluev et al., 2007]; 6 – graphite from eclogites of the Maksyutovsky metamorphic complex, Southern Urals [Kovalev, Timofeeva, 2013])

с низкими и высокими значениями показателя $\delta^{13}\text{C}$ встречается примерно с одинаковой частотой, бимодальность распределения выражена отчетливо, острые пики возникают при -5 и -25 ‰. Сделан вывод, что обеднение изотопом ^{13}C (модальное значение $\delta^{13}\text{C} \sim -25$ ‰) следует рассматривать как признак мантийного углерода. Показатели $\delta^{13}\text{C}$ графита из Северного Приладожья вполне соответствуют мантийным (рис. 6).

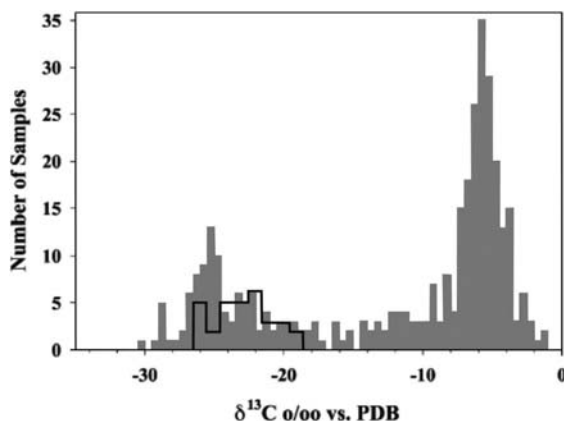


Рис. 6. Сходство изотопного состава углерода из графитов Северного Приладожья [Бискэ, 1987, табл. 20] (черный контур гистограммы) и из ксенолитов мантийных пород и их минералов (серая заливка гистограммы) [Deines, 2002, рис. 5 с изменениями]

Fig. 6. The similarity of the isotopic composition of carbon from the graphite of the Northern Priladozhye region [Biske, 1987, Table 20] (black histogram outline) and from xenoliths of mantle rocks and their minerals (gray histogram fill) [Deines, 2002, Fig. 5 with changes]

Согласно концепции С. В. Дигонского и В. В. Тена, происхождение всех разновидностей природного графита обусловлено пиролизом ювенильного водородно-метанового флюида [Дигонский, Тен, 2006]. Изотопные особенности углерода графита и результаты битуминологических исследований графитоносных пород питкьярантской свиты [Бискэ, 1987], выявивших в составе углеводородов преобладание метаново-нафтенной фракции (от 88,09 до 95,25 %), отсутствие гуминовых кислот и порфиринов, наличие в газовой фазе водорода, метана и его гомологов, указывают именно на такой процесс образования графита в Северном Приладожье.

О высокой флюидопроницаемости длительно развивавшейся рудоконтролирующей структуры и ее фидерной роли свидетельствуют выявленные признаки многократной активизации субплоскостных элементов анизотропии горных пород (рис. 2, в), изменения их минерального состава, прежде всего образование большого количества графита в зоне сдвиговых деформаций.

Привнос восстановленными флюидами значительных количеств мантийного углерода и графитизация горных пород свойственны зонам межблоковых глубинных разломов на периферии докембрийских кратонов [Летников

и др., 1996]. Графитовое проявление Кимамяки формировалось в принципиально сходной геологической обстановке. Северо-Ладожская СФЗ находится на окраине Карельского кратона, в Раахе-Ладожской подвижной зоне, изначально рифтовой структуре, формировавшейся на коре континентального типа. С ранне- (2,0–1,9 млрд лет назад) и позднекинематическим (1,85–1,75 млрд лет назад) этапами тектонического развития этой шовной зоны связывается образование дислокаций соответственно северо-западного и северо-восточного простирания [Морозов, 1999], то есть, как уже подтверждено результатами ГРП, структур, имеющих прямое отношение к минерации графита.

С учетом вышеизложенного представляется, что процессы сдвиговой деформации и контролируемой ими флюидной карбонизации гетерогенных геологических образований были главным фактором пространственно дискретной локализации рудопроявлений графита в Северо-Ладожской СФЗ.

Выводы

Внутреннее строение рудного тела графитового проявления Кимамяки, зоны интенсивного расщелачивания и карбонизации вмещающих пород, – результат развития многочисленных парагенезисов сдвиговых структурных элементов (ПССЭ). Факт присутствия ПССЭ – неопровержимый аргумент деформационной, сдвиговой по своей физической сущности, природы рудоконтролирующей структуры.

Идентифицированные ПССЭ формировались в различных деформационных режимах и, судя по вариативности величин угла скальвания, в изменчивых термодинамических условиях. Это свидетельствует о длительности и прерывистости развития рудоконтролирующей структуры в изменявшихся во времени тектонических обстановках.

Сходство ПССЭ, выявленных на рудопроявлении Кимамяки и в интрузивных породах раннеорогенного кааламского клинопироксенит-габбронорит-диоритового комплекса (возраст не более 1,9 млрд лет), прорывающих отложения сортавальской и ладожской серий, указывает на посткалевийское время заложения рудоконтролирующей структуры и формирование ее в свекофеннский (1,95–1,85 млрд лет назад) и, возможно, постсвекофеннский (1,8–1,7 млрд лет назад) периоды тектоно-метаморфической переработки.

Многократная активизация большинства элементов субплоскостной анизотропии горных пород, изменения их минерального состава,

прежде всего интенсивная графитизация в зоне сдвиговых деформаций, свидетельствуют о высокой флюидопроницаемости рудоконтролирующей структуры и ее фидерной роли.

Изотопный состав углерода из графитов Приладожья позволяет предполагать его эндогенную природу, мантийный источник и минерагенез графита в результате пиролиза ювенильного водородно-метанового флюида.

Особенности строения и развития изученной рудоконтролирующей структуры, ее эпигенетичность по отношению к вмещающим породам сортавальской серии, соответствующий мантийному изотопный состав углерода графитов свидетельствуют, что главными факторами, определявшими дискретную локализацию минерагенеза графита в гетерогенных геологических образованиях Северо-Ладжской СФЗ, были процессы сдвиговой деформации и флюидной карбонизации.

Автор благодарит рецензентов за полезные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Литература

- Бискэ Н. С. Графитовое оруденение Северного Приладожья (геология и генетические особенности). Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1987. 172 с.
- Борисов И. В. История горного дела Северного Приладожья (XVII в. – 1939 г.). Сортавала: Ракурс, 2009. 41 с.
- Бортников Н. С., Волков А. В., Галямов А. Л., Викентьев И. В., Аристов В. В., Лаломов А. В., Мурашов К. Ю. Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов в России: состояние и перспективы развития // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 2. С. 97–119. doi: 10.7868/S0016777016020027
- Галимов Э. М., Слодкевич В. В. Зональность изотопного состава углерода графита в расслоенном магматическом плутоне // Геохимия. 1988. № 8. С. 1178–1186.
- Геология и петрология свекофеннид Приладожья / Под ред. В. А. Глебовицкого. СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.
- Гинтов О. Б., Исай В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наукова думка, 1988. 228 с.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Карельская серия. Листы Р-35-XXIV, Р-36-XIX. Объяснительная записка / Сост. К. И. Степанов, Д. М. Санин, Г. Н. Санина. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 231 с.
- Государственный доклад о состоянии и использовании минеральных ресурсов Российской Федерации в 2023 году / Гл. ред. Д. Д. Тетенькин, О. В. Казанов. М.: ВИМС, 2024. 710 с.
- Дигонский С. В., Тен В. В. Неизвестный водород (роль водорода в полиморфизме твердых веществ, процессах твердофазного восстановления оксидов и спекания порошков). СПб.: Наука, 2006. 235 с.
- Жамалетдинов А. А., Колесников В. Е., Скороходов А. А., Шевцов А. Н., Нилов М. Ю., Рязанцев П. А., Шаров Н. В., Бируля М. А., Киряков И. А. Результаты электропрофилеирования на постоянном токе в комплексе с АМТЗ по профилю, пересекающему Ладжскую аномалию // Труды Карельского научного центра РАН. 2018. № 2. С. 91–110. doi: 10.17076/geo636
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И. Рудопроявление Пякюля – новый перспективный благороднометалльный объект в Приладожье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 40–53.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И., Терновой А. Н. Эндогенная золоторудная система Суйстамского плутонического комплекса (Северное Приладожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2004. С. 127–146.
- Казаков А. Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 237 с.
- Казаков А. Н., Миллер Ю. В., Дук В. Л., Харитонов А. Л. Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977. 159 с.
- Ковалев С. Г., Тимофеева Е. А. Первые данные по геохимии и изотопии углерода графитовых эклогитов максюттовского комплекса (Южный Урал) // Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2013. № 3(219). С. 8–11.
- Куличенко В. М., Петров Г. В., Пронин В. Д., Пекин Ф. Ф., Кузьмин С. Н. Поисковые работы на крупночешуйчатый графит в пределах перспективных участков Кирьяволахтинской площади (Республика Карелия): Отчет о выполнении работ по объекту, 2022–2024 гг. Кн. 1. М.: Росгеология, 2024. 250 л.
- Ладжская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагенез) // Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
- Ларионова Ю. О., Самсонов А. В., Шатагин К. Н., Носова А. А. Изотопно-геохронологические свидетельства палеопротерозойского возраста золоторудной минерализации в архейских зеленокаменных поясах Карелии (Балтийский щит) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 5. С. 374–396. doi: 10.7868/S0016777013050055
- Летников Ф. А., Савельева В. Б., Гореванов Д. Е., Халилов В. А. Метаморфизм и метасоматоз в зонах глубинных разломов континентальной литосферы // Геотектоника. 1996. № 5. С. 15–26.
- Минерально-сырьевая база Республики Карелия / Под ред. В. П. Михайлова, В. Н. Аминова. Кн. 2. Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск: Карелия, 2006. 356 с.

Морозов Ю. А., Гафт Д. Е. О природе гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов / Под ред. В. В. Эза. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. С. 3–120.

Морозов Ю. А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. № 4. 1999. С. 37–50.

Поцелуев А. А., Бабкин Д. И., Талибова А. Г. Изотопный состав углерода грейзеновых месторождений (Калгутинское месторождение) // Известия Томского политехнического университета. 2007. Т. 310, № 1. С. 17–21.

Распоряжение Правительства Российской Федерации от 30 августа 2022 г. № 2473-р [Электронный ресурс]. URL: <http://government.ru/docs/all/142852/> (дата обращения: 12.12.2022).

Ручьев А. М. Зоны сдвиговых дислокаций: общие особенности структуры и ее формирования (на примере геологических объектов Карелии) // Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Мат-лы докл. Т. 1. М., 2012а. С. 427–431.

Ручьев А. М. Образование кианитовых гнейсов в тектонофизическом аспекте (беломорский комплекс пород Балтийского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 13–27.

Ручьев А. М. Структурный анализ сдвиговых зон: новый метод, первые результаты // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012б. С. 115–124.

Ручьев А. М. Структурные особенности разведочного участка и относительный возраст золоторудного месторождения Педролампии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 92–112.

Ручьев А. М. Структурные особенности сдвиговых дислокаций, контролирующих благороднометалльную минерализацию и пегматитогенез в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс пород Балтийского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2009. С. 65–87.

Ручьев А. М. Структурные особенности флюорит-сульфидного проявления Калливолампии (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, Карелия) // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 82–98. doi: 10.17076/geo1548

Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Носова А. А., Ручьев А. М. Проблемы возрастной позиции и генезиса золоторудной минерализации в архейских зеленокаменных поясах Карельского блока: опыт комплексных реконструкций // Доклады МО РМО. 2011. URL: <http://www.minsoc.ru/E2-2011-10-0/> (дата обращения: 10.06.2025).

Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации // Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР. Л.: АН СССР, 1954. 198 с.

Deines P. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths // *Earth-Science Reviews*. 2002. Vol. 58, iss. 3–4. P. 247–278. doi: 10.1016/S0012-8252(02)00064-8

Glebovitskii V. A., Bushmin S. A., Belyatskii B. V., Bogomolov E. S., Borozdin A. P., Savva E. V., Lebedeva Y. M. Rb-Sr age of metasomatism and ore formation in the low-temperature shear zones of the Fenno-Karelian Craton, Baltic Shield // *Petrology*. 2014. Vol. 22, no. 2. P. 184–204.

Glebovitskii V. A., Bushmin S. A., Bogomolov E. S., Belyatskii B. V., Savva E. V., Lebedeva Yu. M. Rb-Sr age of metasomatism and ore formation in low-temperature shear zones of the Fenno-Karelian Craton (Baltic Shield) // *Doklady Earth Sciences*. 2012. Vol. 445, no. 1. P. 821–825. doi: 10.1134/S1028334X12070021

Ivashchenko V. I., Ruchyov A. M., Golubev A. I. Two types of noble metal mineralization in the Kaalamo Massif (Karelia) // *Doklady Earth Sciences*. 2016. Vol. 468(1). P. 441–446. doi: 10.1134/S1028334X16050111

Ivashchenko V. I., Ruchyov A. M., Lavrov O. B., Kondrashova N. I. The Päkylä ore occurrence: a new prospective type of noble metal mineralization in Precambrian rocks of Karelia // *Doklady Earth Sciences*. 2002. Vol. 384(4). P. 371–376.

References

Biske N. S. Graphite mineralization of the Northern Ladoga Lake region (geological and genetic features). Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR; 1987. 172 p. (In Russ.)

Borisov I. V. The history of mining in the Northern Ladoga Region (17th century – 1939). Sortavala: Rakurs; 2009. 41 p. (In Russ.)

Bortnikov N. S., Volkov A. V., Galyamov A. L., Vikent'ev I. V., Aristov V. V., Lalomov A. V., Murašov K. Yu. Mineral resources of high-tech metals in Russia: state of the art and outlook. *Geology of Ore Deposits*. 2016;58(2):83–103. doi: 10.1134/S1075701516020021

Decree of the Government of the Russian Federation no. 2473-p, dated August 30, 2022. (In Russ.). URL: <http://government.ru/docs/all/142852/> (accessed: 12.12.2022).

Deines P. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths. *Earth-Science Reviews*. 2002;58(3–4):247–278. doi: 10.1016/S0012-8252(02)00064-8

Digonsky S. V., Ten V. V. The unfamiliar hydrogen: the role of hydrogen in the polymorphism of solid materials, solid-phase reduction of oxides, and powder sintering. St. Petersburg: Nauka, 2006. 235 p.

Galimov E. M., Slodkevich V. V. Zonality of carbon isotope composition of graphite in the layered magmatic pluton. *Geokhimiya = Geochemistry*. 1988;8:1178–1186. (In Russ.)

Gintov O. B. Field tectonophysics and its application in studies of crustal deformation in Ukraine. Kiev: Feniks; 2005. 572 p. (In Russ.)

Gintov O. B., Isai V. M. Tectonophysical studies of consolidated crust faults. Kiev: Naukova dumka; 1988. 228 p. (In Russ.)

Glebovitskii V. A., Bushmin S. A., Belyatskii B. V., Bogomolov E. S., Borozdin A. P., Savva E. V., Lebedeva Y. M. Rb-Sr age of metasomatism and ore formation in the low-temperature shear zones of the Fenno-Karelian Craton, Baltic Shield. *Petrology*. 2014;22(2):184–204.

Glebovitskii V. A., Bushmin S. A., Bogomolov E. S., Belyatskii B. V., Savva E. V., Lebedeva Yu. M. Rb-Sr age of metasomatism and ore formation in low-temperature shear zones of the Fenno-Karelian Craton (Baltic Shield). *Doklady Earth Sciences*. 2012;445(1): 821–825. doi: 10.1134/S1028334X12070021

Glebovitsky V. A. (ed.). *Geology and petrology of Ladogan Svecofennian rocks*. St. Petersburg: SPbGU; 2000. 200 p.

Ivashchenko V. I., Ruchyov A. M., Golubev A. I. Two types of noble metal mineralization in the Kaalamo Massif (Karelia). *Doklady Earth Sciences*. 2016;468(1): 441–446. doi: 10.1134/S1028334X16050111

Ivashchenko V. I., Ruchyov A. M., Lavrov O. B., Kondrashova N. I. Pyakyulya ore occurrence – a new promising noble metal object in Priladozhye. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 3. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2001. P. 40–53. (In Russ.)

Ivashchenko V. I., Ruchyov A. M., Lavrov O. B., Kondrashova N. I. The Päkylä ore occurrence: a new prospective type of noble metal mineralization in Precambrian rocks of Karelia. *Doklady Earth Sciences*. 2002;384(4):371–376.

Ivashchenko V. I., Ruchyov A. M., Lavrov O. B., Kondrashova N. I., Ternovoy A. N. Endogenous gold ore system of the Suistamo plutonic complex (Northern Priladozhye). *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 7. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2004. P. 127–146. (In Russ.)

Kazakov A. N. Deformations and superimposed folding in metamorphic complexes. Leningrad: Nauka; 1976. 237 p. (In Russ.)

Kazakov A. N., Miller Yu. V., Duk V. L., Kharitonov A. L. Structural evolution of metamorphic complexes. Leningrad: Nauka; 1977. 159 p. (In Russ.)

Kovalev S. G., Timofeeva E. A. First data on the geochemistry and carbon isotope of graphite eclogites of the Maksyutovsky complex (Southern Urals). *Vestnik IG Komi nauchnogo tsentra UrO RAN = Bulletin of the Institute of Geology of the Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences*. 2013;3(219):8–11. (In Russ.)

Kulichenko V. M., Petrov G. V., Pronin V. D., Pekin F. F., Kuz'min S. N. Prospecting work for coarse flake graphite within the promising areas of the Kiri-yavolaktinskaya area (Republic of Karelia): Report on the work on the object, 2022–2024. Book 1. Moscow: Rosgeologiya, 2024. 250 p. (In Russ.)

Larionova Yu. O., Samsonov A. V., Shatagin K. N., Nosova A. A. Isotope-geochronological evidence of the Paleoproterozoic age of gold mineralization in the Archean greenstone belts of Karelia (Baltic Shield). *Geologiya rudnykh mestorozhdenii = Geology of Ore Deposits*. 2013;55(5):374–396. (In Russ.). doi: 10.7868/S0016777013050055

Letnikov F. A., Savel'eva V. B., Gorevanov D. E., Khalilov V. A. Metamorphism and metasomatism in deep-seated faults of the continental crust. *Geotektonika = Geotectonics*. 1996;5:15–26. (In Russ.)

Mikhailov V. P., Aminov V. N. (eds.). *Mineral resource base of the Republic of Karelia. Book 2: Non-metallic mineral resources. Underground waters and medical muds*. Petrozavodsk: Karelia; 2006. Book 2. 356 p. (In Russ.)

Morozov Yu. A., Gaft D. E. On the nature of granite-gneiss domes of the Northern Priladozhye. *Struktura i petrologiya dokembriiskikh kompleksov = Structure and petrology of the Precambrian complexes*. Moscow: IFZ AN SSSR; 1985. P. 3–120. (In Russ.)

Morozov Yu. A. The role of transpression in the structural evolution of the svecofennides in the Baltic Shield. *Geotektonika = Geotectonics*. 2002;4:37–50. (In Russ.)

Potseluev A. A., Babkin D. I., Talibova A. G. Isotopic composition of carbon in greisen deposits (Kalgutinskoye deposit). *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta = Bulletin of Tomsk Polytechnic University*. 2007;310(1):17–21. (In Russ.)

Ruchyov A. M. Formation of kyanite gneisses in tectonophysical aspect (Belomorian complex of rocks of the Baltic Shield). *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 13. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2010. P. 13–27. (In Russ.)

Ruchyov A. M. Shear dislocation zones: general features of the structure and its formation (on the example of geological objects of Karelia). *Tret'ya tektonofizicheskaya konferentsiya v IFZ RAN. Tektonofizika i aktual'nye voprosy nauk o Zemle: Mat-ly dokl. = Third tectonophysical conference at the IPE RAS. Tectonophysics and topical issues of Earth sciences: proceedings of the All-Russian conf.* Vol. 1. Moscow; 2012. P. 427–431. (In Russ.)

Ruchyov A. M. Structural analysis of shear zones: a new method, the initial results. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 15. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2012. P. 115–124. (In Russ.)

Ruchyov A. M. Structural characteristics of the Kallivolampi fluorite-sulfide occurrence, Vedlozero-Segozero greenstone belt, Karelia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2022;2:82–98. (In Russ.). doi: 10.17076/geo1548

Ruchyov A. M. Structural features of the exploration site and the relative age of the Pedrolampi gold deposit. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 14. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2011. P. 92–112. (In Russ.)

Ruchyov A. M. Structural features of shear dislocations controlling noble metal mineralization and pegmatogenesis in gneisses of the Chupinskaya suite (Belomorsky complex of rocks of the Baltic Shield). *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 12. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2009. P. 65–87. (In Russ.)

Samsonov A. V., Larionova Yu. O., Nosova A. A., Ruchyov A. M. Problems of age position and genesis of gold ore mineralization in the Archean greenstone belts of the Karelian block: experience of complex reconstructions. *Doklady MO RMO = Proceedings MB RMS*. 2011. URL: <http://www.minsoc.ru/E2-2011-10-0/> (In Russ.)

Sharov N. V. (ed.). Ladoga Proterozoic structure (geology, deep structure, and minerageny). Petrozavodsk: KarRC RAS; 2020. 435 p. (In Russ.)

Stepanov K. I., Sanin D. M., Sanina G. N. (eds.) State geological map of the Russian Federation, scale 1:200 000. Second edition. Karelian series. Sheets R-35-XXIV, R-36-XIX. Explanatory note. Moscow: MF VSEGEI; 2013. 231 p. (In Russ.)

Sudovikov N. G., Glebovitskii V. A., Sergeev A. S., Petrov V. P., Kharitonov A. L. Geological development of deep zones of mobile belts (Northern Ladoga region). Leningrad: Nauka; 1970. 227 p. (In Russ.)

Sudovikov N. G. Tectonics, metamorphism, migmatization and granitization of rocks of the Ladoga formation. *Trudy Laboratorii geologii dokembriya AN*

SSSR = *Transactions of the Laboratory of Precambrian Geology of the USSR Academy of Sciences*. Leningrad: AN SSSR; 1954. 198 p. (In Russ.)

Tetenkin D. D., Kazanov O. V. (eds.). State report on the state and use of mineral resources of the Russian Federation in 2023. Moscow: VIMS; 2024. 710 p.

Zhamaletdinov A. A., Kolesnikov V. E., Skorokhodov A. A., Shevtsov A. N., Nilov M. Yu., Ryazantsev P. A., Sharov N. V., Birulya M. A., Kiryakov I. A. Results of electric profiling using direct current in combination with AMT sounding along the profile across the Lake Ladoga anomaly. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2018;2:91–110. (In Russ.). doi: 10.17076/geo636

Поступила в редакцию / received: 10.07.2025; принята к публикации / accepted: 24.12.2025.
Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов / The author declares no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Ручьев Андрей Михайлович

старший научный сотрудник

e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru

CONTRIBUTOR:

Ruchyov, Andrey

Senior Researcher

УДК 551.24:551.71 (540)

EARLY PRECAMBRIAN CRUSTAL EVOLUTION OF THE BUNDELKHAND CRATON, INDIAN SHIELD

V. K. Singh¹, A. Slabunov^{2*}

¹ Department of Geology, Institute of Earth Science, Bundelkhand University
(284128 Jhansi, India)

² Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences
(11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), *slabunov@krc.karelia.ru

The Earth's crust of the Bundelkhand Craton formed during the Paleo-Neoproterozoic (3.56–2.5 Ga) through subduction and accretion–collision processes. Early tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) associations, along with the associated amphibolites and quartzites, were formed during the Archean. At ~2.85 Ga, a subduction zone was formed in the southern part of the South Bundelkhand terrane. Some fragments of its supra-subduction portion are preserved as basalt and banded iron formation (BIF) sequences in the Girar greenstone belt. About 2.81 Ga ago, a subduction system was formed along the southern margin of the older TTG core and the associated mafic–ultramafic crust in the Central Bundelkhand terrane. Its fragments are preserved as basalt, rhyolites and BIF sequences in the Mauranipur belt, as well as manifestations of eclogite-facies metamorphic events. 2.8 Ga ago, the large Ikauna mafic-ultramafic lopolith was formed in the central part of the Southern Bundelkhand terrane. Its formation was probably provoked by a mantle plume. Ca 2.7 Ga ago, early accretionary processes, indicated by metamorphism under up to amphibolite-facies conditions, took place in the South and Central Bundelkhand terranes. A major accretionary–collisional event, during which the consolidated block of continental crust was formed, took place in the Late Neoproterozoic (2.54–2.50 Ga). In the Paleoproterozoic (2.0–1.8 Ga), the craton was reworked by plume and directed deformations associated with a collisional system along the margin of the Columbia Supercontinent. In the Neoproterozoic, Early Precambrian complexes were overlain by Vindhyan basin sediments and were exposed as late as in the Phanerozoic.

Keywords: Archean; Proterozoic; crustal evolution; geodynamics; Indian Shield; Bundelkhand Craton

For citation: Singh V. K., Slabunov A. Early Precambrian crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 92–96. doi: 10.17076/geo2152

Funding. This study is a contribution to the research carried out by the Institute of Geology KarRC RAS, Project FMEN-2023-0009. The research is implemented under the Memorandum of Understanding between Bundelkhand University, Jhansi, India and Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, Russia.

В. К. Сингх¹, А. И. Слабунов^{2*}. ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ БУНДЕЛКХАНДСКОГО КРАТОНА ИНДИЙСКОГО ЩИТА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

¹Геологический факультет Бунделкхандского университета (Джанси, Индия, 284128)

²Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910),

*slabunov@krc.karelia.ru

Земная кора Бунделкхандского кратона сформировалась в палео-неоархее (3,56–2,5 млрд лет (Ga)) в ходе субдукционных и аккреционно-коллизийных процессов. В палеоархее образовалась ранняя ассоциация тоналит-трондьемит-гранодиоритов (ТТГ), а также сопряженные с ними амфиболиты и кварциты. В 2,85 Ga формируется зона субдукции в южной части Южно-Бунделкхандского террейна, фрагменты надсубдукционной части которой сохранились в Гирарском зеленокаменном поясе в виде толщи базальтов и BIF. Около 2,81 Ga формируется субдукционная система к северу от древнего ядра Южно-Бунделкхандского террейна, ее фрагментами являются базальты, риолиты и BIF Мауринипурского зеленокаменного пояса, а также проявления эколгитового метаморфизма. В 2,8 Ga в центральной части этого террейна, вероятно, под влиянием мантийного плюма сформировался крупный Икоунский мафит-ультрамафитовый лополит. Около 2,7 Ga происходят ранние аккреционные процессы, зафиксированные в Южно- и Центрально-Бунделкхандском террейнах метаморфическими преобразованиями в условиях доамфиболитовой фации. В позднем неоархее (2,54–2,50 Ga) происходит главное аккреционно-коллизийное событие, в ходе которого образуется консолидированный блок континентальной коры. В палеопротерозое (2,0–1,8 Ga) земная кора кратона претерпела преобразования под воздействием плюма и наведенных деформаций от коллизийного орогена на краю суперконтинента Колумбия. В неопротерозое раннедокембрийские комплексы оказались перекрыты осадками синеклизы Виндхья и были выведены на поверхность только в фанерозое.

Ключевые слова: эволюция земной коры; геодинамика; архей; протерозой; Индийский щит; Бунделкхандский кратон

Для цитирования: Singh V. K., Slabunov A. Early precambrian crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 92–96. doi: 10.17076/geo2152

Финансирование. Работа является вкладом в исследования ИГ КарНЦ РАН по теме FMEN-2023-0009. Исследования проводятся в рамках Меморандума о взаимопонимании между Бунделкхандским университетом (Джанси, Индия) и КарНЦ РАН (Петрозаводск, Россия).

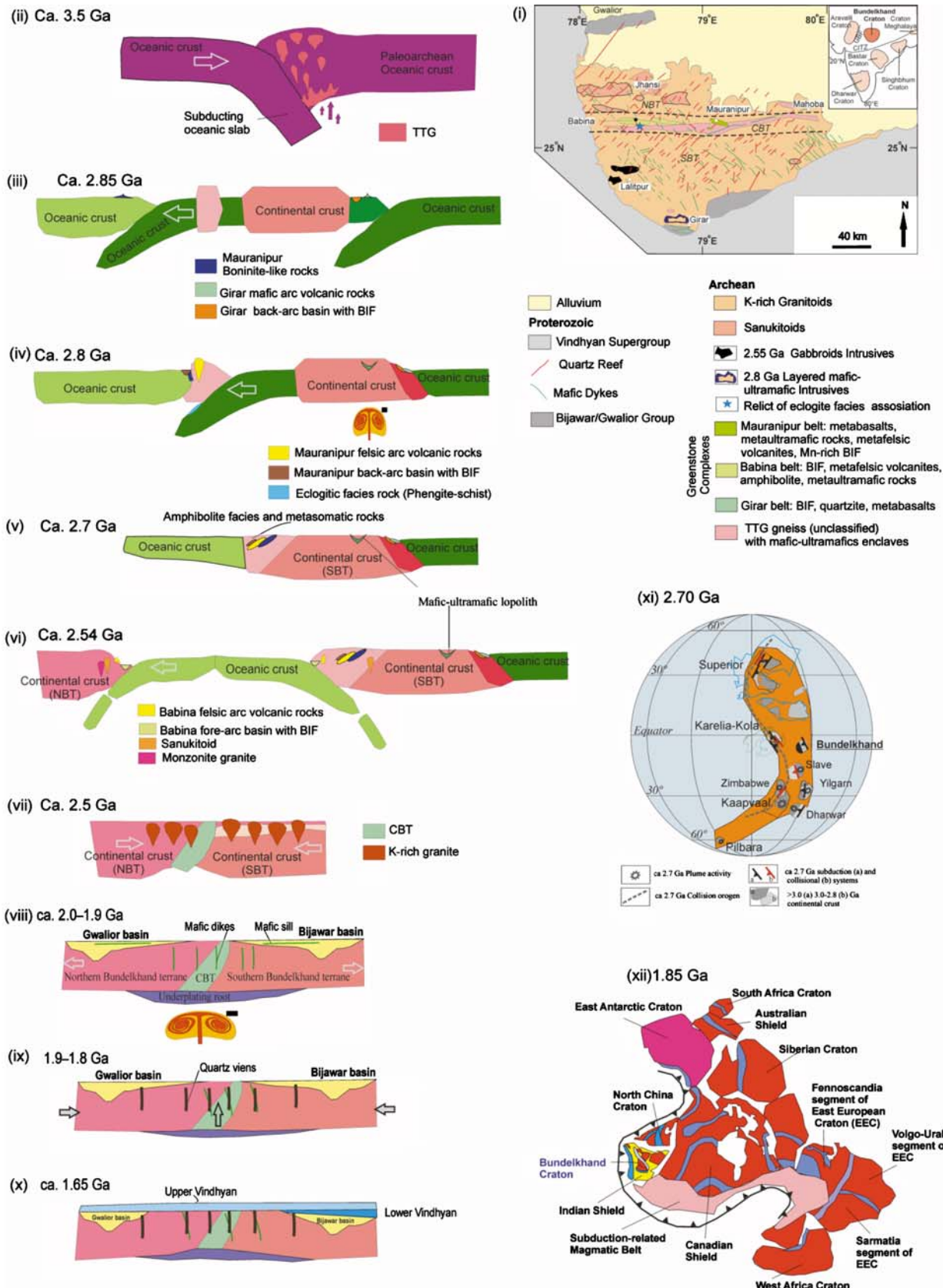
Introduction

The Bundelkhand Craton is the largest outcrop of early Precambrian rocks in the northern part of the Indian Shield [Ramakrishnan, Vaidyanadhan, 2010] (Fig., i). This craton is semicircular, covering an area of approximately 2900 km². Our understanding of the crustal evolution of the Bundelkhand Craton has greatly changed over the past decade [Roy, Purohit, 2018; Jain et al., 2020; Pati, Singh, 2020], mainly due to extensive geochronological information becoming available and to some geological discoveries (primarily a system of greenstone belts, Neoarchean

sanukitoids and gabbro [Joshi, 2014; Slabunov, Singh, 2019; Slabunov et al., 2024, 2025]). This paper is the first attempt to briefly summarize these data in the form of graphic geodynamic models.

Main results and discussion

The Bundelkhand Craton is predominantly composed of Neoarchean K-rich granite, with smaller occurrences of Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), greenstone complexes, layered intrusions, granitoid and gabbroid massifs (Fig., i). The Bundelkhand Craton is sur-



Geological map of the Bundelkhand craton and inset map showing the cratons of the Indian Shield (i), Geodynamic evolution of the Bundelkhand Craton crust during 3.5–1.65 Ga (ii–x) and the Bundelkhand Craton locations on the Kenorland (xi) and Columbia (xii) supercontinents in the Neoproterozoic (ca. 2.7 Ga) and Paleoproterozoic (ca. 1.85 Ga) [Singh et al., 2020; Mishra et al., 2022; Nance, 2022; Slabunov, Singh, 2022; Slabunov et al., 2025]. NBT, CBT, SBT; denote North, Central and South Bundelkhand terranes

rounded by three Paleoproterozoic basins to the northwest, south and southeast, which are overlain by the Paleo-Neoproterozoic Vindhyan Supergroup [Roy, Purohit, 2018]. The Indo-Gangetic alluvial plains separate the Bundelkhand Craton from the Himalayan collisional orogen [Mishra et al., 2022].

The Bundelkhand Craton is subdivided into three terranes: the North-, Central- and South Bundelkhand terranes (Fig., i) [Singh et al., 2021].

The oldest (3.56–3.2 Ga) TTG–granitoid complexes [Kaur et al., 2016; Nasipuri et al., 2019] in the Central Bundelkhand terrane are generally associated with mafic–ultramafic rocks [Singh et al., 2019] and quartzites, which resemble other cratonic rocks of the Indian shield. The 3.4 Ga mafic–ultramafic rocks from the Babina greenstone belt were derived from a long-term depleted mantle source [Singh et al., 2019]. Their geochemical characteristics and associated rock assemblages suggest subduction processes occurring in an intra-oceanic arc setting during the Paleoproterozoic (Fig., ii).

The Bundelkhand Craton contains two Archean supracrustal greenstone complexes: the Central Bundelkhand and South Bundelkhand [Raza, Mondal, 2019; Slabunov, Singh, 2019; Hiloidari et al., 2021].

Around ~2.85 Ga, a subduction zone formed in the southern part of the South Bundelkhand terrane (Fig., iii). Some fragments of its supra-subduction components are preserved as a basalt and BIF sequences in the Girar greenstone belt [Slabunov, Singh, 2019; Hiloidari et al., 2021].

About 2.81 Ga ago, a subduction system was formed south of the old TTG core associated with the mafic and ultramafic crust of the Central Bundelkhand terrane (Fig., iv). Its fragments are preserved as basalt, rhyolites and BIF sequences in the Mauranipur greenstone belt [Slabunov, Singh, 2019], and as manifestations of eclogite-facies metamorphic events in the Babina greenstone belt [Sibelev et al., 2021].

Around 2.8 Ga, the large Ikauna mafic-ultramafic lopolith [Slabunov et al., 2024] was formed in the central part of the South Bundelkhand terrane, likely triggered by a mantle plume (Fig., iv).

Ca 2.7 Ga ago, early accretionary processes occurred, as indicated by metamorphism reaching up to amphibolite-facies conditions in the South and Central Bundelkhand terranes [Sibelev et al., 2021] (Fig., v). The Bundelkhand craton was part of Kenorland Supercontinent at that time (Fig., xi).

The ca. 2.58–2.55 Ga period marks a renewed phase of crustal growth, during which felsic subduction-type volcanites [Slabunov, Singh, 2019], BIFs formed in the Central Bundelkhand terrane, along with sanukitoids, granitoids, gabbro, gabbro-diorite complexes in the North and South Bundelkhand terranes (Fig., vi).

About 2.5 Ga ago, all the terranes were amalgamated through accretion-collision processes, forming an integral fragment of consolidated crust (Fig., vii). During this stage of crustal evolution, Neoproterozoic (2.53–2.51 Ga) K-rich granites, the most common group of rocks in the craton, were formed [Singh et al., 2020].

During the Paleoproterozoic (2.0–1.7 Ga), the Bundelkhand Craton was rimmed by the Bijawar and Gwalior rift-related basins [Colleps et al., 2021] (Fig., i, viii). These structures caused both extensional and compressional deformation of the craton and were associated with significant magmatic and hydrothermal activity (Fig., ix). Giant quartz veins were produced by this activity, which manifested itself twice: at ca. 1870 Ma and ca. 1780 Ma [Slabunov, Singh, 2022]. These Paleoproterozoic (1.9–1.8 Ga) giant quartz veins of the Bundelkhand Craton could have been produced by plume activity along the margin of the Columbia Supercontinent [Mishra et al., 2022] (Fig., xii).

In the late Proterozoic (1.74–0.85 Ga), the older rocks of the craton and early rift-related structures provided the basement for the Vindhyan Supergroup succession (Fig., x). This 4.5–9 km thick sedimentary sequence (comprising conglomerate, sandstone, shale, limestone, quartzite) with stromatolites and scarce interbeds enriched in felsic tuffaceous material constitutes the largest Proterozoic sedimentary basin of the Indian Shield [Roy, Purohit, 2018].

The latest endogenic activity in the region is displayed by the Mesoproterozoic (ca. 1.1 Ga) Majhgawan kimberlite [Ramakrishnan, Vaidyanadhan, 2010].

The Archean rocks of the craton were exposed during the Phanerozoic, but this event has not been precisely dated yet.

Main conclusions

1. The continental crust of the Bundelkhand Craton formed during the Archean (3.56–2.5 Ga) through subduction, accretion and collision processes.

2. In the Proterozoic, the earth crust of the craton was affected by mantle plumes and collision processes. In the Neoproterozoic, Early Precambrian complexes were overlain by Vindhyan basin sediments.

References

- Colleps C. L., McKenzie N. R., Sharma M., Liu H., Gibson T. M., Chen W., Stockli D. F. Zircon and apatite U-Pb age constraints from the Bundelkhand Craton and Proterozoic strata of central India: insights into craton stabilization and subsequent basin evolution. *Precambrian Res.* 2021;36:106286. doi: 10.1016/j.precamres.2021.106286
- Jain A. K., Banerjee D. M., Kale V. S. Tectonics of the Indian subcontinent. Springer Cham.; 2020. 576 p. doi: 10.1007/978-3-030-42845-7
- Joshi K. B. Petrological, geochemical and U-Pb zircon geochronological studies of the Bundelkhand granitoid complex, Central India: constraints on Archean crustal evolution: PhD (Cand. of Geol.) thesis. Delhi; 2014. 310 p.
- Hiloidari S., Satyanarayanan M., Singh S. P., Bhutani R., Subramanyam K. S. V., Srinivasa Sarma D. Evidence for Mesoarchean subduction in Southern Bundelkhand Craton, India: geochemical fingerprints from metavolcanics of Kurrat-Girar-Badwar Greenstone Belt. *Geochemistry.* 2021;81:125787. doi: 10.1016/j.chemer.2021.125787
- Kaur P., Zeh A., Chaudhri N., Eliyas N. Unravelling the record of Archean crustal evolution of the Bundelkhand Craton, northern India using U-Pb zircon-monzonite ages, Lu-Hf isotope systematics, and whole-rock geochemistry of granitoids. *Precambrian Res.* 2016;281:384–413. doi: 10.1016/j.precamres.2016.06.005
- Mishra S., Slabunov A. I., Nainwal H. C., Singh V. K., Singh P. K., Nesterova N. S., Svetov S. A. Palaeoproterozoic S-type granites from Garhwal Himalaya, NW India: geochemistry, Sm-Nd isotope systematics and tectonic implications. *Geol. J.* 2022;57(6):2443–2463. doi: 10.1002/gj.4421
- Nasipuri P., Saha L., Hangqiang X., Pati J. K., Satyanarayanan M., Sarkar S., Bhandari A., Gaur Y. Palaeoarchean crustal evolution of the Bundelkhand Craton, north Central India. *Earth's Oldest Rocks.* 2nd ed. Amsterdam: Elsevier; 2019. P. 793–817. doi: 10.1016/B978-0-444-63901-1.00031-9
- Nance R. D. The supercontinent cycle and Earth's long-term climate. *Ann. NY Acad. Sci.* 2022;1515:33–49. doi: 10.1111/nyas.14849
- Pati J. K., Singh A. K. Bundelkhand Craton. *Proc. Indian Natl. Sci. Acad.* 2020;86(1):55–65. doi: 10.16943/ptinsa/2020/49792
- Ramakrishnan M., Vaidyanadhan R. Geology of India. Vol. I. Geological Society of India. Bangalore; 2010. 556 p.
- Raza A., Mondal M. E. A. Rocks of Mauranipur-Babina Greenstone Belt, Bundelkhand Craton, Central India: implication for tectonic settings during the Archaean. *Geological Evolution of the Precambrian Indian Shield.* Society of Earth Scientists Series. Springer; 2019. P. 577–607. doi: 10.1007/978-3-319-89698-4_22
- Roy A. B., Purohit R. Indian Shield: Precambrian evolution and Phanerozoic reconstitution. Elsevier; 2018. 375 p.
- Sibelev O. S., Slabunov A. I., Singh V. K., Mishra S. Metamorphism of the Central Bundelkhand greenstone complex of the Bundelkhand Craton, Indian Shield and its geodynamic setting. *Geological and Geo-Environmental Processes on Earth.* Springer Nature; 2021. P. 143–154. doi: 10.1007/978-981-16-4122-0_9
- Singh P. K., Verma S. K., Moreno J. A., Singh V. K., Malviya V. P., Oliveira E. P., Arima M. Geochemistry and Sm-Nd isotope systematics of mafic-ultramafic rocks from the Babina and Mauranipur greenstone belts, Bundelkhand Craton, India: implications for tectonic setting and Paleoproterozoic mantle evolution. *Lithos.* 2019; 330–331:90–107. doi: 10.1016/j.lithos.2019.02.010
- Singh V. K., Slabunov A. I., Nesterov N. S., Singh M. M., Bhatt S. C. Tectonostratigraphic terranes of the Bundelkhand Craton (Indian Shield). *Geological and Geo-Environmental Processes on Earth.* Springer Natural; 2021. P. 155–164. doi: 10.1007/978-981-16-4122-0_10
- Singh V. K., Verma S. K., Singh P. K., Slabunov A. I., Chaudhary N., Mishra S. Archean crustal evolution of the Bundelkhand Craton: evidence from granitoid magmatism. *Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics.* Geological Society, London, Special Publ. 2020;489:235–259. doi: 10.1144/SP489-2018-72
- Slabunov A. I., Egorova S. V., Singh V. K. Mesoarchean mafic-ultramafic Ikauna layered intrusion, Bundelkhand Craton, India: geology, U-Th-Pb age (SHRIMP) and correlation. *International Geol. Rev.* 2024;66(22): 3814–3826. doi: 10.1080/00206814.2024.2361465
- Slabunov A., Kervinen A., Mishra S., Singh V. Neoproterozoic gabbroids of the Southern Bundelkhand terrane, Bundelkhand Craton: new geochronology data and geodynamic settings. *Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences.* 2025;5:39–43. doi: 10.17076/geo2154
- Slabunov A. I., Singh V. K. Giant quartz veins of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new geological data and U-Th-Pb age. *Minerals.* 2022;12(2):168. doi: 10.3390/min12020168
- Slabunov A., Singh V. K. Meso-Neoproterozoic crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new data from greenstone belts. *Int. Geol. Rev.* 2019;61(11): 1409–1428. doi: 10.1080/00206814.2018.1512906

Поступила в редакцию / received: 28.07.2025; принята к публикации / accepted: 06.02.2026.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Сингх Винод Кумар

д-р наук, профессор

e-mail: vinodksingh@bujhansi.ac.in

Слабунув Александр Иванович

д-р геол.-мин. наук, главный научный сотрудник,
руководитель лаборатории геологии и геодинамики
докембрия

e-mail: slabunov@krc.karelia.ru

CONTRIBUTORS:

Singh, Vinod

PhD, Professor

Slabunov, Alexander

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory,
Chief Researcher

УДК 552.48+551.2 (470.22)

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ОАЗИСА БАНГЕРА, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА: РТ-ТРАЕКТОРИИ И СВИДЕТЕЛЬСТВА ФОРМИРОВАНИЯ В ОБСТАНОВКЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАСТЯЖЕНИЯ

И. А. Абдрахманов^{1*}, Ю. Л. Гульбин²

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов
Мирового океана имени академика И. С. Грамберга (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»)
(наб. р. Мойки, 120, Санкт-Петербург, Россия, 190121), *ilnur_01_95@mail.ru

² Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II (21-я линия В. о., 2,
Санкт-Петербург, Россия, 199106)

В работе обсуждаются вопросы тектоно-термальной эволюции гранулитового комплекса оазиса Бангера, расположенного в пределах провинции Уилкс Восточно-Антарктического подвижного пояса. В состав комплекса входит палеопротерозойская толща переслаивания мигматизированных гранат-силлиманит-кордиеритовых парагнейсов и мафических ортогнейсов, прорванная интрузиями основных, средних и кислых пород чарнокитовой серии. Особенности минерального состава парагнейсов (парагенезис низкоцинкистого герцинита с кварцем, закономерные срастания пламенеvidных выделений ильменита и ульвошпинели), а также показания минеральных термобарометров (Grt–Opx, «Ti-в-кварце», тройного полевошпатового, Ti–Mag–Ilm) указывают на сверхвысокие (>900 °C) температуры метаморфизма. РТ-траектории, построенные методом изохимических диаграмм (программа Theriak/Domino), отражают два эпизода метаморфической эволюции гранулитов: (1) изобарический нагрев при 6–7 кбар до ~940–1030 °C и (2) изобарическое или слабокомпрессионное охлаждение при 5–6 кбар до ~750 °C. С учетом результатов U–Pb-геохронологии циркона и монацита, полученных предшественниками, можно сопоставить эти эпизоды с двумя поздне-мезопротерозойскими тектоно-термальными событиями, относящимися к второму этапу эволюции складчатого пояса Олбани-Фрейзер, юго-западной оконечностью которого является оазис Бангера. Проградная ветвь РТ-траектории связана с обстановкой растяжения и демонстрирует изобарический нагрев пород средних горизонтов земной коры (20–23 км) в условиях высокого теплового потока вплоть до условий УНТ-метаморфизма. Ретроградная ветвь отражает позднеорогенное событие, приведшее к утолщению земной коры. Подобный сценарий описывает характерные черты тектонической эволюции долгоживущих аккреционных орогенов, выраженной в чередовании периодов растяжения земной коры с кратковременными периодами сжатия, отвечающими за синхронное охлаждение литосферы.

Ключевые слова: гранулит; протерозой; РТ-траектории; метаморфизм сверхвысоких температур; аккреционный ороген; оазис Бангера

Для цитирования: Абдрахманов И. А., Гульбин Ю. Л. Мезопротерозойский гранулитовый комплекс оазиса Бангера, Восточная Антарктида: P–T-траектории и свидетельства формирования в обстановке тектонического растяжения // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 97–100. doi: 10.17076/geo2182

I. A. Abdrakhmanov^{1*}, Yu. L. Gulbin². MESOPROTEROZOIC GRANULITE COMPLEX OF THE BUNGER HILLS, EAST ANTARCTICA: P–T PATHS AND EVIDENCE FOR AN EXTENSIONAL TECTONIC SETTING

¹All-Russian Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia) (120 Moika River Emb., 190121 St. Petersburg, Russia), *ilnur_01_95@mail.ru

²Empress Catherine II Saint-Petersburg Mining University (2 21st Line V.O., 199106 St. Petersburg, Russia)

The paper discusses the tectono-thermal evolution of the Bunger Hills granulite complex located in the Circum-East Antarctic mobile belt. The complex comprises a Paleoproterozoic layered suite which consists of foliated and migmatitic garnet-cordierite-sillimanite-bearing gneiss and mafic orthogneiss intruded by plutons of gabbro, monzogabbro, monzodiorite, and granite of the charnockite series. The indicative mineral assemblages in metapelitic granulites (paragenesis of Zn-poor hercynite with quartz, intergrowth of exsolved ilmenite and ulvöspinel) as well as geothermobarometry (Grt–Opx, Ti-in-Quartz, ternary feldspar, Ti–Mag–Ilm) records provide evidence for ultrahigh-temperature (>900 °C) metamorphism. The P–T paths modeled by Theriak/Domino reflect two episodes of the metamorphic evolution: (1) isobaric heating at 6–7 kbar up to ~940–1030 °C, (2) near-isobaric or slightly compressive cooling at 5–6 kbar till ~750 °C. Considering previous results on U–Pb zircon and monazite geochronology, both episodes can be matched with two late Mesoproterozoic tectono-thermal events relating to the second stage of the evolution of the Albany–Fraser Orogen, which encompasses the Bunger Hills region as its westernmost extremity. The prograde P–T trajectory is associated with an extensional tectonic regime with isobaric heating of rocks at mid-crustal levels under high-heat flux until the conditions of UHT metamorphism. The retrograde trajectory reflects a late-orogenic event causing crustal thickening. This scenario describes the tectonic development of long-lived accretionary orogens, where crustal thinning alternates with short-term thickening periods responsible for synchronous cooling of the lithosphere.

Keywords: granulite; Proterozoic; P–T path; UHT metamorphism; accretionary orogen; Bunger Hills

For citation: Abdrakhmanov I. A., Gulbin Yu. L. Mesoproterozoic granulite complex of the Bunger Hills, East Antarctica: P–T paths and evidence for an extensional tectonic setting. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 97–100. doi: 10.17076/geo2182

Гранулитовые комплексы, в том числе с проявлениями УНТ-метаморфизма, играют важную роль в геологическом строении Восточно-Антарктического щита. В тектонической провинции Уилкс (Земля Уилкса, Земля Адели и Берег Георга V) выходы докембрийских пород приурочены к оазису Бангера и островам Уиндмилл. Оазис Бангера сложен тоналит-гранитовыми ортогнейсами, возраст магматического протолита которых составляет ~2700 Ma [Tucker et al., 2017]. С неоархейскими породами ассоциирована палеопротерозойская толща переслаивания смятых в складки и мигматизированных гранат-силлиманит-кордиеритовых парагнейсов (1900–1800 Ma) и пироксен-роговообманковых ортогнейсов (1750–1650 Ma) [Sheraton et al.,

1992; Tucker et al., 2017], прорванная интрузиями основных, средних и кислых пород чарнокитовой серии [Равич и др., 1965].

Особенности минерального состава парагнейсов (парагенезис низкоцинкистого герцинита с кварцем; присутствие в породах высокомагнезиального граната (Py_{30-40}) и ортопироксена с содержанием Al_2O_3 до 8,2–9,2 мас. %; широкое развитие мезопертитов; закономерные срастания пламеневидных выделений титаномагнетита и ульвошпинели (Usp_{55-78})), а также показания минеральных термобарометров (Grt–Opx, «Ti-в-кварце», тройного полевошпатового, Ti–Mag–Ilm) указывают на сверхвысокие (>900 °C) температуры метаморфизма [Абдрахманов и др., 2021; Abdrakhmanov et al., 2024].

Закономерности РТ-эволюции и геодинамического режима формирования гранулитов оазиса Бангера являются предметом дискуссии. В работе [Stüwe, Powell, 1989] на основе данных минеральной термобарометрии и взаимоотношений минералов был сделан вывод о том, что проградная история гранулитового комплекса протекала в условиях растяжения земной коры и декомпрессии, а ретроградная – в условиях компрессии (от 4 до 7 кбар) вследствие утолщения земной коры из-за тектонической нестабильности утоненной литосферы и интенсивной магматической деятельности. Позже эта концепция подверглась критике [Tucker, Hand, 2016; Tucker et al., 2018]. С учетом микроструктурных особенностей метапелитовых гнейсов и данных физико-химического моделирования минеральных парагенезисов было показано, что после достижения пиковых условий метаморфизм протекал в условиях декомпрессии (от 7–9 до 5–6 кбар). На ретроградной стадии имело место изобарическое или слабодекомпрессионное охлаждение.

В настоящей работе для изучения термобарической эволюции гранулитов использовался метод изохимических диаграмм. Результаты моделирования (псевдосечения, графики изоплет пиропового минала в гранате и Al^VI в ортопироксене) в сочетании с данными минеральной термобарометрии позволили ограничить температуру и давления пиковых парагенезисов (Grt–Crd–Sp–Ksp–Pl–Ilm–Qz и Grt–Crd–Opx–Pl–Kfs–Ilm–Qz) значениями >920 °C, 5–7 кбар. Появлению в составе парагенезисов железистой шпинели способствовало частичное плавление парагнейсовых толщ и падение активности воды в системе. Построенные РТ-траектории отражают два эпизода метаморфической эволюции: (1) изобарический нагрев при 6–7 кбар до ~ 940 – 1030 °C в области устойчивости силлиманита, кордиерита и ортопироксена, ограниченной со стороны более высоких давлений равновесием Ilm–Rt; (2) изобарическое или слабокомпрессионное охлаждение при 5–6 кбар до ~ 750 °C в поле устойчивости кордиерита.

С учетом результатов U–Pb-геохронологии циркона и монацита, полученных предшественниками, можно сопоставить эти эпизоды с двумя поздне-мезопротерозойскими тектонотермальными событиями. Первое имело место в интервале 1240–1180 млн лет, с ним исследователи связывают метаморфизм гранулитовой фации [Tucker et al., 2018]. Второе – в интервале 1200–1170 млн лет, в это время произошло внедрение интрузий габброидов и чарнокитовых гранитов [Sheraton et al., 1992; Tucker

et al., 2017]. Оба события соотносятся с вторым этапом эволюции складчатого пояса Олбани-Фрейзер, юго-западной оконечностью которого считается оазис Бангера. Этот этап протекал в условиях растяжения земной коры (в обстановке задугового спрединга после присоединения островной дуги к континенту), о чем свидетельствует тесная ассоциация высокоградиентного метаморфизма с интрузиями чарнокитоидов [Morrissey et al., 2017]. Геологическим свидетельством рассматриваемой геодинамической обстановки в пределах оазиса Бангера является широкое развитие пластических деформаций (D_1), синхронных с пиковой стадией метаморфизма и проявленных в виде преобладающей сланцеватости и полосчатости в гранулитах и мигматитах (S_1), а также структур будинажа гранитовых жил и прослоев метабазитов, которые, по мнению К. Стюве и Р. Пауэлла [Stüwe, Powell, 1989], указывают на условия растяжения. Вероятно, именно со стадией растяжения связана проградная ветвь РТ-траектории, демонстрирующая изобарический нагрев пород средних горизонтов земной коры (20–23 км) в условиях высокого теплового потока вплоть до условий УНТ-метаморфизма. Смена деформаций растяжения (D_1) деформациями сжатия (D_2 по [Stüwe, Powell, 1989]; D_2 – D_3 по [Sheraton et al., 1995]) стала причиной складчатости метаморфической толщи; исследователи соотносят эти деформации с постпиковой стадией [Stüwe, Powell, 1989]. Можно предположить, что ретроградная ветвь РТ-траектории отражает позднеорогенное событие, приведшее к утолщению земной коры. Подобный сценарий находит подтверждение в рамках модели тектонической эволюции долгоживущих аккреционных орогенов [Collins, 2002], согласно которой смена периодов растяжения земной коры, доминирующих в геологической истории этих орогенов, кратковременными эпизодами сжатия отвечает за синхронное охлаждение литосферы.

Литература

- Абдрахманов И. А., Гульбин Ю. Л., Гембицкая И. М. Ассоциация Fe–Mg–Al–Ti–Zn оксидов в гранулитах оазиса Бангера, Восточная Антарктида: свидетельства метаморфизма сверхвысоких температур // Записки РМО. 2021. Т. 150, № 4. С. 38–76. doi: 10.31857/S086960552104002X
- Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Д. С. Докембрий Восточной Антарктиды. М.: Недра, 1965. 470 с.
- Abdrakhmanov I. A., Gulbin Yu. L., Skublov S. G., Galankina O. L. Mineralogical constraints on the pressure–temperature evolution of granulites in the Bunger Hills, East Antarctica // Minerals. 2024. Vol. 14. Art. 488. doi: 10.3390/min14050488

Collins W. J. Nature of extensional accretionary orogens // *Tectonics*. 2002. Vol. 21(4). P. 1024. doi: 10.1029/2000TC001272

Morrissey L. J., Hand M., Kelsey D. E. A curious case of agreement between conventional thermobarometry and phase equilibria modelling in granulites: New constraints on P-T estimates in the Antarctica segment of the Musgrave-Albany-Fraser-Wilkes Orogen // *J. Metamorph. Geol.* 2017. Vol. 35(9). P. 1023–1050. doi: 10.1111/jmg.12266

Sheraton J. W., Black L. P., Tindle A. G. Petrogenesis of plutonic rocks in a Proterozoic granulite-facies terrane – the Bunger Hills, East Antarctica // *Chem. Geol.* 1992. Vol. 97. P. 163–198.

Sheraton J. W., Tingey R. J., Oliver R. L., Black L. P. Geology of the Bunger Hills-Denman Glacier region, East Antarctica // *AGSO Bull.* Canberra. 1995. No. 244. 136 p.

Stüwe K., Powell R. Metamorphic evolution of the Bunger Hills, East Antarctica: evidence for substantial post-metamorphic peak compression with minimal cooling in a Proterozoic orogenic event // *J. Metamorph. Geol.* 1989. Vol. 7. P. 449–464. doi: 10.1111/j.1525-1314.1989.tb00608.x

Tucker N. M., Hand M. New constraints on metamorphism in the Highjump Archipelago, East Antarctica // *Antarctic Sci.* 2016. Vol. 28. P. 487–503. doi: 10.1017/S095410201600033X

Tucker N. M., Payne J. L., Clark C., Hand M., Taylor R. J. M., Kylander-Clark A. R. C., Martin L. Proterozoic reworking of Archean (Yilgarn) basement in the Bunger Hills, East Antarctica // *Precambrian Res.* 2017. Vol. 298. P. 16–38. doi: 10.1016/j.precamres.2017.05.013

Tucker N. M., Hand M., Kelsey D. E., Taylor R., Clark C., Paynee J. L. A tripartite approach to unearthing the duration of high temperature conditions versus peak metamorphism: An example from the Bunger Hills, East Antarctica // *Precambrian Res.* 2018. Vol. 314. P. 194–220. doi: 10.1016/j.precamres.2018.06.006

References

Abdrakhmanov I. A., Gulbin Yu. L., Gembitskaya I. M. Assemblage of Fe–Mg–Al–Ti–Zn oxides in granulites of the Bunger Hills, East Antarctica: Evidence of ultrahigh-temperature metamorphism. *Geol. Ore Deposits*. 2022;64(8):519–549. doi: 10.1134/S1075701522080025

Abdrakhmanov I. A., Gulbin Yu. L., Skublov S. G., Galankina O. L. Mineralogical constraints on the pressure-temperature evolution of granulites in the Bunger Hills, East Antarctica. *Minerals*. 2024;14:488. doi: 10.3390/min14050488

Collins W. J. Nature of extensional accretionary orogens. *Tectonics*. 2002;21(4):1024. doi: 10.1029/2000TC001272

Morrissey L. J., Hand M., Kelsey D. E. A curious case of agreement between conventional thermobarometry and phase equilibria modelling in granulites: New constraints on P-T estimates in the Antarctica segment of the Musgrave-Albany-Fraser-Wilkes Orogen. *J. Metamorph. Geol.* 2017;35(9):1023–1050. doi: 10.1111/jmg.12266

Ravich M. G., Klimov L. V., Solov'ev D. S. The Precambrian of East Antarctica. Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations; 1968.

Sheraton J. W., Black L. P., Tindle A. G. Petrogenesis of plutonic rocks in a Proterozoic granulite-facies terrane – the Bunger Hills, East Antarctica. *Chem. Geol.* 1992;97:163–198.

Sheraton J. W., Tingey R. J., Oliver R. L., Black L. P. Geology of the Bunger Hills-Denman Glacier region, East Antarctica. *AGSO Bull.* Canberra; 1995. No. 244. 136 p.

Stüwe K., Powell R. Metamorphic evolution of the Bunger Hills, East Antarctica: evidence for substantial post-metamorphic peak compression with minimal cooling in a Proterozoic orogenic event. *J. Metamorph. Geol.* 1989;7:449–464. doi: 10.1111/j.1525-1314.1989.tb00608.x

Tucker N. M., Hand M., Kelsey D. E., Taylor R., Clark C., Paynee J. L. A tripartite approach to unearthing the duration of high temperature conditions versus peak metamorphism: An example from the Bunger Hills, East Antarctica. *Precambrian Res.* 2018;314:194–220. doi: 10.1016/j.precamres.2018.06.006

Tucker N. M., Hand M. New constraints on metamorphism in the Highjump Archipelago, East Antarctica. *Antarctic Sci.* 2016;28:487–503. doi: 10.1017/S095410201600033X

Tucker N. M., Payne J. L., Clark C., Hand M., Taylor R. J. M., Kylander-Clark A. R. C., Martin L. Proterozoic reworking of Archean (Yilgarn) basement in the Bunger Hills, East Antarctica. *Precambrian Res.* 2017;298:16–38. doi: 10.1016/j.precamres.2017.05.013

Поступила в редакцию / received: 04.08.2025; принята к публикации / accepted: 23.12.2025.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Абдрахманов Ильнур Альбертович

канд. геол.-мин. наук, ведущий инженер отдела геологии и минеральных ресурсов Антарктики

e-mail: ilnur_01_95@mail.ru

Гулбин Юрий Леонидович

д-р геол.-мин. наук, доцент, заведующий кафедрой минералогии, кристаллографии и петрографии

e-mail: ygulbin@yandex.ru

CONTRIBUTORS:

Abdrakhmanov, Ilnur

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Engineer

Gulbin, Yurii

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Head of Department

УДК 550.93

ИЗОТОПНЫЙ ОТКЛИК НА ЛАТЕНТНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В БЕЛОМОРСКОМ И СВЕКОФЕННСКОМ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ

Ш. К. Балтыбаев*, А. В. Юрченко, В. М. Саватенков,
Н. Г. Ризванова

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 190034), *shauket@mail.ru*

Обобщены результаты геохронологических исследований некоторых породообразующих минералов, полученные с использованием U-Pb (Pb-Pb) и Sm-Nd изотопных систем минералов. Объектами изотопного исследования были породообразующие минералы из гнейсов и метаинтрузивных пород Беломорского и Свекофеннского подвижных поясов Фенноскандинавского щита. Для анализа выбраны изотопные данные только по породообразующим минералам, поскольку они чаще позволяют прямо связать полученное значение возраста с минерало- и породообразующим процессом. Делается вывод о высокой чувствительности изотопных систем алюмосиликатных минералов к наличию ксеноморфных фаз и изменению изотопно-геохимических параметров среды минералообразования. Причина дисперсии в распределении изотопов Pb может быть двоякой: из-за включений каких-то минеральных фаз, богатых радиогенным свинцом, или из-за неоднородного распределения изотопов свинца при перекристаллизации минерала. В первом случае возраст по полифазным составам будет иметь геологический смысл, если ксеногенная фаза(ы) и минерал-хозяин были когенетичны, а во втором – отражать изотопно-геохимические параметры среды минералообразования во время переуравновешивания изотопной системы, которая обычно связана с полной или неполной перекристаллизацией зерен минерала. Предлагается использовать изотопную гетерогенность породообразующих минералов в качестве индикатора наложенных событий и выявления латентных минералообразующих событий. Такой подход позволил выявить по кианитам чупинских гнейсов в Беломорском поясе пока неизвестное событие 1,1–1,3 млрд лет назад, в пределах российской части Свекофеннского пояса по датированию граната из гнейсов и мигматитов – метаморфическое событие около 1,75 млрд лет назад.

Ключевые слова: Pb-Pb; Sm-Nd; выщелачивание; алюмосиликаты; датирование

Для цитирования: Балтыбаев Ш. К., Юрченко А. В., Саватенков В. М., Ризванова Н. Г. Изотопный отклик на латентные геологические процессы в Беломорском и Свекофеннском подвижных поясах // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 101–105. doi: 10.17076/geo2173

Финансирование. Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда № 25-27-00117.

Sh. K. Baltybaev*, A. V. Yurchenko, V. M. Savatenkov, N. G. Rizvanova.
ISOTOPE RESPONSE TO LATENT GEOLOGICAL PROCESSES IN THE
BELOMORIAN AND SVECOFENNIAN MOBILE BELTS

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences
*(2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia), *shauket@mail.ru*

This paper summarizes the results of geochronological studies of selected rock-forming minerals obtained using U-Pb (Pb-Pb) and Sm-Nd isotope systems. The objects of the isotope study were rock-forming minerals from gneisses and metaintrusive rocks of the Belomorian and Svecofennian mobile belts of the Fennoscandian Shield. Only isotope data for rock-forming minerals were selected for the analysis, as these rocks more often allow linking the age estimate directly to the mineral- and rock-forming process. It is concluded that the isotope systems of the aluminosilicate minerals are highly sensitive to the presence of xenomorphic phases and changes in the isotope-geochemical parameters of the mineral-forming environment. There are two possible causes of variance in the Pb isotope distribution: the inclusion of certain mineral phases rich in radiogenic lead or the non-uniform distribution of lead isotopes during recrystallization of the mineral. In the first case, the age based on polyphase compositions will be geologically meaningful if the xenogenic phase(s) and the host mineral were cogenetic. In the second case, it will reflect the isotopic-geochemical parameters of the mineral-forming environment during isotopic re-equilibration, which is usually associated with complete or incomplete recrystallization of mineral grains. We suggest using the isotopic heterogeneity of rock-forming minerals as an indicator of superimposed events and to identify latent mineral-forming events. This approach has made it possible to identify a previously unknown event of 1.1–1.3 Ga BP based on kyanites from Chupa gneisses in the Belomorian Belt, and a metamorphic event of approximately 1.75 Ga BP based on dating of garnet from gneisses and migmatites within the Russian part of the Svecofennian Belt.

Keywords: Pb-Pb; Sm-Nd; leaching; aluminosilicates; dating

For citation: Baltybaev Sh. K., Yurchenko A. V., Savatenkov V. M., Rizvanova N. G. Isotope response to latent geological processes in the Belomorian and Svecofennian Mobile Belts. *Trudy Kareli'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 101–105. doi: 10.17076/geo2173

Funding. The research was funded by the Russian Science Foundation, project #25-27-00117.

В геохронологии эндогенных геологических событий ключевую роль играет $U^{235,238}$ - Th^{232} - $Pb^{206,207}$ изотопная система минералов (циркона, монацита, титанита и т. д.), поскольку оценки возраста, полученные на основе этих изотопов, чаще всего отвечают времени кристаллизации минералов. В ряде случаев, когда минералы не испытали заметных посткристаллизационных изменений, приемлемые результаты можно получить при оценке возраста с помощью Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar и ряда других изотопных систем. Критерием деления возрастных данных на «хорошие» и «плохие» обычно выступает соответствие изотопного возраста породы его относительному возрасту, который устанавливается по геологическим соотношениям и другим независимым данным (по общим представлениям о тектонических событиях в регионе, межрегиональным корреляциям и т. п.). Но такой во многом справедливый подход при отборе «хороших» геохронологических результатов

постепенно приводит к тому, что все больше и больше публикуются только легко интерпретируемые данные, без широкого обсуждения полученных значений «плохих» возрастов. А вместе с тем накапливающийся с годами геохронологический материал по определенным регионам позволяет увидеть некоторую повторяемость «плохих» значений возрастов, что повторно заставляет искать истинную причину их появления, вероятно, не связанную с какими-то инструментальными (аналитическими или методическими) погрешностями изотопного датирования.

Целью данного сообщения является обобщение и обсуждение некоторых «плохих» геохронологических данных, полученных авторским коллективом за последние годы при изучении архейских и протерозойских пород крупных структур Фенноскандии – Беломорского и Свеккофеннского подвижных поясов, которые далее в тексте характеризуются по географической привязке к Беломорью и Северному

Приладожью соответственно. Основной акцент ставится на геохронологические данные, полученные с использованием U-Pb (Pb-Pb) и Sm-Nd изотопных систем минералов, поскольку основная задача – увязать особенности эволюции изотопных систем, вызванные кристаллизацией или перекристаллизацией минералов, а не переуравновешиванием изотопов при остывании пород. В работе использовался метод ступенчатого выщелачивания [Frei, Kamber, 1995] минералов для анализа изотопного состава свинца в серии выщелоков (LS-Pb-Pb). Для анализа выбраны изотопные данные только по породообразующим минералам, поскольку они чаще позволяют прямо связать полученное значение возраста с минерало- и породообразующим процессом. Иными словами, породообразующие минералы по петрологической информативности превосходят акцессорные

минералы, хотя могут сильно уступать последним по возможности аналитического измерения содержания изотопов из-за обычно низкой их концентрации. Методические вопросы проведения выщелачивания минералов рассмотрены в работе [Левченков и др., 2009].

Если обратиться к изотопным составам некоторых гранатов из метабазитов и метапелитов Беломорья (рис. 1), то бросается в глаза неоднородность распределения изотопов Pb в зернах граната, которая обнаруживается при селективном ступенчатом выщелачивании. Причина такой дисперсии в распределении изотопов Pb может иметь двоякую природу: а) из-за присутствия включений каких-то минеральных фаз, богатых радиогенным свинцом; б) из-за доменного строения зерен и, соответственно, неоднородного распределения изотопов свинца при перекристаллизации минерала.

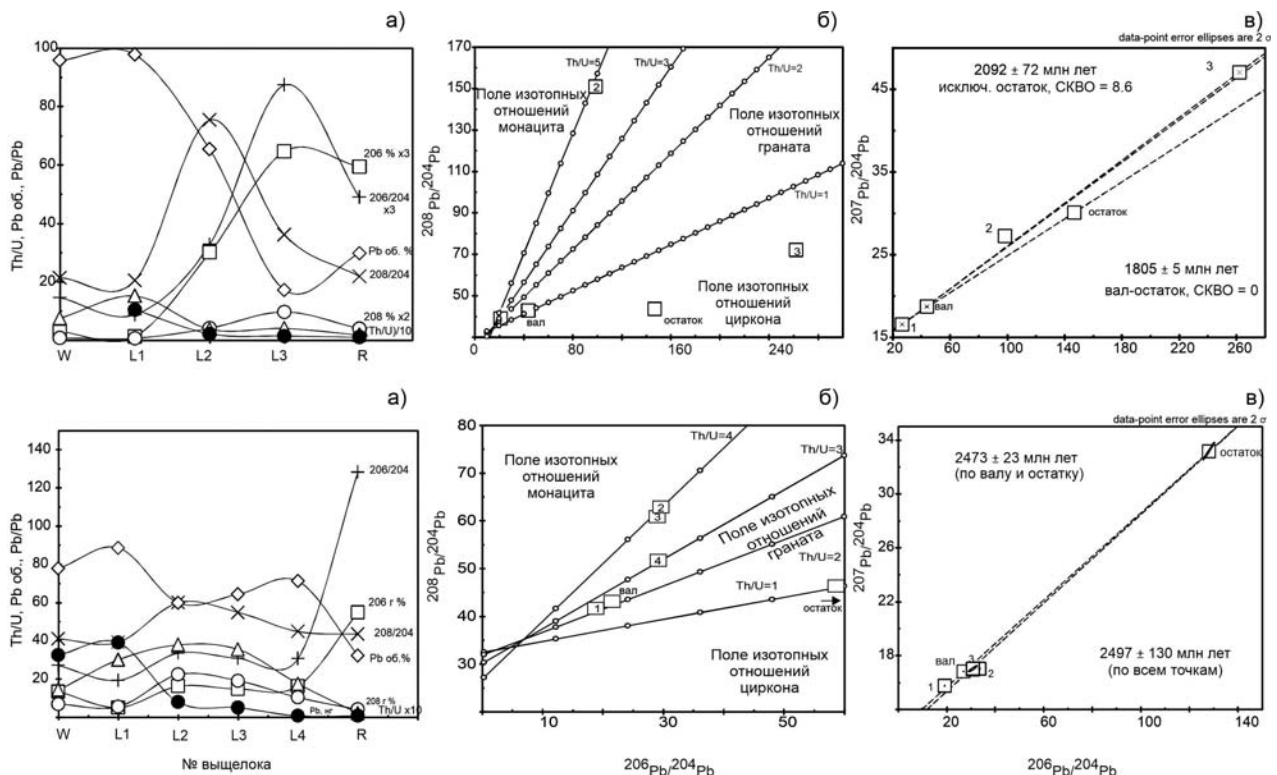


Рис. 1. Распределение изотопов Pb в зернах граната из метабазитов и гнейсов района пос. Чула Беломорья по данным селективного ступенчатого выщелачивания. В верхнем ряду: а) распределение свинца и его изотопов в разных анализируемых фракциях граната: в выщелоках, обозначенных на оси X буквой L, в вале зерен (W) и остатке (R) после растворения зерен, б) диаграмма $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ с полями изотопных отношений монацита и циркона, а также анализируемого минерала, в) двух- или многоточечные изохроны в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. В нижнем ряду – аналогичные диаграммы, но для граната из глиноземистого гнейса

Fig. 1. Distribution of Pb isotopes in garnet grains from metagabbro and gneisses in the Chupa settlement area of the White Sea region according to selective step leaching data. In the upper row: а) distribution of lead and its isotopes in different analyzed fractions of garnet: in leaches designated on the X-axis with the letter L, in the bulk of grains (W) and the residue (R) after dissolution of grains, б) diagram $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ with fields of isotope ratios of monazite and zircon, as well as the analyzed mineral, в) two- or multi-point isochrones in coordinates $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. In the lower row – similar diagrams, but for garnet from Al-rich gneiss

В первом случае изотопный возраст, полученный по полифазным составам, будет иметь «геологический смысл», если ксеногенная фаза(ы) и минерал-хозяин были когенетичны. Во втором случае изотопный возраст скорее будет характеризовать время перекристаллизации зерен и отражать изотопно-геохимические параметры среды минералообразования в момент переуравновешивания изотопной системы.

Изучение Pb-Pb-системы в алюмосиликатах (андалузита и силлиманита из гнейсов Северного Приладожья, кианита из чупинских гнейсов Беломорья) также выявляет неоднородное распределение изотопов свинца в зернах этих алюмосиликатов (рис. 2). К такому распределению изотопов в селективно растворенных зернах изученных минералов, вероятно, также применима интерпретация данных, приведенная выше для граната.

При Sm-Nd-изучении гранатов Северного Приладожья, предварительно подвергнутых выщелачиванию в серной кислоте для удаления возможных включений фосфатов, были получены изохронные возрасты, которые совпали с результатами LS-Pb-Pb-датирования этого минерала (рис. 3). Скорее всего, такое совпадение возрастов граната, полученных двумя независимыми методами датирования, не является случайным. Можно предполагать, что более молодой возраст граната (по сравнению с U-Pb-возрастом монацита из этих проб) отражает один из этапов перекристаллизации этого минерала.

Выводы

Рассмотренные примеры применения LS-Pb-Pb Sm-Nd изотопного анализа породообразующих минералов (граната, кианита, силлиманита, андалузита) показывают высокую

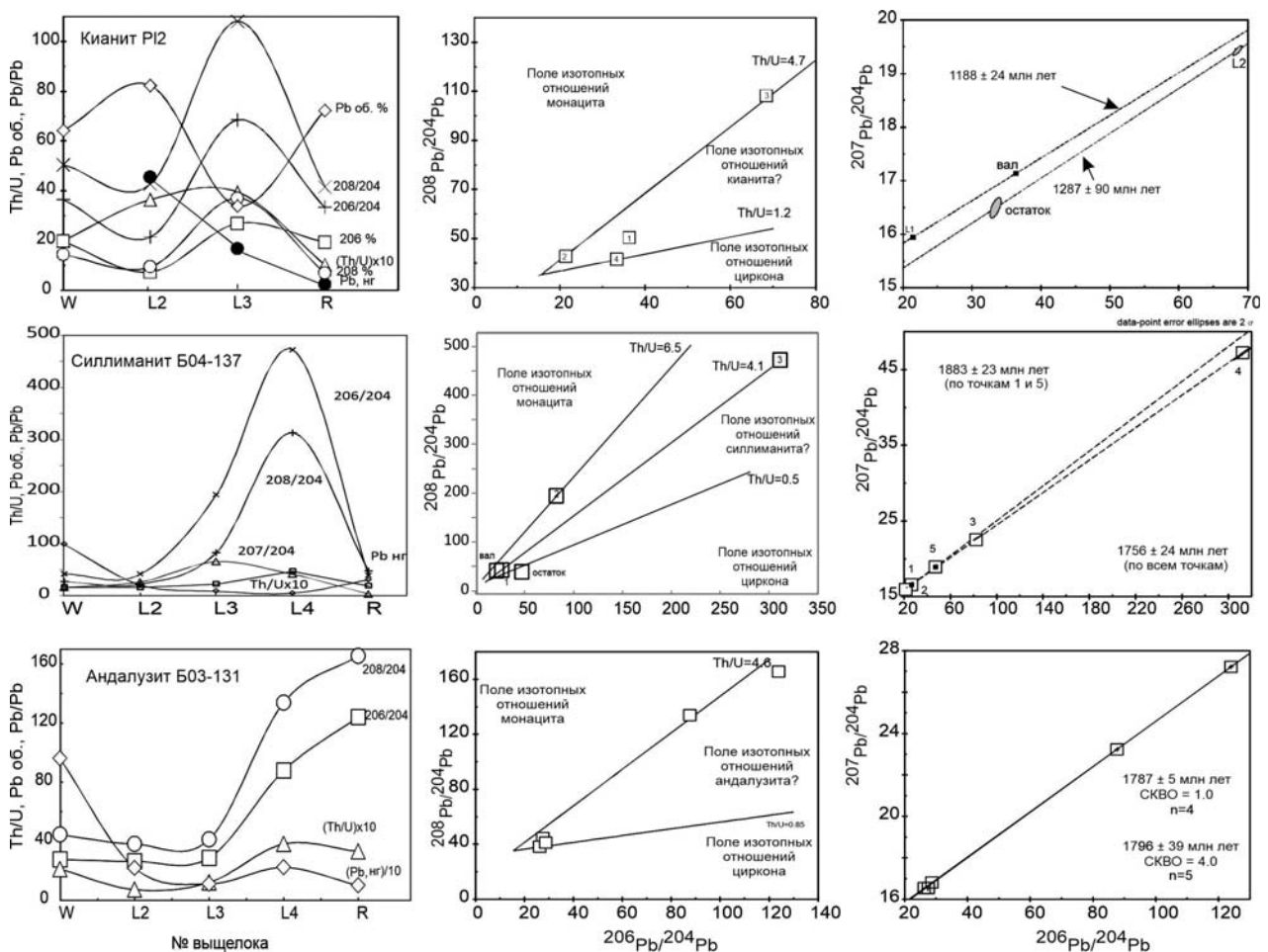


Рис. 2. Распределение изотопов Pb в зернах алюмосиликатов: кианита (верхний ряд), силлиманита (средний ряд), андалузита (нижний ряд). Показаны диаграммы с осями, аналогичными приведенным на рис. 1

Fig. 2. Distribution of Pb isotopes in aluminosilicate grains: kyanite (top row), sillimanite (middle row), andalusite (bottom row). The diagrams are shown with axes similar to those in Fig. 1

чувствительность изотопных систем этих минералов как к наличию ксеноморфных фаз, так и к изменению изотопно-геохимических параметров среды минералообразования.

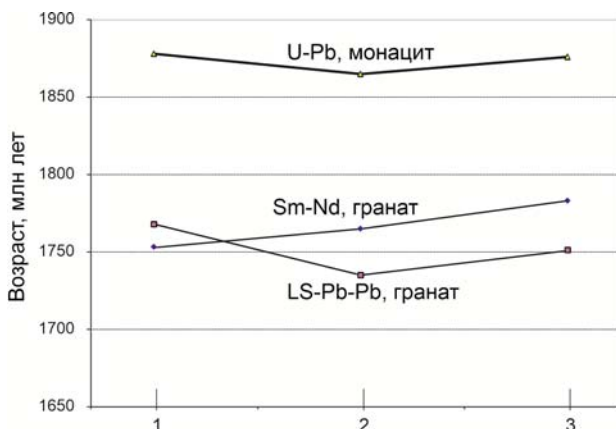


Рис. 3. Сравнение результатов датирования граната с U-Pb-датированием монацита из пород Северного Приладожья:

1 – образец B02-79, гранатсодержащий метагранит, 2 – обр. B00-29, гранатсодержащий метагранодиорит, 3 – обр. B00-31, гранат-кордиерит-силлиманитовый гнейс

Fig. 3. Comparison of garnet dating results with U-Pb dating of monazite from the rocks of the Northern Ladoga area:

1 – sample B02-79, garnet-bearing metagranite, 2 – sample B00-29, garnet-bearing metagranodiorite, 3 – sample B00-31, garnet-cordierite-sillimanite gneiss

Изотопная гетерогенность породообразующих минералов, вызванная перекристаллизацией зерен при наложенных тектоно-термальных и флюидных процессах, может быть использована в качестве индикатора наложенных событий.

Совпадение Sm-Nd, Pb-Pb изотопного возраста граната из пород гранулитового комплекса Северного Приладожья, возможно, свидетельствует о пока еще не освещенном в литературе пост- или поздне Svecofennian этапе метаморфизма пород.

Литература

Frei R., Kamber B. S. Single mineral Pb-Pb dating // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 129, iss. 1–4. P. 261–268.

Левченков О. А., Ризванова Н. Г., Макеев А. Ф., Балтыбаев Ш. К., Левский Л. К. Возможности и ограничения Pb-Pb датирования метаморфогенных минералов с применением метода ступенчатого растворения // *Геохимия*. 2009. № 11. С. 1123–1137.

References

Frei R., Kamber B. S. Single mineral Pb-Pb dating. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995;129(1–4):261–268.

Levchenkov O. A., Rizvanova N. G., Makeev A. F., Baltybaev Sh. K., Levskii L. K. Capabilities and constraints of the Pb-Pb dating of metamorphogenic minerals using the step-leaching method. *Geochemistry International*. 2009;47(11):1053–1066. doi: 10.1134/S0016702909110019

Поступила в редакцию / received: 30.07.2025; принята к публикации / accepted: 23.12.2025.
 Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Балтыбаев Шаукет Каимович

д-р геол.-мин. наук, заведующий лабораторией петро- и рудогенеза, главный научный сотрудник
 e-mail: shauket@mail.ru

Юрченко Анастасия Владимировна

канд. геол.-мин. наук, научный сотрудник лаборатории петро- и рудогенеза
 e-mail: yurchenko-nastya@yandex.ru

Саватенков Валерий Михайлович

канд. геол.-мин. наук, заведующий лабораторией геохронологии и геохимии изотопов, старший научный сотрудник
 e-mail: savatenkov@mail.ru

Ризванова Наиля Гапдрахмановна

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник лаборатории геохронологии и геохимии изотопов
 e-mail: rizng@mail.ru

CONTRIBUTORS:

Baltybaev, Shauket

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory, Chief Researcher

Yurchenko, Anastasiya

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher

Savatenkov, Valery

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory, Senior Researcher

Rizvanova, Nailya

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher

УДК 551.82:551.72

СВИДЕТЕЛЬСТВА МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ РАННЕГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ (2,4–2,1 МЛРД ЛЕТ) НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Д. П. Гладкочуб*, Т. В. Донская, У. С. Ефремова

Институт земной коры СО РАН (ул. Лермонтова, 128, Иркутск, Россия, 664033),
*gladkochub@mail.ru

Проведен анализ новых авторских и ранее опубликованных данных, касающихся геологической истории террейнов, сформировавших Сибирский кратон в палеопротерозое. Показано, что на интервале 2,4–2,1 млрд лет, который ранее считался практически амагматичным, имеются локально проявленные свидетельства магматической активности, имевшей место в отдельных разрозненных террейнах, которые в дальнейшем, при сборке Сибирского кратона, вошли в структуры его орогенных поясов. Индикаторами этих событий рассматриваемого этапа развития сформировавших Сибирский кратон террейнов являются как редкие магматические образования с возрастом 2,25–2,10 млрд лет, так и палеопротерозойские метаморфизованные терригенные породы, содержащие детритовые цирконы с возрастом 2,4–2,1 млрд лет. В связи с тем, что преобладающими породами практически всех орогенных поясов Сибирского кратона являются магматические образования с возрастом 2,00–1,85 млрд лет, сформированные как на стадии орогенеза, так и на этапе постколлизиионного растяжения, в мезопротерозойских и неопротерозойских осадочных толщах именно эти колоссальные по своим объемам магматические комплексы обеспечивают подавляющий объем обломочных цирконов, практически полностью затушевывая вклад магматических образований с возрастом 2,4–2,1 млрд лет. Однако эти слабопроявленные события все-таки имели свое место в геологической истории Сибири. Таким образом, принимая во внимание новые данные, полученные по магматическим и метаосадочным комплексам Сибирского кратона, можно констатировать для террейнов, входящих в его структуру, не полное прекращение эндогенных процессов (перерыв), как это ранее считалось характерным для большинства древних кратонов, а существенное затухание тектономагматической активности на временном интервале 2,4–2,1 млрд лет, на фоне которого имели место локально проявленные магматические события.

Ключевые слова: палеопротерозой; Сибирский кратон; магматизм; детритовый циркон; затухание тектономагматической активности

Для цитирования: Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Ефремова У. С. Свидетельства магматических событий раннего палеопротерозоя (2,4–2,1 млрд лет) на юге Сибирского кратона // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 106–110. doi: 10.17076/geo2185

Финансирование. Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда № 23-17-00196.

D. P. Gladkochub*, T. V. Donskaya, U. S. Efremova. EVIDENCE OF EARLY PALEOPROTEROZOIC (2.4–2.1 Ga) MAGMATIC EVENTS IN THE SOUTH OF THE SIBERIAN CRATON

*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences (128 Lermontov St., 664033 Irkutsk, Russia), *gladkochub@mail.ru*

The authors' new findings and previously published data on the geological history of the terranes that formed the Siberian Craton in the Paleoproterozoic were analyzed. It is shown that the 2.4–2.1 Ga interval, which was previously considered practically amagmatic, contains locally manifested evidence of magmatic activity in some disjoint terranes, which were later, during the assembly of the Siberian Craton, structurally integrated into its orogenic belts. The indicators of these events, which occurred at the analyzed stage in the evolution of the terranes that formed the Siberian Craton, are both rare igneous rocks aged 2.25–2.10 Ga, and Paleoproterozoic metamorphosed terrigenous rocks containing detrital zircons aged 2.4–2.1 Ga. Since the predominant rocks of almost all orogenic belts of the Siberian Craton are igneous rocks of 2.00–1.85 Ga age, formed both at the orogeny stage and during post-collisional extension, it is these huge magmatic complexes in Mesoproterozoic and Neoproterozoic sedimentary strata that provide the bulk of clastic zircons, almost completely obscuring the contribution of magmatic rocks of 2.4–2.1 Ga age. However, these poorly manifested events did occur in the geological history of Siberia. Thus, considering the new data on the magmatic and meta-sedimentary complexes of the Siberian Craton, it is safe to assume that endogenous processes in the terranes comprised within its structure were not at full stop (in a gap) in the 2.4–2.1 Ga time interval, as it was previously believed for most ancient cratons, but there was a significant tectono-magmatic lull (TML) with local-scale magmatic events.

Keywords: Paleoproterozoic; Siberian Craton; detrital zircon; magmatism; tectono-magmatic lull

For citation: Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Efremova U. S. Evidence of Early Paleoproterozoic (2.4–2.1 Ga) magmatic events in the south of the Siberian Craton. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 106–110. doi: 10.17076/geo2185

Funding. The research was supported by the Russian Science Foundation grant No. 23-17-00196.

Палеопротерозойская эра в геологической истории Земли была ознаменована первыми крупномасштабными аккреционно-коллизийными событиями, приведшими к формированию большинства древних кратонов. К. Конди с соавторами [Condie et al., 2009a, b], обобщив информацию по магматическим и осадочным породам древних кратонов, отметил, что пики магматической активности в палеопротерозое соответствуют отметкам 2,5, 2,1, 1,9 млрд лет, пики, полученные по зернам детритового циркона, составляют 2,5, 1,9 и 1,65 млрд лет, а интервал от 2,45 до 2,20 млрд лет был охарактеризован как практически амагматичный. Сибирский кратон не являлся исключением, и долгое время считалось, что в его пределах отсутствуют проявления магматизма на отрезке от 2,4 до 2,1 млрд лет, что подтверждалось как данными по возрасту магматических комплексов (обзор в [Donskaya, 2020]), так и по практически полному отсутствию

зерен детритового циркона этого возраста в мезопротерозойских и неопротерозойских осадочных разрезах [Khudoley et al., 2015; Priyatkina et al., 2016, 2018; Gladkochub et al., 2019 и др.]. Однако в последнее время появились доказательства того, что события этого возраста имели место в отдельных блоках, сформировавших на интервале 2,00–1,85 млрд лет Сибирский кратон. Ниже перечислены палеопротерозойские терригенные породы южной части Сибирского кратона, в которых зафиксированы детритовые цирконы с возрастом 2,4–2,1 млрд лет.

1. Песчаники ингашинской свиты Урикско-Ийского блока палеопротерозойского Ангарского орогенного пояса: незначительные пики с возрастом 2,32, 2,18 и 2,10 млрд лет [Гладkochub и др., 2014].

2. Кордиеритсодержащие и гиперстен-биотитовые парагнейсы Иркутского блока Шарыжалгайского выступа: детритовые ядра

с возрастом 2,34, 2,28 и 2,20 млрд лет [Туркина и др., 2010].

3. Парагнейсы Иркутского блока Шарыжалгайского выступа: зерна детритового циркона с возрастом 2,25 и 2,3 млрд лет (неопубликованные авторские данные).

4. Слюдисто-кварцевые сланцы и кварциты харгитуйской свиты Аkitканского орогенного пояса: основной пик на отметке 2,33 млрд лет и более мелкие значимые пики на отметках 2,22 и 2,15 млрд лет [Ефремова и др., 2024а].

5. Песчаники иликтинской свиты Аkitканского орогенного пояса: значимые пики на отметках 2,35, 2,29–2,28, 2,17–2,16 млрд лет [Ефремова и др., 2024б].

6. Гранатсодержащие гнейсы из керна скважины Даниловской группы (центральная часть Непско-Ботубинской антеклизы): зерна обломочного циркона с возрастом 2,35, 2,27 и 2,13 млрд лет (неопубликованные авторские данные).

7. Метатерригенные породы кодарской серии Алданского щита: детритовые цирконы с возрастом в диапазоне 2,4–2,2 млрд лет [Ковач и др., 2024].

Анализ пространственного распространения этих осадочных толщ показал их приуроченность к палеопротерозойским орогенным поясам, в которых действительно в ограниченном объеме присутствуют редкие магматические образования с возрастом 2,25–2,10 млрд лет. В частности, в Аkitканском орогенном поясе отмечены граниты с возрастом 2,15 млрд лет [Донская и др., 2016], в Становом орогенном поясе проявлены граниты с возрастом 2,11 млрд лет [Котов и др., 2018], а в Транссибирском орогенном поясе присутствуют гнейсы, протолитами которых являлись граниты с возрастом 2,25 млрд лет [Донская и др., 2025].

Принимая во внимание изложенные выше данные, можно отметить, что магматическая активность на интервале 2,4–2,1 млрд лет была проявлена в отдельных террейнах, которые в дальнейшем, при сборке Сибирского кратона, вошли в структуры орогенных поясов. В связи с тем, что преобладающими породами орогенных поясов кратона являются магматические образования с возрастом 2,00–1,85 млрд лет, сформированные как на стадии орогенеза, так и на этапе посторогенного (постколлизийного) растяжения, в более молодых по отношению к ним осадочных толщах именно эти колоссальные по своим объемам магматические комплексы обеспечивают подавляющий объем обломочных цирконов. Эти цирконы с возрастными 2,00–1,85 млрд лет практически

полностью затушевывают вклад более древних магматических образований с возрастом 2,4–2,1 млрд лет, которые, однако, имели свое достаточно ограниченное место в геологической истории террейнов, сформировавших Сибирский кратон.

Таким образом, принимая во внимание новые данные, полученные для террейнов, входящих в структуру Сибирского кратона, можно констатировать для них не полное прекращение эндогенных процессов, как это считалось ранее для большинства древних кратонов [Condie et al., 2009a, b], а существенное затухание тектономагматической активности (tectono-magmatic lull – TML) на временном интервале 2,4–2,1 млрд лет, на фоне которого имели место лишь локально проявленные магматические события. Данное заключение хорошо соотносится с результатами, полученными К. Конди с соавторами, для рассматриваемого возрастного отрезка геологической истории Земли [Condie et al., 2022].

Литература

Гладкочуб Д. П., Мазукабзов А. М., Станевич А. М., Донская Т. В., Мотова З. Л., Ванин В. А. Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 17–31. doi: 10.7868/S0016853X14050038

Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Мазукабзов А. М., Лепехина Е. Н. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // Петрология. 2016. Т. 24, № 6. С. 587–606. doi: 10.7868/S0869590316050046

Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Сукнева М. О., Ефремова У. С., Туркина О. М., Вахромеев А. Г., Демонтерова Е. И. Раннепротерозойские гранитоиды центральной части Непско-Ботубинской антеклизы – индикаторы становления Транссибирского орогенного пояса Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2025. Т. 66, № 12. С. 1535–1552. doi: 10.15372/GiG2025155

Ефремова У. С., Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Мазукабзов А. М., Иванов А. В., Брянский Н. В. Разделение раннепротерозойской харгитуйской свиты сарминской серии (Аkitканский орогенный пояс, Сибирский кратон) на разновозрастные толщи на основании результатов U–Pb-изотопного анализа циркона // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024а. Т. 517, № 1. С. 707–715. doi: 10.31857/S2686739724070059

Ефремова У. С., Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Мазукабзов А. М., Иванов А. В., Брянский Н. В. Раннепротерозойские отложения иликтинской свиты как индикаторы эволюции Аkitканского орогена (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизи-

ка. 2024б. Т. 65, № 5. С. 631–654. doi: 10.15372/GiG2023203

Ковач В. П., Адамская Е. В., Котов А. Б., Подковыров В. Н., Ларин А. М., Скляр Е. В., Загорная Н. Ю., Сквитина Т. М., Плоткина Ю. В., Федосеев А. М., Тон И. Возраст и источники сноса пород кодарской серии удоканского комплекса (Алданский щит): результаты геохимических, U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Nd–Hf изотопных исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024. Т. 32, № 5. С. 3–26. doi: 10.31857/S0869592X24050016

Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Ковач В. П., Великославинский С. Д., Скляр Е. В., Гладкохуб Д. П., Ларин А. М., Толмачева Е. В., Федосеев А. М., Плоткина Ю. В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метасадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // ДАН. 2018. Т. 479, № 4. С. 412–416. doi: 10.7868/S0869565218100122

Туркина О. М., Урманцева Л. Н., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л. Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутского гранулитогнейсового блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 1. С. 18–33.

Condie K. C., Belousova E., Griffin W. L., Sircombe K. N. Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon age spectra // *Gondwana Res.* 2009a. Vol. 15. P. 228–242. doi: 10.1016/j.gr.2008.06.001

Condie K. C., O'Neill C., Aster R. C. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009b. Vol. 282. P. 294–298. doi: 10.1016/j.epsl.2009.03.033

Condie K. C., Pisarevsky S. A., Puetz S. J., Spencer C. J., Teixeira W., Faleiros F. M. A reappraisal of the global tectono-magmatic lull at ~ 2.3 Ga // *Precambrian Res.* 2022. Vol. 376. Art. 106609. doi: 10.1016/j.precamres.2022.106690

Donskaya T. V. Assembly of the Siberian Craton: constraints from Paleoproterozoic granitoids // *Precambrian Res.* 2020. Vol. 348. Art. 105869. doi: 10.1016/j.precamres.2020.105869

Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Stanevich A. M., Pisarevsky S. A., Zhang S., Motova Z. L., Mazukabzov A. M., Li H. U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // *Gondwana Res.* 2019. Vol. 65. P. 1–16. doi: 10.1016/j.gr.2018.07.007

Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // *Precambrian Res.* 2015. Vol. 259. P. 78–94. doi: 10.1016/j.precamres.2014.10.003

Priyatkina N., Collins W. J., Khudoley A. K., Letnikova E. F., Huang H.-Q. The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U-Pb-Hf isotopic

records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // *Precambrian Res.* 2018. Vol. 305. P. 197–217. doi: 10.1016/j.precamres.2017.12.014

Priyatkina N., Khudoley A. K., Collins W. J., Kuznetsov N. B., Huang H.-Q. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: characterizing buried crust of the basement // *Precambrian Res.* 2016. Vol. 285. P. 21–38. doi: 10.1016/j.precamres.2016.09.003

References

Condie K. C., Belousova E., Griffin W. L., Sircombe K. N. Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Res.* 2009;15:228–242. doi: 10.1016/j.gr.2008.06.001

Condie K. C., O'Neill C., Aster R. C. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009;282: 294–298. doi: 10.1016/j.epsl.2009.03.033

Condie K. C., Pisarevsky S. A., Puetz S. J., Spencer C. J., Teixeira W., Faleiros F. M. A reappraisal of the global tectono-magmatic lull at ~ 2.3 Ga. *Precambrian Res.* 2022;376:106609. doi: 10.1016/j.precamres.2022.106690

Donskaya T. V. Assembly of the Siberian Craton: constraints from Paleoproterozoic granitoids. *Precambrian Res.* 2020;348:105869. doi: 10.1016/j.precamres.2020.105869

Donskaya T. V., Gladkochub D. P., Mazukabzov A. M., Lepekhina E. N. Age and sources of the Paleoproterozoic pre-metamorphic granitoids of the Goloustnaya block of the Siberian Craton: geodynamic applications. *Petrologiya = Petrology.* 2016;24(6):587–606. (In Russ.). doi: 10.7868/S0869590316050046

Donskaya T. V., Gladkochub D. P., Sukneva M. O., Efremova U. S., Turkina O. M., Vakhromeev A. G., Demonterova E. I. Paleoproterozoic granitoids of the central part of the Nepa-Botuobiya anticline as indicators of the formation of the Trans-Siberian orogenic belt of the Siberian craton. *Russian Geology and Geophysics.* 2025;66(12):1507–1522. doi: 10.2113/RGG20254908

Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Stanevich A. M., Pisarevsky S. A., Zhang S., Motova Z. L., Mazukabzov A. M., Li H. U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Res.* 2019;65:1–16. doi: 10.1016/j.gr.2018.07.007

Gladkochub D. P., Mazukabzov A. M., Stanevich A. M., Donskaya T. V., Motova Z. L., Vanin V. A. Precambrian sedimentation in the Urik-Iya Graben, Southern Siberian Craton: main stages and tectonic settings. *Geotektonika = Geotectonics.* 2014;5:17–31. (In Russ.). doi: 10.7868/S0016853X14050038

Efremova U. S., Donskaya T. V., Gladkochub D. P., Mazukabzov A. M., Ivanov A. V., Bryansky N. V. Division of the Early Proterozoic Khargitui Formation of the Sarma Group (Akitkan Orogenic Belt, Siberian Craton) into different age sequences based on the results of U-Pb isotopic analysis of zircon. *Doklady*

Earth Sciences. 2024;517:1119–1125. doi: 10.1134/S1028334X24601913

Efremova U. S., Donskaya T. V., Gladkochub D. P., Mazukabzov A. M., Ivanov A. V., Bryansky N. V. Early Proterozoic Ilikt formation: a record of the Akitkan orogen evolution (Southern Siberian Craton). *Russian Geology and Geophysics*. 2024;65(5):559–578. doi: 10.2113/RGG20234675

Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton. *Precambrian Res*. 2015;259:78–94. doi: 10.1016/j.precamres.2014.10.003

Kotov A. B., Salnikova E. B., Kovach V. P., Veli-koslavinskii S. D., Sklyarov E. V., Gladkochub D. P., Larin A. M., Tolmacheva E. V., Fedoseenko A. M., Plotkina Yu. V. The younger age limit of metasedimentary protolith formation of the lower part of the Udokan group rocks (Aldan Shield). *Doklady Earth Sciences*. 2018; 479(2):415–419. doi: 10.1134/S1028334X18040025

Kovach V. P., Adamskaya E. V., Kotov A. B., Podkovyrov V. N., Larin A. M., Sklyarov E. V., Zagor-

naya N. Yu., Skovitina T. M., Plotkina Yu. V., Fedoseenko A. M., Ton Y. Age and sources of rocks of the Kodar group of the Udokan complex (Aldan Shield): results of geochemical, U-Th-Pb (LA-ICP-MS) geochronological and Nd-Hf isotopic studies. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2024;32(5):445–468. doi: 10.1134/S0869593824700102

Priyatkina N., Collins W. J., Khudoley A. K., Letnikova E. F., Huang H.-Q. The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U-Pb-Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift. *Precambrian Res*. 2018;305:197–217. doi: 10.1016/j.precamres.2017.12.014

Priyatkina N., Khudoley A. K., Collins W. J., Kuznetsov N. B., Huang H.-Q. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: characterizing buried crust of the basement. *Precambrian Res*. 2016; 285:21–38. doi: 10.1016/j.precamres.2016.09.003

Turkina O. M., Urmantseva L. N., Berezhnaya N. G., Presnyakov S. L. Paleoproterozoic age of the protoliths of metaterrigenous rocks in the East of the Irkut granulite-gneiss block (Sharizhlgai salient, Siberian Craton). *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2010;18(1):6–30.

Поступила в редакцию / received: 05.08.2025; принята к публикации / accepted: 18.08.2025.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Гладkochub Дмитрий Петрович

чл.-корр. РАН, профессор РАН, д-р геол.-мин. наук, директор

e-mail: gladkochub@mail.ru

Донская Татьяна Владимировна

чл.-корр. РАН, д-р геол.-мин. наук, главный научный сотрудник

e-mail: tatiana_donskaya@mail.ru

Ефремова Ульяна Сергеевна

канд. геол.-мин. наук, младший научный сотрудник

e-mail: ulianavolpe@gmail.com

CONTRIBUTORS:

Gladkochub, Dmitry

RAS Corr. Fellow, Professor of RAS, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Director

Donskaya, Tatiana

RAS Corr. Fellow, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher

Efremova, Uliana

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Junior Researcher

УДК 552.16:552.18+543.424.2

ПРИМЕНЕНИЕ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ ВКЛЮЧЕНИЙ КВАРЦА В ГРАНАТЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ ДАВЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ПОРОД БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

А. А. Ковальчук*, **А. В. Кервинен**

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910), *kovalchuk_aa@krc.karelia.ru*

Приведен пример использования рамановского геобарометра «кварц-в-гранате» для расчета давления при образовании метаморфических пород массива Боярский Беломорской провинции. Метод основан на определении остаточных деформаций во включениях, возникающих при подъеме горной породы из глубины к поверхности. Деформации возникают из-за разницы в упругих свойствах минерала-хозяина и включения. Для расчета остаточного напряжения методом упругой деформации получены рамановские спектры включений кварца и свободного кварца в матрице и вычислены смещения основных пиков кварца (464, 206 и 128 см⁻¹). После определения деформаций полученные значения использованы для расчета давления, при котором включения были захвачены минералом-хозяином. Изученный образец габбро-пегматита содержит порфириобласты граната размером до 1 мм, насыщенные включениями кварца размером от 5 до 65 мкм. Проанализировано 15 включений кварца диаметром 20–65 мкм и 5 свободных зерен кварца в матрице. Давления захвата рассчитывались в заданном интервале температур 200–1300 °С с шагом 10 °С. Температура кристаллизации кварца в гранате определялась с помощью термометра Ti-in-Qz и составила 725–902 °С, что соответствует давлению 8,9–13,6 кбар, рассчитанному методом рамановской геобарометрии «кварц-в-гранате». Температурный интервал кристаллизации, полученный с использованием классического Grt-Amph геотермометра, составил 530–580 °С, что соответствует рассчитанному давлению 5,2–6,0 кбар. Полученные значения давления согласуются с ранее проводимыми термобарометрическими оценками условий метаморфизма габбро-пегматитов и вмещающих их метагаббро.

Ключевые слова: гранат; включения кварца; рамановская спектроскопия; термобарометрия; Беломорская провинция

Для цитирования: Ковальчук А. А., Кервинен А. В. Применение рамановской спектроскопии включений кварца в гранате для оценки давления (на примере пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 111–115. doi: 10.17076/geo2235

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке темы НИР ИГ КарНЦ РАН FMEN-2023-0009.

A. A. Kovalchuk*, A. V. Kervinen. APPLICATION OF RAMAN SPECTROSCOPY OF QUARTZ INCLUSIONS IN GARNET FOR PRESSURE ASSESSMENT (CASE STUDY OF THE BELOMORIAN PROVINCE, FENNOSCANDIAN SHIELD)

*Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), *kovalchuk_aa@krc.karelia.ru*

This paper presents an example of using a quartz-in-garnet Raman geobarometer to calculate the pressure during the formation of metamorphic rocks in the Boyarsky Massif of the Belomorian Province. The method is based on determining residual strains in inclusions that arise during rock ascent from depth to the surface. These strains arise due to differences in the elastic properties of the host mineral and the inclusion. To calculate residual stress using the elastic strain method, Raman spectra of quartz inclusions and free quartz in the matrix were obtained, and the shifts of the main quartz peaks (464, 206, and 128 cm^{-1}) were calculated. After determining the strains, their values were used to calculate the pressure at which the inclusions were trapped by the host mineral. The studied gabbro-pegmatite sample contains garnet porphyroblasts up to 1 mm in size, saturated with quartz inclusions ranging from 5 to 65 μm in size. Fifteen quartz inclusions, 20–65 μm in diameter, and five free quartz grains in the matrix were analyzed. The trapping pressures were calculated over a specified temperature range of 200–1300 $^{\circ}\text{C}$ with a 10 $^{\circ}\text{C}$ increment. The temperature of quartz crystallization in garnet, determined using a Ti-in-Qz thermometer, was 725–902 $^{\circ}\text{C}$, corresponding to a pressure of 8.9–13.6 kbar calculated using quartz-in-garnet Raman geobarometry. The crystallization temperature range, obtained using a classic Grt-Amph geothermometer, was 530–580 $^{\circ}\text{C}$, corresponding to an estimated pressure of 5.2–6.0 kbar. These pressure values are consistent with previously conducted thermobarometric assessments of the conditions of metamorphism of gabbro-pegmatites and the metagabbros enclosing them.

Keywords: garnet; quartz inclusions; Raman spectroscopy; thermobarometry; Belomorian Province

For citation: Kovalchuk A. A., Kervinen A. V. Application of Raman spectroscopy of quartz inclusions in garnet for pressure assessment (case study of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield). *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 111–115. doi: 10.17076/geo2235

Funding. The study was funded under state assignment to the Institute of Geology KarRC RAS, research theme FMEN-2023-0009.

Введение

Изучение включений в минералах представляет собой важный способ выяснения P-T-условий образования самих минералов. Одним из перспективных методов оценки P-T-условий стала рамановская спектроскопия, которая позволяет не только идентифицировать минеральные фазы внутри минерала-хозяина, но и оценить уровень остаточных напряжений в захваченных включениях.

При подъеме горной породы из глубины к поверхности появляется разница в упругих свойствах минерала-хозяина и включения, вызывающая, в свою очередь, образование остаточных деформаций. Изменения в полосах комбинационного рассеяния напрямую связаны с деформацией элементарной ячейки включения из-за объемных изменений хозяина и включения.

Рамановские сдвиги позволяют количественно оценить величину сжатия и растяжения включения, обеспечивая оценку давления захвата минерала.

Упругая геобарометрия, применяемая к системам «хозяин – включение», является дополнительным методом определения P-T-условий метаморфизма. Этот метод дает информацию о возможных условиях захвата, и для определения давления должно быть известно значение температуры, при которой произошел захват включения.

Материалы и методы

В настоящей работе исследован образец габбро-пегматита из массива Боярский, содержащий порфириобласты граната размером до 1 мм, насыщенные включениями кварца размером от 5 до 50 мкм.

Массив Боярский имеет лополитоподобную форму и относится к числу крупных интрузий Беломорского региона. Его породы были метаморфизованы, однако внутренняя структура достаточно хорошо сохранилась, что делает этот объект важным для изучения условий формирования габброноритового комплекса Беломорской провинции. Внутри массива присутствуют крупные ксенолиты мелкозернистых пород, интерпретируемых как фрагменты закалочной зоны. Первоначальные границы массива претерпели значительные изменения в результате последующих тектонических и метаморфических воздействий. Главные разновидности пород массива – троктолиты и габброиды, включая меланократовые и лейкократовые разновидности. Габбро-пегматиты установлены в виде небольших линзовидных тел в южной части массива и сохранили массивные текстуры и реликты габбро-офитовой структуры.

Породы состоят преимущественно из плагиоклаза и пироксена. Химический состав пород варьируется от ультраосновных до высокомагнезиальных разновидностей. Наблюдается четкий тренд уменьшения концентрации SiO_2 , TiO_2 , CaO и Al_2O_3 с ростом MgO , тогда как концентрация Fe_2O_3 возрастает вместе с содержанием магния. Эти особенности указывают на доминирование процессов кристаллизации магмы с участием оливинового контроля.

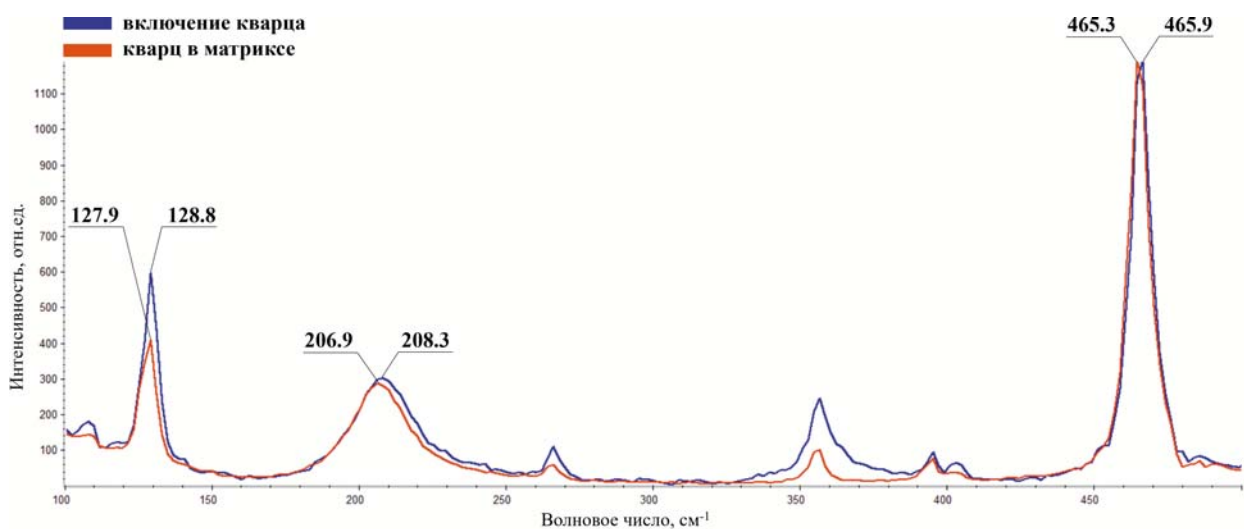
Для расчета остаточного напряжения методом упругой деформации [Angel et al., 2018; Murri et al., 2018] были получены рамановские спектры включений кварца и свободного кварца в матрице и вычислены смещения основных пиков кварца (464, 206 и 128 cm^{-1}).

После определения напряжений (деформаций) полученные значения использованы в программе EntraPT [Mazzucchelli et al., 2021] для расчета давления и температуры, при которых включения были захвачены минералом-хозяином.

Рамановские спектры получены на спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 с микроскопом Olympus BX41 (Ресурсный центр СПбГУ «Геомодель»). Измерения проводились при длине волны излучения 532 нм, спектральный диапазон 70–1100 cm^{-1} , накопление спектра в течение 30 секунд, калибровка спектрометра проводилась по спектральной линии кремния 520,7 cm^{-1} , инструментальная точность определения положения пиков составляла ~ 0,2 cm^{-1} . Измерения проводились в центральной точке кварцевого включения, положение пиков кварца определялось путем аппроксимации рамановского спектра в программе Omnic (Thermo Scientific). Изменения в положениях пиков интерпретировались с применением тензоров Грюнайзена фонной моды кварца [Murri et al., 2018].

Результаты

Проанализированы шесть зерен граната с общим числом включений кварца в них – 15 и пять свободных зерен кварца в матрице. Размер включений 20–65 мкм. Для значительной части включений кварца в гранате сдвиг полос рамановского спектра (рис.) по отношению к спектру зерна кварца в матрице варьирует от 0,4 до 1,4 cm^{-1} . Включения, дающие сдвиг менее 0,4 cm^{-1} , не рассматривались для дальнейшего расчета напряжений.



Рамановские спектры кварца в матрице и кварцевого включения
Raman spectra of quartz in matrix and quartz inclusion

Давления захвата рассчитывались в заданном интервале температур 200–1300 °С с шагом 10 °С. Максимальное рассчитанное давление составило 20,4 кбар при 1080 °С.

Температура кристаллизации кварца в гранате, определенная с помощью термометра Ti-in-Qz [Osborne et al., 2022], составляет 725–902 °С, что соответствует давлению 8,9–13,6 кбар, рассчитанному методом рамановской геобарометрии «кварц-в-гранате». Содержание Ti определялось методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль). Концентрации Ti в кварце (кварц в гранате, несвободный) – 4,3–24,9 ppm.

Значения температур, полученные с использованием классического Grt-Amph геотермометра [Ravna, 2000], составляют 530–580 °С. Рассчитанные давления для данного температурного интервала составили 5,2–6,0 кбар.

По ассоциации $Spx+Hbl+Pl+Qz+Grt$ в метаморфизованных габбро-пегматитах и вмещающих их метагаббро массива Боярский установлены [Азимов и др., 2021] PT-значения в диапазоне 580–760 °С и 7–12 кбар. Рассчитанные методом рамановской геобарометрии значения давления составили 6,0–9,7 кбар в аналогичном интервале температур. Некоторое занижение полученных значений может быть связано со вскрытостью исследованных зерен граната.

Заключение

Рамановская термобарометрия может выступать дополнительным средством оценки условий кристаллизации минералов, независимо от химического равновесия, дополняя традиционные методы термобарометрии. Для получения надежных оценок давления методом рамановской геобарометрии «кварц-в-гранате» требуется тщательно выбирать исследуемые включения. Частично вскрытые включения обладают меньшим напряжением, чем изолированные.

Значения давления, рассчитанные методом рамановской термобарометрии, согласуются с ранее проводимыми термобарометрическими оценками условий метаморфизма пород массива Боярский.

Литература

Азимов П. Я., Степанова А. В., Бабарина И. И., Кервинен А. В., Степанов В. С. Реликтовый палеопротерозойский высокобарный гранулитовый

метаморфизм в метабазах Беломорской провинции Фенноскандинавского щита как индикатор условий пика коллизии в лапландско-кольском орогене: Боярский габбронорит-троктолитовый массив // Петрология и геодинамика геологических процессов: Тезисы докл. Всерос. конф. (Иркутск, 06–13 сент. 2021 г.). Иркутск, 2021. Т. 1. С. 15–18.

Angel R. J., Murri M., Mihailova B., Alvaro M. Stress, strain and Raman shifts // *Zeitschrift für Kristallographie-Crystalline Materials*. 2018. Vol. 234, no. 2. P. 129–140. doi: 10.1515/zkri-2018-2112

Mazzucchelli M. L., Angel R. J., Alvaro M. EntraPT: An online platform for elastic geothermobarometry // *Am. Mineral*. 2021. Vol. 106, no. 5. P. 830–837. doi: 10.2138/am-2021-7693CCBYNCND

Murri M., Mazzucchelli M. L., Campomenosi N., Korsakov A. V., Prencipe M., Mihailova B. D., Scambelluri M., Angel R. J., Alvaro M. Raman elastic geobarometry for anisotropic mineral inclusions // *Am. Mineral*. 2018. Vol. 103. P. 1869–1872. doi: 10.2138/am-2018-6625CCBY

Osborne Z. R., Thomas J. B., Nachlas W. O., Angel R. J., Hoff C. M., Watson E. B. TitaniQ revisited: expanded and improved Ti-in-quartz solubility model for thermobarometry // *Contrib. Mineral. Petr.* 2022. Vol. 177. Art. 31. doi: 10.1007/s00410-022-01896-8

Ravna E. K. Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe–Mg geothermometer // *Lithos*. 2000. Vol. 53, no. 3. P. 265–277. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00029-3

References

Angel R. J., Murri M., Mihailova B., Alvaro M. Stress, strain and Raman shifts. *Zeitschrift für Kristallographie-Crystalline Materials*. 2018;234(2):129–140. doi: 10.1515/zkri-2018-2112

Azimov P. Ya., Stepanova A. V., Babarina I. I., Kervinen A. V., Stepanov V. S. The relic Paleoproterozoic high-pressure granulitic metamorphism in metabasites of the Belomorian Province of the Fennoscandian Shield as indicator of the metamorphic peak conditions during collision in the Lapland-Kola orogen: Boyarsky gabbronorite-troctolite massif. *Petrologiya i geodinamika geologicheskikh protsessov: Tezisy dokl. Vseros. konf. (Irkutsk, 06–13 sent. 2021 g.) = Petrology and geodynamics of geological Processes: Proceedings of the All-Russian conf. (Irkutsk, Sept. 6–13, 2021)*. Irkutsk; 2021. P. 15–18. (In Russ.)

Mazzucchelli M. L., Angel R. J., Alvaro M. EntraPT: An online platform for elastic geothermobarometry. *Am. Mineral*. 2021;106(5):830–837. doi: 10.2138/am-2021-7693CCBYNCND

Murri M., Mazzucchelli M. L., Campomenosi N., Korsakov A. V., Prencipe M., Mihailova B. D., Scambelluri M., Angel R. J., Alvaro M. Raman elastic geobarometry for anisotropic mineral inclusions. *Am. Mineral*. 2018;103:1869–1872. doi: 10.2138/am-2018-6625CCBY

Osborne Z. R., Thomas J. B., Nachlas W. O., Angel R. J., Hoff C. M., Watson E. B. TitaniQ revisited: expanded and improved Ti-in-quartz solubility model for thermobarometry. *Contrib. Mineral. Petr.* 2022;177:31. doi: 10.1007/s00410-022-01896-8

Ravna E. K. Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe–Mg geothermometer. *Lithos.* 2000;53(3): 265–277. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00029-3

*Поступила в редакцию / received: 14.10.2025; принята к публикации / accepted: 23.12.2025.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.*

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Ковальчук Анна Аркадьевна

канд. техн. наук, старший научный сотрудник

e-mail: kovalchuk_aa@krc.karelia.ru

Кервинен Анна Валерьевна

научный сотрудник

e-mail: kervinen@mail.ru

CONTRIBUTORS:

Kovalchuk, Anna

Cand. Sci. (Tech.), Senior Researcher

Kervinen, Anna

Researcher

УДК 550.42,552.3,552.13

МАГМАТИЧЕСКИЕ ИНКЛАВЫ В ВЫБОРГИТАХ САЛМИНСКОГО АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА

А. А. Конышев^{1*}, Е. Е. Климовская¹, С. С. Васильев^{1,2}

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910), *icelopa@gmail.com

² Петрозаводский государственный университет (пр. Ленина, 33, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)

Приводятся результаты минералого-геохимического изучения магматических инклавов в гранитах рапакиви (выборгитах) Салминского анортозит-рапакивигранитного комплекса возрастом 1,55–1,53 млрд лет (Южная Карелия). Образцы инклавов детально исследованы методами оптической и электронной микроскопии, рентгенофлуоресцентного анализа, ICP-MS и силикатного анализа. Установлено, что инклавы представлены кварцевыми диоритами, низкощелочными кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Петрохимически они характеризуются повышенными в сравнении с гранитоидами содержаниями $Fe_2O_3^{total}$ (10,8–15,2 мас. %), TiO_2 (1,12–1,59 мас. %), Zr (1370–2240 ppm) и P (1160–1721 ppm), что сближает их с «FTP»-породами (имеющими высокое содержание Fe, Ti, P), рассматриваемыми как остаточные расплавы после кристаллизации ассоциирующих с гранитами рапакиви анортозитов. Минералогические особенности (высокожелезистые оливин и пироксен, низкокальциевый плагиоклаз) указывают на вероятную кристаллизацию инклавов из магм, являющихся продуктом фракционирования базитового расплава, сопровождавшегося значительным накоплением железа в расплаве. Сравнительное изучение геохимических особенностей инклавов с подобными Fe, Ti, P-обогащенными породами различных анортозитовых провинций мира (Украина, Бразилия, Северная Америка) показало, что, несмотря на сходство микроэлементного состава, по содержанию кремнезема и щелочей инклавы не попадают в поля типичных анортозит-ассоциированных пород. Это в совокупности с геологическими и петрографическими свидетельствами активного взаимодействия мафической и фельзитической магм указывает на гибридную природу инклавов. Являются ли данные инклавы продуктом захвата кислым расплавом остаточной магмы после кристаллизации анортозитов – остается открытым вопросом.

Ключевые слова: магматические инклавы; рапакиви; анортозиты; ферродиориты; феррогранодиориты

Для цитирования: Конышев А. А., Климовская Е. Е., Васильев С. С. Магматические инклавы в выборгитах Салминского анортозит-рапакивигранитного комплекса // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 116–119. doi: 10.17076/geo2170

Финансирование. Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (FMEN-2023-0005).

A. A. Konyshov^{1*}, E. E. Klimovskaya¹, S. S. Vasilyev^{1,2}. MAGMATIC ENCLAVES IN WIBORGITES OF THE SALMI ANORTHOSITE-RAPAKIVI GRANITE COMPLEX

¹Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), * icelopa@gmail.com

² Petrozavodsk State University (33 Lenin Ave., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)

This article presents the results of a mineralogical and geochemical study of magmatic enclaves in Rapakivi granites (wiborgite). These granites belong to the Salmi anorthosite-rapakivi granite complex aged 1.55–1.53 Ga (southern Karelia, Russia). Samples of the enclaves were studied in detail using optical and electron microscopy, X-ray fluorescence analysis, ICP-MS, and quantitative chemical analysis. The enclaves proved to be quartz diorites, low-alkali quartz diorites, and granodiorites. Petrochemically, they are characterized by an increased content of $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{total}}$ (10.8–15.2 % w/w), TiO_2 (1.12–1.59 % w/w), Zr (1370–2240 ppm), and P (1160–1721 ppm) in comparison with granitoids. In this sense, they are more similar to FTP rocks (with high concentrations of Fe, Ti, and P), which are considered as residual melts after crystallization of anorthosite associated with rapakivi granites. The mineralogical features (high-iron olivine and pyroxene, low-calcium plagioclase) indicate the probable crystallization of the enclaves from the magma produced through the fractional crystallization of basaltic melt, accompanied by significant iron accumulation in the melt. A comparative study of the geochemical features of the enclaves against similar Fe, Ti, and P-enriched rocks from various anorthosite provinces of the world (Ukraine, Brazil, and North America) has shown that, despite the similarity of the trace element composition, the silica and alkali content of the enclaves places them outside of the fields of typical anorthosite-associated rocks. Combined with geological and petrographic evidence of active interaction between mafic and felsic magmas, these facts point to a hybrid nature of the enclaves. The question of whether these enclaves are the product of residual magma capture by the acidic melt after anorthosite crystallization remains open.

Keywords: magmatic enclaves; rapakivi; anorthosites; ferrodiorites; ferrogranodiorites

For citation: Konyshov A. A., Klimovskaya E. E., Vasilyev S. S. Magmatic enclaves in wiborgites of the Salmi anorthosite-rapakivi granite complex. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 116–119. doi: 10.17076/geo2170

Funding. The study was funded from the Russian federal budget through state assignment to KarRC RAS (FMEN-2023-0005).

Введение

Магматические инклавы – захваченные магмой фрагменты ксеногенного расплава, впоследствии раскристаллизованные в интрузиве совместно с магмой-«хозяином» [Didier, Barbarin, 1991], служат своего рода «окнами» в недоступные для непосредственного изучения породы и несут важную петрологическую информацию об эволюции магматических систем. Настоящее исследование фокусируется на обнажениях (от первых десятков см до метра) инклавов пород среднего состава, обнаруженных в краевой части интрузии биотит-амфиболовых гранитов рапакиви (выборгиты) Салминского анортозит-рапакивгранитного комплекса (АРГК).

Салминский АРГК, локализованный на границе Карельского кратона и Свекофеннского

складчатого пояса Фенноскандинавского щита, представляет собой многофазную интрузию, в составе которой выделяются габ-бронорит-анортозиты, монцониты, кварцевые монцониты и кварцевые диориты, граниты рапакиви (выборгиты и питерлиты), биотитовые граниты, Li-F-граниты. Возраст интрузива 1,55–1,53 млрд лет [Neymark et al., 1994; Amelin et al., 1997].

Материалы и методы

В основе работы лежит детальное минералого-геохимическое исследование четырех образцов инклавов, восьми образцов гранитов рапакиви и шести образцов гранитов, обогащенных кварцем, на контакте с инклавами. Изучение петрографических особенностей пород и компонентного состава минеральных

фаз осуществлялось методами оптической и сканирующей электронной микроскопии (Kyky em6900I и Tescan VEGA II LSH, EDS спектрометр Energy-350 (ИГ КарНЦ РАН); а также Mira3, Tescan и EDS спектрометр X-MAX (ГЕОХИ РАН)). Химический состав пород определен в ИГ КарНЦ РАН: содержание макрокомпонентов – на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL ADVANT`X, рассеянных компонентов – методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900, FeO и Fe₂O₃ – силикатным анализом.

Минералогия инклавов

Исследуемые породы не выдержаны по текстурно-структурным особенностям и количественному соотношению минералов. Это зеленовато-серые среднезернистые породы с вкрапленниками зеленовато-серого калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Минеральный состав инклавов (об. %) представлен: плагиоклазом (30–40), амфиболом (10–30), кварцем (15–25), калиевым полевым шпатом (5–20), биотитом (2–10), оливином (0–2), пироксеном (0–3). Аксессуары: ильменит, апатит, циркон, магнетит, пирротин, халькопирит, сфалерит. Также зафиксированы монацит, паризит, кальцит. Оливин (фаялит, $\text{Fa}_{95}\text{Fo}_{2.5}\text{Tef}_{2.5}$) ассоциирует с пироксеном и образующим пироксен Са-амфиболом, образуя ксеноморфные включения в них. В различной степени замещается илдингситом, грюнеритом, магнетитом. Са-амфибол по составу соответствует гастингситу ($\text{c}^{\text{A}}(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca}) > 0,5$) и ферро-ферри-горнблендиту ($\text{c}^{\text{A}}(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca}) < 0,5$). Пироксены в породах представлены геденбергит-авгитом ($\text{Wo}_{42-46}\text{En}_{15-17}\text{Fs}_{37-42}$), отмечаются микроструктуры распада клинопироксена – ферросилитовые ламели ($\text{Wo}_2\text{En}_{14}\text{Fs}_{83-84}$) в геденбергитовой матрице. Биотит относится к аннитам. Полевые шпаты включают зональный и незональный плагиоклаз, состав которого варьирует от альбита до андезина (An_{40}), а также ортоклаз с микропертитовыми вростками альбита.

Петрохимия

На классификационной диаграмме TAS составы изученных пород инклавов располагаются в полях нормальнощелочных и низкощелочных кварцевых диоритов, а также гранодиоритов. Отличительной особенностью пород являются высокие относительно проанализированных образцов гранитоидов содержания Fe₂O₃^{total} (10,8–15,2 в сравнении с 2,56–6,57 мас. %),

TiO₂ (1,12–1,59 в сравнении с 0,18–0,51 мас. %), Zr (1370–2240 в сравнении с 231–913 ppm) и P (1160–1721 в сравнении с 43–400 ppm). Подобные Fe-Ti-P-обогащенные («FTP») образования рассматриваются исследователями [Emslie, 1978] как закристаллизованные остаточные расплавы после кристаллизации ассоциирующих с гранитами рапакиви анортозитов.

Для сопоставления химического состава пород инклавов использовались литературные данные составов пород, ассоциирующих с анортозитами. Анортозитсодержащие комплексы сравнения были либо без гранитов рапакиви (массив Адирондак, Северная Америка), либо рапакивисодержащие: Коростеньский плутон, Украина; Мукажаи, Бразилия; Сьерра да Провиденсия, Бразилия; Салминский батолит, Карелия. На диаграмме TAS исследуемые инклавовы не попадают в поля типичных анортозит-ассоциированных пород. В зависимости от SiO₂ они несколько более железисты, а концентрации в них TiO₂ и P находятся в пределах содержаний пород сравнения. Две пробы в координатах Zr-SiO₂ находятся в пределах поля пород Малинского массива (Коростеньский батолит), одна из них попадает также в поле пород массива Адирондак. В двух оставшихся пробах содержание Zr выше относительно пород сравнения.

Обсуждение

Согласно имеющимся представлениям [Ларин, 2011], породы Салминского АРГК формировались в результате многочисленных дискретных импульсов внедрения мафических и фельзических магм, продуцированных в течение относительно длительного периода времени. Полученные геологические и петрографические данные свидетельствуют о близко-одновременной кристаллизации инклавов и гранитов рапакиви и активном взаимодействии контрастных по составу магм. Высокожелезистый состав клинопироксена и оливина и обедненный кальцием плагиоклаз указывают, что родоначальные мафитовые расплавы инклавов являются продуктом фракционной кристаллизации, сопровождавшейся значительным накоплением железа в расплаве. Однако являются ли данные инклавовы продуктом захвата остаточной магмы после кристаллизации анортозитов, остается открытым вопросом. Несмотря на сходство микроэлементного состава с «FTP»-породами, на диаграмме TAS они не попадают в поля типичных анортозит-ассоциированных пород.

Заклучение

Изученные породы по содержанию Fe, Ti, P, Zr близки к «ФТР»-породам, ассоциирующим с анортозитами, и, вероятно, также ассоциируют с анортозитами Салминского АРГК. Однако минеральный состав изучаемых инклавов аналогичен составу вмещающих пород. Отличие заключается только в относительных количествах минеральных фаз. Валовый состав изучаемых пород не соответствует составам пород, ассоциирующим с анортозитами из других массивов. Вероятно, два последних наблюдаемых факта связаны с длительной субсолидусной перекристаллизацией инклавов в условиях доминирования влияния вмещающих их кислых пород.

Литература

Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

Amelin Yu. V., Larin A. M., Tucker R. D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. Vol. 127. P. 353–368.

Didier J., Barbarin B. The different types of enclaves in granites-nomenclature: enclaves and granite petrology // *Developments in Petrology* / Eds. J. Didier, B. Barbarin. Amsterdam: Elsevier, 1991. P. 19–23.

Emslie R. F. Aorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America // *Precambrian Res.* 1978. Vol. 7. P. 61–98. doi: 10.1016/0301-9268(78)90005-0

Neymark L. A., Amelin Yu. V., Larin A. M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54-1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // *Mineralogy and Petrology.* 1994. Vol. 50. P. 173–193. doi: 10.1007/BF01160146

References

Amelin Yu. V., Larin A. M., Tucker R. D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997;127:353–368.

Didier J., Barbarin B. The different types of enclaves in granites-nomenclature: enclaves and granite petrology. *Developments in Petrology.* Amsterdam: Elsevier; 1991. P. 19–23.

Emslie R. F. Aorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Res.* 1978;7:61–98. doi: 10.1016/0301-9268(78)90005-0

Larin A. M. Rapakivi granites and related rocks. St. Petersburg: Nauka; 2011. 420 p. (In Russ.)

Neymark L. A., Amelin Yu. V., Larin A. M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54-1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia). *Mineralogy and Petrology.* 1994;50:173–193. doi: 10.1007/BF01160146

Поступила в редакцию / received: 30.07.2025; принята к публикации / accepted: 11.09.2025.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Коньшев Артем Александрович

канд. геол.-мин. наук, руководитель лаборатории рудообразующих систем и минеральных ресурсов, ведущий научный сотрудник

e-mail: icelopa@gmail.com

Климовская Екатерина Евгеньевна

младший научный сотрудник лаборатории рудообразующих систем и минеральных ресурсов

e-mail: klimeee@gmail.com

Васильев Сергей Сергеевич

студент

e-mail: karel_sergey@mail.ru

CONTRIBUTORS:

Konyshev, Artyom

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory, Leading Researcher

Klimovskaya, Ekaterina

Junior Researcher

Vasilyev, Sergey

Student

УДК 553.411 (470.21)

АРХЕЙСКИЙ АНОРТОЗИТОВЫЙ И СУБЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН): ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Н. М. Кудряшов*, А. В. Мокрушин, П. А. Серов

Геологический институт Федерального научного центра «Кольский научный центр РАН»
(ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Россия, 184209), *n.kudryashov@ksc.ru

Проведено изучение габбро-анортозитовых массивов и связанных с ними интрузий субщелочных гранитов в Кейвской структуре. На основе U-Pb (SHRIMP) определений циркона установлен возраст кристаллизации Цагинского и Ачинского массивов в 2,67–2,66 млрд лет, а также определено время внедрения субщелочных даек в габбро-анортозиты Цагинского массива с изотопным возрастом 2671 ± 2 млн лет. Полученные в этой работе значения изотопного возраста магматизма Кейвской структуры наряду с предыдущими изотопно-геохронологическими исследованиями других массивов отражают практически одновременную кристаллизацию как габбро-анортозитов, так и субщелочных и щелочных гранитов. Образование магматических комплексов связано с частичным плавлением нижнекоровых базитов за счет андерплейтинга в основании нижней коры. На это указывают Sm-Nd (по породе) и Lu-Hf (по циркону) изотопные данные: $\epsilon_{Nd} = -1,0 \div +3,0$; $\epsilon_{Hf} = -3,8 \div +1,5$ с модельными возрастными 3,1–2,9 млрд лет назад. Значительное преобладание в Кейвской структуре продуктов кислого магматизма над основным магматизмом определяется уровнем современного эрозионного среза. Габбро-анортозитовые массивы, приуроченные к крупным региональным разломам, вероятно, являются частью значительных объемов базитов, находящихся на глубине. Последующая эволюция Кейвской структуры связана с метасоматическими процессами и внедрением редкометалльных и редкоземельных пегматитов палеопротерозойского возраста на рубеже 1,75–1,71 млрд лет.

Ключевые слова: U-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf изотопные системы; габбро-анортозиты; щелочные граниты; Кейвская структура; Кольский регион

Для цитирования: Кудряшов Н. М., Мокрушин А. В., Серов П. А. Архейский анортозитовый и субщелочной магматизм Кейвской структуры (Кольский регион): геохронологические и изотопно-геохимические исследования // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 120–123. doi: 10.17076/geo2187

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 25-27-20005.

N. M. Kudryashov*, A. V. Mokrushin, P. A. Serov. ARCHEAN ANORTHOSITE AND SUBALKALINE MAGMATISM OF THE KEIVY STRUCTURE (KOLA REGION): GEOCHRONOLOGICAL AND ISOTOPE-GEOCHEMICAL STUDIES

Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences (14 Fersman St., 184209 Apatity, Russia), *n.kudryashov@ksc.ru

The gabbro-anorthosite massifs and related intrusions of subalkaline granites in the Keivy structure were studied. Based on the U-Pb (SHRIMP) dating of zircons, the crystallization age of the Tsaginsky and Achinsky massifs was established at 2.67–2.66 Ga, and the intrusion of the subalkaline dikes within the Tsaginsky gabbro-anorthosite massif was dated to 2671 ± 2 Ma BP. The isotopic age for igneous rocks of the Keivy structure obtained in this work, along with previous studies of other massifs of the Keivy structure, reflect the almost simultaneous crystallization of both gabbro-anorthosites and subalkaline and alkaline granites. The formation of the magmatic complexes was associated with partial melting of lower crustal basites due to magmatic underplating at the base of the lower crust. This inference follows from Sm-Nd (whole-rock) and Lu-Hf (zircon): $\epsilon_{Nd} = -1.0 \div +3.0$; $\epsilon_{Hf} = -3.8 \div +1.5$ isotopic data with model ages of 3.1–2.9 Ga. The significant predominance of acid products over basic rocks in the Keivy structure is determined by the modern erosion level. The gabbro-anorthosite massifs in large regional faults are likely a part of significant volumes of basites located at greater depths. The subsequent evolution of the Keivy structure is associated with metasomatic processes and crystallization of rare metal and rare earth pegmatites of Paleoproterozoic age, 1.75–1.71 Ga.

Keywords: U-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf isotope systems; gabbro-anorthosite; alkaline granites; Keivy structure; Kola region

For citation: Kudryashov N. M., Mokrushin A. V., Serov P. A. Archean anorthosite and subalkaline magmatism of the Keivy structure (Kola region): geochronological and isotope-geochemical studies. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 120–123. doi: 10.17076/geo2187

Funding. This research was funded by the Russian Science Foundation (project # 25-27-20005).

Кейвская структура имеет явно выраженные и существенные отличия от окружающих ее крупных блоков коры Кольского региона. Главными ее особенностями являются: обширные поля осадочно-вулканогенных толщ, широкое площадное распространение щелочных гранитов; наличие продуктов базитового магматизма, размещенных преимущественно в краевых частях структуры в виде габбро-анортозитовых массивов. Имеющиеся в настоящее время изотопно-геохронологические данные по породным комплексам Кейвской структуры остаются неполными, что порождает множество вопросов, связанных с возрастом отдельных толщ и последовательностью формирования структуры в целом. Первые систематизированные данные об изотопном возрасте пород Кейвской структуры были опубликованы в [Баянова и др., 2002]. В этом каталоге наиболее ранней датировкой разреза структуры является возраст образования кислых вулканитов лебяжинской свиты Малых Кейв 2871 ± 15 млн лет [Беляев и др., 2001], на которой залегают все остальные выделяемые в составе разных свит сланцы

[Бельков, 1963; Белолипецкий и др., 1980]. Время формирования метаосадочных толщ основано преимущественно на $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -определениях детритовых цирконов, возраст областей сноса которых указывает на неоархейское время ~2,7 млрд лет [Bridgwater et al., 2001]. Последующая эволюция Кейвской структуры фиксируется внедрением габбро-анортозитов и щелочных гранитов в промежуток времени 2,76–2,65 млрд лет, указывая на их тесную генетическую связь [Баянова, 2004; Zozulya et al., 2005; Вревский, Львов, 2014]. В работе [Balagansky et al., 2021] показано, что U-Pb (циркон) возраст кристаллизации кислых вулканитов из пород Больших Кейв составил 2678 ± 7 млн лет и оказался практически на 200 млн лет моложе предыдущего значения для вулканитов лебяжинской свиты. В составе щелочногранитного магматизма наряду с щелочными гранитами был выделен и определен возраст циркона из даек гранитного состава, щелочных вулканитов и щелочных габбро, время образования которых 2,68–2,66 млрд лет [Ветрин, Родионов, 2009]. Эти значения,

в пределах ошибки измерений, оказались практически идентичны полученным ранее. Для габбро-анортозитового магматизма на основе локального анализа кристаллов циркона определен U-Pb (SHRIMP) возраст кристаллизации Цагинского и Ачинского массивов в 2,67–2,66 млрд лет, а также установлено время внедрения субщелочных даек в габбро-анортозиты Цагинского массива с возрастом 2671 ± 2 млн лет. Более поздние эпохи в эволюции Кейвской структуры фиксируются палеопротерозоем 1,8–1,7 млрд лет. В приконтактной зоне щелочных гранитов Западно-Кейвского массива с гнейсами лебяжинской серии возраст циркона из жил лейкогранитов определен в 1747 ± 16 млн лет [Ветрин, Родионов, 2009]. В это же время при тектоно-метаморфических событиях в Кейвской структуре происходили процессы метасоматоза с формированием тел амазонитовых пегматитов. При изучении метасоматических пород покрова Больших Кейв возраст метасоматического циркона определен в 1721 ± 15 млн лет [Бушмин и др., 2011]. Последние исследования практически неизменных зон циркона U-Pb (LA ICP-MS) из амазонитовых пегматитов г. Плоской установили их конкордантный возраст в 1713 ± 5 млн лет. То есть после формирования осадочно-вулканогенных толщ, щелочных гранитов и габбро-анортозитов в неархейское время 2,87–2,66 млрд лет структура в целом оставалась стабильной на протяжении довольно длительного, около 1 млрд лет, промежутка времени до палеопротерозоя 1,8–1,7 млрд лет. Этот временной разрыв может быть связан как с особенностями автономного развития Кейвской структуры по отношению к сопредельным крупным структурам Кольского региона, так и с недостаточным изотопно-геохронологическим изучением других магматических комплексов, расположенных в пределах этой структуры. Таким образом, после формирования осадочно-вулканогенных комплексов Кейвской структуры в неархейское время с перерывом или сразу же происходило внедрение габбро-анортозитов и связанных с ними субщелочных и щелочных гранитов. Их образование связано с частичным плавлением нижнекоровых базитов за счет андерплейтинга в основании нижней коры. На это указывают Sm-Nd (по породе) и Lu-Hf (по циркону) изотопные данные с модельными возрастными 3,1–2,9 млрд лет назад. Значительное преобладание продуктов кислого магматизма над продуктами основного магматизма в Кейвской структуре определяется уровнем современного эрозионного среза. Габбро-анортозитовые массивы, приуроченные к крупным региональным разломам, вероятно, являются

частью значительных объемов базитов, находящихся на глубине. Последующая эволюция Кейвской структуры связана с метасоматическими процессами и внедрением редкометалльных и редкоземельных пегматитов палеопротерозойского возраста на рубеже 1,75–1,71 млрд лет.

Литература

Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. М.: Наука, 2004. 172 с.

Баянова Т. Б., Пожиленко В. И., Смолькин В. Ф., Кудряшов Н. М., Каулина Т. В., Ветрин В. Р. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита: Приложение № 3 к монографии «Геология рудных районов Мурманской области» / Ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 54 с.

Белолипецкий А. П., Гаскельберг В. Г., Гаскельберг Л. А., Антонюк Е. С., Ильин Ю. И. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 238 с.

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: АН СССР, 1963. 322 с.

Беляев О. А., Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Петров В. П., Левкович Н. В. Позднеархейский возраст кислых метавулканитов района Малых Кейв (Кольский полуостров) // ДАН. 2001. Т. 379, № 5. С. 651–654.

Бушмин С. А. Новые данные о возрасте (SHRIMP-II) протолита и палеопротерозойских преобразований архейского Кейвского террейна (Кольский полуостров) // ДАН. 2011. Т. 438, № 2. С. 237–241.

Ветрин В. Р., Родионов Н. В. Геология и геохронология неархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17, № 6. С. 578–600.

Вревский А. Б., Львов П. А. Изотопно-геохимические особенности и возраст анорогенных дифференцированных базитовых интрузий неархейской инфраструктурной зоны Колмозеро-Воронья – Кейвы (Кольский полуостров) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 17. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. С. 29–35.

Balagansky V. V., Myskova T. A., Lvov P. A., Larionov A. N., Gorbunov I. A. Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: Geochemistry, age, and origin // Lithos. 2021. Vol. 380–381. Art. 105899. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105899

Bridgwater D., Scott D. J., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Marker M., Bushmin A., Alexeyev N. L., Daly J. S. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. Vol. 13, no. 1. P. 32–37. doi: 10.1046/j.1365-3121.2001.00307.x

Zozulya D. R., Bayanova T. B., Eby N. G. Geology and age of the Late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield // J. Geol. 2005. Vol. 113. P. 601–608.

References

Bayanova T. B. Age of reference geological complexes of the Kola region and duration of magmatic processes. Moscow: Nauka; 2004. 172 p. (In Russ.)

Bayanova T. B., Pozhilenko V. I., Smol'kin V. F., Kudryashov N. M., Kaulina T. V., Vetrin V. R. Catalogue of geochronological data from the north-eastern part of the Baltic Shield. Appendix No. 3 to the monograph 'Geology of ore regions of the Murmansk Region'. Apatity: KNTs RAN; 2002. 54 p. (In Russ.)

Balagansky V. V., Myskova T. A., Lvov P. A., Lariovov A. N., Gorbunov I. A. Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: Geochemistry, age, and origin. *Lithos*. 2021; 380–381:105899. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105899

Bel'kov I. V. Kyanite shales of the Keivy suites. Moscow-Leningrad: AN SSSR; 1963. 322 p. (In Russ.)

Belolipetskii A. P., Gaskel'berg V. G., Gaskel'berg L. A., Antonyuk E. S., Il'in Yu. I. Geology and geochemistry of the Early Precambrian metamorphic complexes of the Kola Peninsula. Leningrad: Nauka; 238 p. (In Russ.)

Belyaev O. A., Mitrofanov F. P., Bayanova T. B., Petrov V. P., Levkovich N. V. The Late Archean age of acid metavolcanic rocks in the Malye Keivy region (Kola Peninsula). *Dokl. Earth Sci.* 2001;379A:705–708.

Bridgwater D., Scott D. J., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Marker M., Bushmin A., Alexeyev N. L., Daly J. S. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data. *Terra Nova*. 2001;13(1):32–37. doi: 10.1046/j.1365-3121.2001.00307.x

Bushmin S. A. New data on the age (SHRIMP-II) of the protolith and Paleoproterozoic transformations of the Archean Keivy Terrane (Kola Peninsula). *Dokl. Earth Sci.* 2011;438(2):237–241. (In Russ.)

Vetrin V. R., Rodionov N. V. Geology and geochronology of the Neoproterozoic anorogenic magmatism of the Keivy structure, Kola Peninsula. *Petrologiya = Petrology*. 2009;17(6):578–600. (In Russ.)

Vrevsky A. B., Lvov P. A. Isotope-geochemical features and age of anorogenic differentiated basic intrusions of the Neoproterozoic infrastructure in the Kolmozero-Voronya – Keivy zone (Kola Peninsula). *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 17. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2014. P. 29–35. (In Russ.)

Zozulya D. R., Bayanova T. B., Eby N. G. Geology and age of the Late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield. *J. Geol.* 2005;113: 601–608.

Поступила в редакцию / received: 05.08.2025; принята к публикации / accepted: 03.09.2025.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Кудряшов Николай Михайлович

канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник
e-mail: n.kudryashov@ksc.ru

Мокрушин Артем Васильевич

канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник
e-mail: a.mokrushin@ksc.ru

Серов Павел Александрович

канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник
e-mail: p.serov@ksc.ru

CONTRIBUTORS:

Kudryashov, Nikolai

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

Mokrushin, Artyom

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

Serov, Pavel

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

УДК 552.48+551.2 (470.22)

ДВА ЭТАПА НЕОАРХЕЙСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ВОКНАВОЛОКСКОМ КОМПЛЕКСЕ (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

О. А. Максимов*, **А. М. Лезжов**, **А. И. Слабунов**, **О. С. Сибелев**

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910), *olemaximov@mail.ru*

Определение особенностей метаморфической эволюции докембрийских гранулитовых комплексов имеет важное значение для геодинамических реконструкций ранних этапов становления земной коры. В северной части Центрально-Карельского террейна Карельского кратона известен архейский Вокнаволоцкий гранулитовый комплекс (ВГК): здесь реликты неоархейских эндербитов, чарнокитов и двупироксеновых кристаллических сланцев сохранились среди гнейсов, гранитов и амфиболитов. Геологические, петрологические и геохронологические исследования указывают на существование в составе комплекса двух разновозрастных (2,76–2,74 и 2,72–2,70 млрд лет) субкомплексов: южного и северного. Возраст (по цирконам) южного субкомплекса оценивается в 2760–2740, а северного – в 2716–2704 млн лет. В составе северного субкомплекса встречаются крупные массивы гранулитов, тогда как в южном преобладают небольшие тела с реликтами гранулитовых минеральных ассоциаций, сохранившихся в интенсивно диафорированных биотитовых гнейсах. РТ-условия образования гранулитовых парагенезисов для южного и северного субкомплексов близки: $P = 3\text{--}7$ кбар, $T = 750\text{--}810$ °С (то есть от низко- до умереннобарической гранулитовой фации). Ретроградные изменения пород при снижении РТ-условий сопровождаются появлением актинолита, эпидота, карбоната, хлорита и титанита. Возрасты гранулитов коррелируются с проявлениями субдукционных вулканитов в сопряженных зеленокаменных поясах: южный субкомплекс ВГК – с вулканитами гимольской серии Костомукшского зеленокаменного пояса, а северный – с дацитами-андезидацитами Хедозерско-Большозерского. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что рассматриваемые гранулиты формировались в надсубдукционных зонах разновозрастных островодужных систем.

Ключевые слова: метаморфизм; гранулит; эндербит; архей; Фенноскандинавский щит

Для цитирования: Максимов О. А., Лезжов А. М., Слабунов А. И., Сибелев О. С. Два этапа неоархейского гранулитового метаморфизма в Вокнаволоцком комплексе (Фенноскандинавский щит) // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 124–128. doi: 10.17076/geo2161

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания КарНЦ РАН (FMEN-2023-0009).

O. A. Maksimov*, A. M. Lezzhov, A. I. Slabunov, O. S. Sibelev. TWO STAGES OF NEOARCHEAN GRANULITE METAMORPHISM IN THE VOKNAVOLOK COMPLEX (FENNOSCANDIAN SHIELD)

*Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), *olemaximov@mail.ru*

Unveiling the distinctive features of the metamorphic evolution of Precambrian granulite complexes is essential for the geodynamic reconstruction of early stages in Earth's crust formation. Located in the northern Central Karelian terrane of the Karelian Craton is the Archean Voknavolok granulite complex (VGC), where relics of Neoproterozoic enderbites, charnockites and biopyroxene crystalline schist are preserved among gneisses, granites and amphibolites. Geological, petrological and geochronological studies show that this complex is split up into two variably aged (2.76–2.74 and 2.72–2.70 Ga) subcomplexes: southern and northern. The zircon age of the southern subcomplex is 2760–2740 Ma and that of the northern subcomplex is 2716–2704 Ma. The northern subcomplex comprises large granulite massifs, while the southern subcomplex is dominated by small bodies with relics of granulitic mineral associations persisting in highly diaphthorated biotite gneisses. The PT-conditions for the formation of granulitic parageneses in the southern and northern subcomplexes are similar: $P = 3\text{--}7$ kbar, $T = 750\text{--}810$ °C (low- to moderate-pressure granulite facies). As the PT-conditions are relaxed, the retrograde metamorphism of the rocks is accompanied by the formation of actinolite, epidote, carbonate, chlorite, and titanite. The ages of the granulites are correlated with the occurrence of subduction volcanics in the associated greenstone belts: the southern subcomplex of the VGC is correlated with the Gimoly Group volcanics of the Kostomuksha Greenstone Belt and the northern subcomplex with the dacite-andesite-dacite of the Khedozero-Bolshozero Belt. Available data suggest that the granulites were formed in the suprasubduction zones of variably Neoproterozoic island-arc systems.

Keywords: metamorphism; granulite; enderbite; Archean; Fennoscandian Shield

For citation: Maksimov O. A., Lezzhov A. M., Slabunov A. I., Sibelev O. S. Two stages of Neoproterozoic granulite metamorphism in the Voknavolok complex (Fennoscandian Shield). *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 124–128. doi: 10.17076/geo2161

Funding. The study was funded within state assignment to the Karelian Research Centre RAS (FMEN-2023-0009).

В восточной части Фенноскандинавского щита широко распространены архейские гранулитовые комплексы, пять из которых установлены в пределах Карельского кратона: Вокнаволоцкий, Тулосский, Онежский, Варпаисъярвинский и Пудасъярвинский [Ранний..., 2005; Король, 2011; Слабунов и др., 2015]. Породы, слагающие перечисленные комплексы, преимущественно представлены неархейскими эндебитами, чарнокитами и кристаллическими сланцами (двупироксен-амфиболовых гранулитов основного и среднего состава), которые, однако, претерпели значительные вторичные изменения (диафторез).

Вокнаволоцкий гранулитовый комплекс (ВГК) располагается в северной части Центрально-Карельского террейна Карельского кратона [Куликов и др., 2017] и слагает структуру, известную как Вокнаволоцкий блок [Костомукшский..., 2015]. ВГК в юго-восточной

части сочленяется по системе разломов с Костомукшским зеленокаменным поясом (КЗП), а в восточной – с продолжением Хедозерско-Большозерского зеленокаменного пояса (ХБЗП). В составе обоих поясов установлены неархейские кислые вулканиты субдукционной природы: в КЗП это 2760–2740 млн лет геллефлинта гимольской серии [Слабунов и др., 2021], а в ХБЗП – 2712–2704 млн лет дациты-андезидациты [Мыскова и др., 2020].

В восточной части Вокнаволоцкого комплекса распространены биотитовые и амфиболовые гнейсы по гранулитам, а также плагиограниты и граниты, амфиболиты. Все породы характеризуются интенсивно проявленными процессами диафтореза, в результате чего гранулитовые минеральные ассоциации сохранились в локальных участках. Преимущественно это безгранатовые двупироксен-амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые или

ортопироксен-амфиболовые минеральные ассоциации. Во многих исследованных образцах гранулитов отмечается равновесность пироксена и роговой обманки. В диафорированных гранулитах поздний амфибол замещает первичные минералы. В редких случаях отмечается противоположный процесс амфиболизации, выраженный в образовании пироксеновых ассоциаций по высокотемпературным амфиболам.

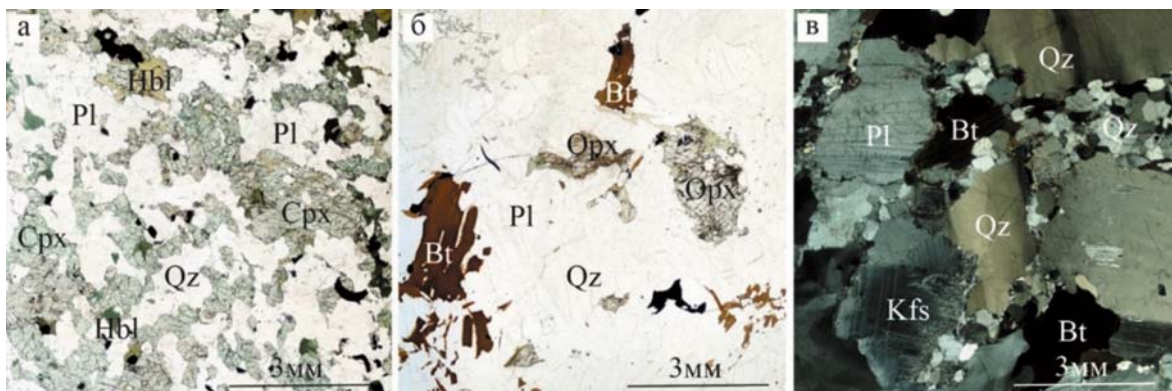
В ходе настоящего исследования на основе петрологических и геохронологических данных выделены южная и северная группы гранулитов Вокнаволоцкого комплекса, среди которых установлены участки развития основных гранулитов $Орх-Срх-Hbl-Pl-Qz-Bt \pm Ttn \pm Ilm \pm Crb \pm Mgt$ (сокращения минералов по [Warr, 2021]), эндербитов $Орх-Pl-Qz-Bt \pm Kfs \pm Ep \pm Chl$ и чарнокитов $Bt-Pl-Qz-Kfs \pm Орх \pm Crb \pm Ep \pm Chl$ (рис.). Ранними минералами в перечисленных ассоциациях являются клино- и ортопироксен, полевой шпат, кварц, роговая обманка, биотит. На ретроградном этапе образуются актинолит, эпидот, карбонат, хлорит и титанит. Гиперстен встречается в виде ксеноморфных зерен, часто с амфиболовыми и хлоритовыми каймами обрастания на границе зерен. Диопсид обнаружен в срастаниях с ортопироксеном и амфиболом, чаще обрастает более поздним амфиболом, но в некоторых случаях замещает амфибол и содержит его включения. Среди амфиболов выделяются первичная ассоциация, представленная крупными зернами магнезиальной, железистой роговой обманки, паргаситом, и поздняя – актинолитом в каймах вокруг роговой обманки. Плагиоклаз распространен в виде крупных гипидиоморфных зерен и по составу варьирует от альбита до андезина.

Термобарометрия. Для определения P-T-параметров метаморфизма использовались $Орх-Срх$ [Wood, Banno, 1973], $Hbl-Pl$ [Holland, Blundy, 1994] термометры и $Hbl-Pl$ барометр [Bhadra, Bhattacharya, 2007], встроенные в программном комплексе PT_Quick [Симаков, Доливо-Добровольский, 2009].

В южных гранулитах образование раннего $Bt+Hbl+Pl+Qz(\pm Срх, Орх)$ минерального парагенезиса происходило при $P = 3-5$ кбар и $T = 750-810$ °C. Предыдущие P-T-оценки для гранулитов южной части отличаются более низкими значениями $P = 1,8-4$ кбар и $T = 665-692$ °C [Самсонов и др., 2001].

Для амфиболсодержащих ассоциаций эндербитов северного субкомплекса установлены низкobarические P-T-условия образования в области гранулитовой фации при $P = 4-5,5$ кбар и $T = 750$ °C. Однако образование дупироксен-амфиболовых гранулитов происходило при умеренных $P = 6-7$ кбар и $T = 750$ °C гранулитовой-амфиболитовой фации. Используемые в расчетах минеральные парагенезисы пород, вероятно, не фиксируют пиковые значения гранулитового метаморфизма в Вокнаволоцком комплексе, а отражают ранние стадии ретроградных изменений пород в условиях гранулитовой фации.

Геохронология. По результатам U-Th-Pb-датирования цирконов возраст южных эндербитов и гранулитов оценивается в 2761 ± 15 (SHRIMP-II) и 2736 ± 18 (LA-ICP-MS) млн лет соответственно [Слабунов и др., 2015, 2024]. Следует также отметить, что в основных гранулитах установлены мезоархейские (2880 млн лет) цирконы протолита и неоархейские (2680 млн лет) цирконы поздней фазы метаморфизма [Слабунов и др., 2024].



Породы южного субкомплекса Вокнаволоцкого комплекса: а – основной гранулит, б – эндербит, в – чарнокит (а, б – изображения в проходящем свете с одним поляризатором, в – с анализатором)

Rocks of the southern part of the Voknavolok complex: a – mafic granulites, б – enderbites, в – charnockites (a, б – images in transmitted light, в – with an analyzer)

При этом для северных эндербитов и основных гранулитов установлены более молодые возрасты: 2716 ± 9 и 2704 ± 9 (SHRIMP-II) млн лет соответственно [Костомукшский..., 2015; Слабунов и др., 2015].

Таким образом, в составе ВГК выделены два разновозрастных (2,76–2,74 и 2,72–2,70 млрд лет) субкомплекса гранулитов. Обе группы пород имеют схожие минералого-петрографические характеристики и формировались в области низко- и умереннобарической гранулитовой фации. Предполагается [Слабунов и др., 2023], что оба субкомплекса гранулитов образовались в надсубдукционной обстановке, но в различных неоархейских субдукционных системах.

Литература

Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.

Король Н. Е. Процессы поздней изофациальной перекристаллизации в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 8–32.

Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И., Куликова В. В., Полин А. К., Голубев А. И., Горьковец В. Я., Иващенко В. И., Гоголев М. А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 2. С. 3–41. doi: 10.17076/geo444

Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Львов П. А., Житникова И. А. Неоархейские вулканы Хедозеро-Большозерской зеленокаменной структуры Центральной Карелии: состав, возраст и тектоническая обстановка // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28, № 2. С. 3–32. doi: 10.31857/S0869592X20020040

Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В. А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Самсонов А. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г., Щипанский А. А., Бибикина Е. В., Кирилова Т. И., Конилов А. Н. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.

Симаков С. К., Доливо-Добровольский Д. В. Компьютерная программа PTQuick. Версия 1.4. 2009. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptquick> (дата обращения: 07.07.2025).

Слабунов А. И., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Кулешевич Л. В., Кевлич В. И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной

толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // Геохимия. 2021. Т. 66, № 4. С. 291–307. doi: 10.31857/S0016752521040063

Слабунов А. И., Медведев П. В., Нестерова Н. С., Мудрук С. В., Максимов О. А., Кервинен А. В., Исаченко А. А. Отчет Российского научного фонда «Геодинамические обстановки ранней Земли и архейские полосчатые железистые кварциты» (итоговый) № 22-17-00026. Петрозаводск, 2024.

Слабунов А. И., Володичев О. И., Король Н. Е., Сибелев О. С., Бережная Н. Г., Ларионов А. Н. Архейские гранулитовые комплексы Карельского кратона: петрология, геохронология, геодинамика // Петрография магматических и метаморфических горных пород: Мат-лы XII Всерос. петрограф. совещания. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 503–506.

Слабунов А. И., Максимов О. А., Сибелев О. С. Неоархейская надсубдукционная система (на примере Костомукшской и Вокнаволоцкой структур Карельского кратона) // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики: Мат-лы IV конф., посв. 90-летию со дня рождения заслуж. проф. МГУ Л. Л. Перчука. Черногородка, 2023. С. 45.

Bhadra S., Bhattacharya A. The barometer tremolite + tschermakite + 2 albite = 2 pargasite + 8 quartz: constraints from experimental data at unit silica activity, with application to garnet-free natural assemblages // *Am. Mineral.* 2007. Vol. 92(4). P. 491–502. doi: 10.2138/am.2007.2067

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. Vol. 116(4). P. 433–447. doi: 10.1007/BF00310910

Warr L. N. IMA-CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. Vol. 85. P. 291–320. doi: 10.1180/mgm.2021.43

Wood B. J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. Vol. 42(2). P. 109–124.

References

Bhadra S., Bhattacharya A. The barometer tremolite + tschermakite + 2 albite = 2 pargasite + 8 quartz: constraints from experimental data at unit silica activity, with application to garnet-free natural assemblages. *Am. Mineral.* 2007;92(4):491–502. doi: 10.2138/am.2007.2067

Glebovitsky V. A. (ed.). Early Precambrian of the Baltic Shield. St. Petersburg: Nauka; 2005. 711 p. (In Russ.)

Gor'kovets V. Ya., Sharov N. V. (eds). Kostomuksha ore district: geology, deep structure, and metallogeny. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2015; 322 p. (In Russ.)

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994;116(4):433–447. doi: 10.1007/BF00310910

Korol' N. E. Late isofacies recrystallization processes in granulite-enderbite-charnockite complexes in Karelia. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and*

Useful Minerals of Karelia. Iss. 14. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2011. P. 8–32. (In Russ.)

Kulikov V. S., Svetov S. A., Slabunov A. I., Kulikova V. V., Polin A. K., Golubev A. I., Gor'kovets V. Ya., Ivashchenko V. I., Gogolev M. A. Geological map of Southeastern Fennoscandia (scale 1:750 000): a new approach to map compilation. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2017;2:3–41. (In Russ.). doi: 10.17076/geo444

Myskova T. A., Milkevich R. I., Lvov P. A., Zhitnikova I. A. Neoarchean volcanites of the Khedozero-Bolshozero greenstone structure (Central Karelia): composition, age, and tectonic setting. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2020;28(2):107–134. doi: 10.1134/S0869593820020045

Samsonov A. V., Berzin R. G., Zamozhnyaya N. G., Shchipanskii A. A., Bibikova E. V., Kirnozova T. I., Konilov A. N. Formation of the Early Precambrian crust of North-Western Karelia, the Baltic Shield: results of geological, petrological, and deep seismic (profile 4B) studies. The deep structure and evolution of the Earth's crust of the eastern part of the Fennoscandian Shield: the Kem – Kalevala profile. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2001. P. 109–143. (In Russ.)

Simakov S. K., Dolivo-Dobrovolskiy D. V. The PTQuick computer program. Version 1.4. 2009. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptquick> (accessed: 07.07.2025).

Slabunov A. I., Maksimov O. A., Sibelev O. S. The Neoarchean suprasubduction system (on the example of the Kostomuksha and Voknavolok structures of the Karelian Craton). *V kil'vatere bol'shogo korablya: sovremennye problemy magmatizma, metamorfizma i geodinamiki: Materialy IV konf., posv. 90-letiyu so dnya*

rozheniya zaslužennogo prof. MGU L. L. Perchuka = In the wake of a large ship: modern problems of magmatism, metamorphism and geodynamics: Proceedings of the IV conf. dedicated to the 90th anniversary of the birth of L. L. Perchuk, Professor Emeritus of Moscow State University. Chernogolovka; 2023. P. 45. (In Russ.)

Slabunov A. I., Nesterova N. S., Egorov A. V., Kuleshevich L. V., Kevlich V. I. Age of the Archean strata with banded iron formation in the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Fennoscandian Shield: constraints on the geochemistry and geochronology of zircons. *Geochemistry International*. 2021;59(4):341–356. doi: 10.1134/S0016702921040066

Slabunov A. I., Medvedev P. V., Nesterova N. S., Mudruk S. V., Maksimov O. A., Kervinen A. V., Isachenko A. A. Report of the Russian Science Foundation 'Geodynamic settings of the Early Earth and Archean banded ferruginous quartzites' (final) no. 22-17-00026. Petrozavodsk; 2024. (In Russ.)

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Korol' N. E., Sibelev O. S., Berezhnaya N. G., Larionov A. N. Archean granulite complexes of the Karelian Craton: petrology, geochronology, geodynamics. *Petrografiya magmaticheskikh i metamorficheskikh gornyx porod: Materialy XII Vserossiiskogo petrograficheskogo soveshchaniya = Petrography of igneous and metamorphic rocks: Proceedings of the XII All-Russian petrographic conf.* Petrozavodsk: KarRC RAS; 2015. P. 503–506. (In Russ.)

Warr L. N. IMA-CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.* 2021;85:291–320. doi: 10.1180/mgm.2021.43

Wood B. J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973; 42(2):109–124.

Поступила в редакцию / received: 28.07.2025; принята к публикации / accepted: 23.12.2025.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Максимов Олег Александрович

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник лаборатории геологии и геодинамики докембрия

e-mail: olemaximov@mail.ru

Лезжов Арсений Михайлович

аспирант, старший лаборант лаборатории геологии и геодинамики докембрия

e-mail: olemaximov@mail.ru

Слабунув Александр Иванович

д-р геол.-мин. наук, главный научный сотрудник, руководитель лаборатории геологии и геодинамики докембрия

e-mail: slabunov@krc.karelia.ru

Сибелев Олег Станиславович

канд. геол.-мин. наук, научный сотрудник лаборатории геологии и геодинамики докембрия

e-mail: sibelev@krc.karelia.ru

CONTRIBUTORS:

Maksimov, Oleg

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher

Lezzhov, Arseniy

Doctoral Student, Senior Laboratory Technician

Slabunov, Alexander

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory, Chief Researcher

Sibelev, Oleg

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher

УДК 550.42+551.2.03 (470.5)

ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В ДОКЕМБРИЙСКОЙ ИСТОРИИ ПРИПОЛЯРНОУРАЛЬСКОГО ЛИТОСФЕРНОГО СЕГМЕНТА

А. М. Пыстин*, Ю. И. Пыстина

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, Республика Коми, Россия, 167982), *pystin.48@mail.ru

В докембрийском разрезе Ляпинского мегантиклинория на Приполярном Урале широко представлены гранитоиды: выделяется более 20 относительно крупных массивов и большое количество мелких тел. Степень их изученности выше, чем в других районах северной части Урала, однако вопросы типизации этих пород остаются нерешенными. Вплоть до 90-х годов прошлого столетия расчленение и корреляция гранитоидов рассматриваемого района в основном базировались на геологической позиции гранитоидных массивов. Выделялись раннепротерозойские, позднерифейско-кембрийские и позднепалеозойские гранитоидные комплексы. С получением в последние 30 лет изотопных геохронологических данных определился основной возрастной интервал проявления процессов гранитогенеза: 640–490 млн лет назад. Это послужило основанием для многих исследователей рассматривать все приполярноуральские гранитоиды в рамках одного позднерифейско-кембрийского сальнеро-маньхамбовского комплекса. В статье обоснована ошибочность такой точки зрения. На основе анализа геологической позиции гранитоидных массивов, петрогеохимических особенностей и метаморфизма слагающих их пород, а также результатов изотопного датирования гранитоидов реконструирован длительный и сложный процесс гранитообразования в докембрийской истории Приполярноуральского литосферного сегмента. Показано, что кристаллизация гранитоидов S-типа, ассоциирующихся с высокотемпературными метаморфическими породами, связана с коллизионными процессами при формировании нижнепротерозойского кристаллического основания. В позднем рифее с процессами рифтогенеза, знаменующими начало протоуральско-тиманского тектогенеза, произошло образование гранитоидов А-типа кожимского комплекса, а на субдукционном этапе в раннем венде – гранитоидов I-типа водораздельного комплекса с надсубдукционными характеристиками. Наиболее масштабно процессы гранитообразования проявились в венде и раннем кембрии на коллизионном и постколлизионном этапах развития протоуральско-тиманид, которые привели к образованию гранитоидов I- и А-типов двухфазного сальнеро-маньхамбовского комплекса.

Ключевые слова: Приполярный Урал; Ляпинский мегантиклинорий; докембрий; гранитоидный комплекс; U-Pb-возраст

Для цитирования: Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Гранитообразование в докембрийской истории Приполярноуральского литосферного сегмента // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 129–133. doi: 10.17076/geo2172

Финансирование. Работа выполнена в рамках темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН № 122040600012-2.

A. M. Pystin*, Yu. I. Pystina. GRANITE FORMATION IN THE PRECAMBRIAN HISTORY OF THE SUBPOLAR URALS LITHOSPHERIC SEGMENT

*Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch, Russian Academy of Sciences (54 Pervomayskaya St., 167982 Syktyvkar, Komi, Russia), *pystin.48@mail.ru*

Granitoids are widely represented in the Precambrian section of the Lyapinsky Meganticlinorium in the Subpolar Urals: over 20 relatively large massifs and numerous smaller bodies are distinguished. They have been more thoroughly studied than other areas of the northern Urals, but the issues of typification of these rocks remain unresolved. Until the 1990s, the subdivision and correlation of granitoids in this region were primarily based on the geological position of the granitoid massifs. Early Proterozoic, Late Riphean-Cambrian, and Late Paleozoic granitoid complexes were distinguished. With the acquisition of isotope geochronological data over the past 30 years, the main age interval for granitogenesis has been determined as 640–490 Ma BP. This has prompted many researchers to consider all Subpolar Ural granitoids as part of a single Late Riphean-Cambrian Salnero-Manhambo complex. This article substantiates the fallacy of this viewpoint. Based on an analysis of the geological position of granitoid massifs, the petrogeochemical characteristics and metamorphism of their constituent rocks, as well as the results of isotopic dating of granitoids, a long and complex process of granite formation in the Precambrian history of the Polar Ural lithospheric segment is reconstructed. It is shown that the crystallization of S-type granitoids associated with high-temperature metamorphic rocks is related to collisional processes during the formation of the Lower Proterozoic crystalline basement. In the Late Riphean, with rifting processes marking the beginning of the Protouralide-Timanide tectogenesis, there formed A-type granitoids of the Kozhimsky complex, and during the subduction stage in the Early Vendian, I-type granitoids of the Vodorazdelny complex with supra-subduction characteristics formed. The most extensive granite formation processes occurred in the Vendian and Early Cambrian, during the collisional and post-collisional stages of the Protouralide-Timanide development, which led to the formation of I- and A-type granitoids of the two-phase Salnero-Manhambovsky complex.

Keywords: Subpolar Urals; Lyapinsky Meganticlinorium; Precambrian; granitoid complex; U-Pb age

For citation: Pystin A. M., Pystina Yu. I. Granite formation in the Precambrian history of the subpolar Urals lithospheric segment. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 129–133. doi: 10.17076/geo2172

Funding. The studies were carried out under state assignment to the Institute of Geology of the Komi Science Centre UB RAS, research theme #122040600012-2.

На Приполярном Урале в пределах Ляпинского мегантиклинория вскрывается наиболее полный разрез докембрия для всего Тимано-Североуральского региона. Характерной чертой геологического строения этой части Урала является широкое проявление гранитоидного магматизма (рис.). Схемы расчленения и корреляции гранитоидов рассматриваемого района вплоть до середины 90-х годов прошлого столетия в основном базировались на геологической позиции гранитоидных массивов. Выделялись раннепротерозойские, позднерифейско-кембрийские и позднепалеозойские гранитоидные комплексы. С получением в последние 30 лет изотопных геохронологических данных определился основной возрастной интервал проявления процессов гранитогенеза: 640–490 млн лет назад. Это дает основание

для многих исследователей рассматривать все приполярноуральские гранитоиды в рамках одного позднерифейско-кембрийского салнеро-маньямбовского комплекса. При этом не исключается, что в составе названного комплекса могут быть выделены отдельные популяции гранитоидов, различающиеся по возрасту и тектоническим условиям образования.

Однако многочисленные указания на наличие в гранитоидах магматических цирконов ранне-средне-рифейского и даже раннепротерозойского возрастов могут указывать на то, что массовое гранитообразование в конце позднего докембрия и в начале палеозоя и сопутствующие процессы метаморфизма могли «затушевать» более ранние эпизоды магматической активности при формировании Приполярноуральского литосферного сегмента.

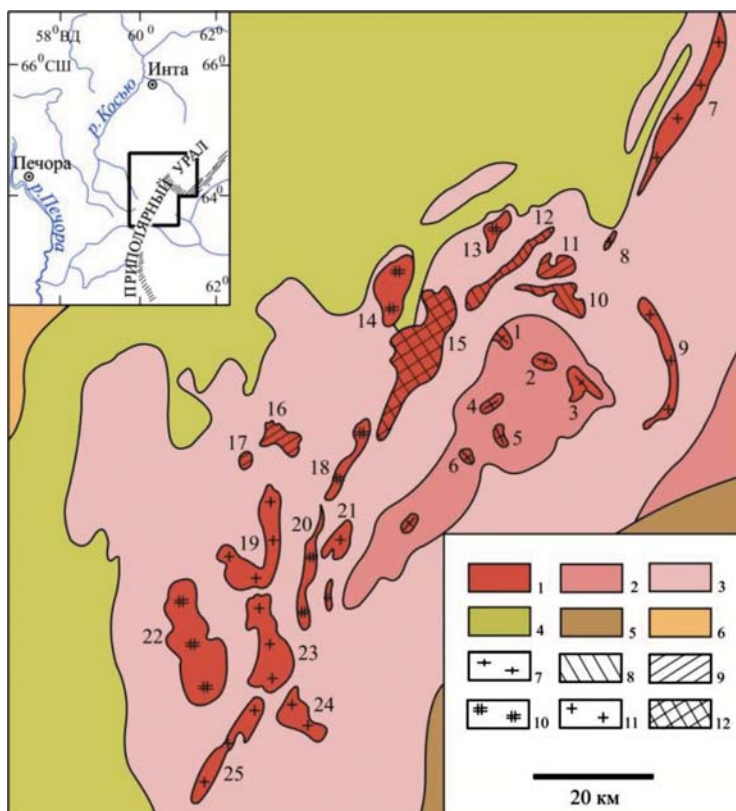


Схема размещения гранитоидных массивов в северной части Ляпинского мегантиклинория (Приполярный Урал):

1 – гранитоиды, 2 – метаморфические комплексы (PR.), 3 – вулканогенно-осадочные комплексы Центрально-Уральской мегазоны (RF₃-V), 4 – палеозойские осадочные комплексы Западно-Уральской мегазоны, 5 – палеозойские вулканогенно-осадочные и офиолитовые комплексы Восточно-Уральской мегазоны, 6 – пермь-триасовые комплексы чехла Восточно-Европейской платформы, 7–12 – гранитоидные комплексы: 7 – николайшорский, 8 – кожжимский, 9 – водораздельный, 10 – сальнеро-маньхамбовский (первая фаза), 11 – сальнеро-маньхамбовский (вторая фаза), 12 – сальнеро-маньхамбовский (нерасчлененный). Массивы гранитоидов: 1 – Николайшорский, 2 – Амбаршорский, 3 – Хальмерьюский, 4 – Мансаранизский, 5 – Свободненский, 6 – Лавкашорский, 7 – Лемвинский, 8 – Бадьяюский и Яротский, 9 – Тынаготский, 10 – Кожжимский, 11 – Кузьпуаюский, 12 – Хаталамба-Лапчинский, 13 – Лапчавожский, 14 – Малдинский, 15 – Народнинский, 16 – Вангырский, 17 – Водораздельный, 18 – Маньхобеюский, Городкова, 19 – Неройско-Патокский, 20 – Сальнерский, 21 – Няртинский, 22 – Малопатокский, 23 – Торговский, Кефталыкский, 24 – Хартесский, 25 – Кулемшорский. На рисунке не показаны два массива в южной части Ляпинского мегантиклинория: Ильяизский и Маньхамбовский, которые находятся южнее нижней границы схемы в 80 и 100 км соответственно

Scheme of distribution of granitoid massifs in the northern part of the Lyapinsky Meganticlinorium (Subpolar Urals):

1 – granitoids, 2 – metamorphic complexes (PR.), 3 – volcanogenic-sedimentary complexes of the Central Ural megazone (RF₃-V), 4 – Paleozoic sedimentary complexes of the West Ural megazone, 5 – Paleozoic volcanogenic-sedimentary and ophiolite complexes of the East Ural megazone, 6 – Permian-Triassic complexes of the cover of the East European platform. 7–12 – granitoid complexes: 7 – Nikolayshorsky, 8 – Kozhimsky, 9 – Vodorazdelny, 10 – Salnero-Manhambovsky (first phase), 11 – Salnero-Manhambovsky (second phase), 12 – Salnero-Manhambovsky (undivided). Granitoid massifs: 1 – Nikolaishorsky, 2 – Ambarshorsky, 3 – Kholmeryusky, 4 – Mansaranizsky, 5 – Svobodnensky, 6 – Lavkashorsky, 7 – Lemvinsky, 8 – Badyayusky and Yarotsky, 9 – Tyngotsky, 10 – Kozhimsky, 11 – Kuzpuyusky, 12 – Khatalamba-Lapchinsky, 13 – Lapchavozhsky, 14 – Maldinsky, 15 – Narodninsky, 16 – Vangyrsky, 17 – Vodorazdelny, 18 – Mankhobeyusky, Gorodkova, 19 – Neroysko-Patoksky, 20 – Salnersky, 21 – Nyartinsky, 22 – Malopatoksky, 23 – Torgovskiy, Keftalyksky, 24 – Khartessky, 25 – Kulemshorsky. The figure does not show two massifs in the southern part of the Lyapinsky Meganticlinorium: Ilyazsky and Mankhambovsky, which are located south of the lower boundary of the scheme at 80 and 100 km, respectively

Так, на наш взгляд, представляется вполне обоснованным выделение гранитоидов раннепротерозойского возраста, которые традиционно объединяются в николайшорский комплекс. К ним относятся небольшие автохтонные и параавтохтонные массивы (Николайшорский, Амбаршорский, Хальмерьюский и др.), сложенные гнейсовидными гранитами S-типа. Они залегают среди мигматизированных гнейсов и амфиболитов няртинского метаморфического комплекса раннепротерозойского возраста. U-Pb и Pb-Pb датировки зерен циркона в мигматизированных гнейсах и мигматитах, по нашим данным, характеризуются широким интервалом значений: 1950–634 млн лет.

Изофаціальность и тесная пространственная связь гранитогнейсов николайшорского массива с вмещающими метаморфическими

породами предполагает комплементарность ранних процессов высокотемпературного метаморфизма пород и ранних этапов гранитообразования. Учитывая время проявления раннего этапа метаморфизма пород николайшорского метаморфического комплекса, достигающего высоких ступеней амфиболитовой фации – 2127 ± 31 млн лет [Пыстин, Пыстина, 2019], нижняя возрастная граница формирования рассматриваемых гранитоидов может превышать 1950 млн лет и требует уточнения.

Другая возрастная популяция гранитоидов, сформировавшаяся ранее сальнеро-маньхамбовского комплекса, была выделена Б. А. Голдиным с соавт. [1999, ссылки в работе] в среднерифейскую кожжимскую гранит-риолитовую формацию (Кожжимский и Хаталамба-Лапчинский массивы). Основанием послужило то, что

гранитоиды залегают среди отложений нижней части верхнедокембрийского разреза (в пуйвинской свите) и ассоциируются с кислыми вулканитами. Гранитоиды по петрогеохимическим характеристикам относятся к А-типу с признаками плюм-зависимых образований. С учетом новых данных, свидетельствующих о позднерифейском возрасте пуйвинской свиты [Пыстин, Пыстина, 2019], с которой ассоциируют гранитоиды и кислые вулканиты кожимского комплекса (формации по Б. А. Голдину), их возраст следует считать позднерифейским.

Еще один ряд гранитоидных массивов, которые могут быть выделены в самостоятельную возрастную группу, предшествующую формированию сальнеро-маньхамбовского комплекса, недавно предварительно обозначен Ю. Г. Шардаковой и др. [2023]. К ним отнесены массивы, сложенные породами, близкими к I-гранитам и имеющими геохимические параметры надсубдукционных образований (отрицательные аномалии Nb, Ti, Zr и др.), – Водораздельный и Вангырский. Возраст гранитоидов – около 600 млн лет. Комплекс может быть назван «Водораздельным» по названию наиболее хорошо изученного массива.

В составе собственно сальнеро-маньхамбовского комплекса большинством исследователей выделяется две фазы: первая представлена преимущественно гранитами и гранодиоритами с петрогеохимическими характеристиками I-типа (Малдинский, Лапчавожский, Малопатокский и Ильяизский массивы), вторая – преимущественно лейкократовыми гранитами, гранитами, умереннощелочными лейкогранитами с петрогеохимическими характеристиками А-типа (Лемвинский, Тынаготский, Хартесский и другие массивы). Гранитоиды как первой, так и второй фазы выделяются также в составе полифазных массивов Маньхамбовского и Народнинского. Имеющиеся геохронологические данные по гранитоидам первой фазы из разных массивов сопоставимы. Изотопный U-Pb-возраст циркона составляет 558–548 млн лет [Удoratина и др., 2022, ссылки в работе]. Имеющиеся изотопные U-Pb-датировки цирконов из гранитоидов второй фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса относятся частично к позднему венду и в основном к раннему кембрию. Преобладают датировки в интервале 527–507 млн лет.

Таким образом, эволюция гранитообразования в докембрийской и частично раннекембрийской истории Приполярноуральского литосферного сегмента выглядит следующим образом. Кристаллизация наиболее ранних гранитоидов S-типа, ассоциирующихся

с высокотемпературными метаморфическими породами, связана с коллизионными процессами при формировании нижнепротерозойского кристаллического основания. Они выделяются в раннепротерозойский николайшорский комплекс (около 1,95 млрд лет). В течение раннего и среднего рифея Приполярноуральский литосферный сегмент, по крайней мере в его верхнекоревой части, был амагматичен. В позднем рифее с процессами рифтогенеза, приведшими к заложению Тиманской пассивной окраины, и, возможно, с плюмовой активностью связано формирование гранитоидов А-типа позднерифейского кожимского комплекса. Со следующим этапом гранитообразования связано образование гранитоидов I-типа водораздельного комплекса с надсубдукционными характеристиками. Возраст пород около 600 млн лет. Наиболее масштабно процессы гранитообразования последовательно проявились в венде и раннем кембрии на коллизионном и постколлизионном этапах развития протуралид-тиманид. На границе раннего и позднего венда произошло внедрение гранитоидов I-типа первой фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса, в конце венда и раннем кембрии – гранитоидов А-типа второй фазы названного комплекса.

Литература

Голдин Б. А., Калинин Е. П., Пучков В. Н. Магматические формации западного склона севера Урала и их минерагения. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1999. 214 с.

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // Труды Карельского научного центра РАН. 2019. № 2. С. 34–52. doi: 10.17076/geo904

Удoratина О. В., Куликова К. В., Шуйский А. С., Соболева А. А., Андреичев В. Л., Голубева И. И., Капитанова В. А. Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022. 120 с.

Шардакова Г. Ю., Волчек Е. Н., Червяковский В. С., Червяковская М. В., Холоднов В. В. Гранитный массив Водораздельный (Приполярный Урал) и проблемы корреляции доордовикских гранитоидов и вулканитов северной части Ляпинского антиклинория // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2023. Т. 31, № 3. С. 3–31. doi: 10.31857/S0869592X23030079

References

Goldin B. A., Kalinin E. P., Puchkov V. N. Igneous formations of the western slope of the northern Urals and their minerageny. Syktyvkar: Komi NTs URO RAN; 1999. 214 p. (In Russ.)

Pystin A. M., Pystina Yu. I. The Precambrian in the Sub-Polar Urals: the chronostratigraphic aspect.

Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS. (In Russ.). 2019;2:34–52. doi: 10.17076/geo904

Shardakova G. Yu., Volchek E. N., Chervyakovskii V. S., Chervyakovskaya M. V., Kholodnov V. V. Vodorozdelny granite massif (Subpolar Urals) and correlation problems of the pre-Ordovician granitoids and volcanics rocks from the northern part of the Lyapinsky anticli-

Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya = Stratigraphy. Geological correlation. 2023;31(3):3–31. (In Russ.). doi: 10.31857/S0869592X23030079

Udoratina O. V., Kulikova K. V., Shuiskii A. S., Soboleva A. A., Andreichev V. L., Golubeva I. I., Kapitanova V. A. Granitoids of the Northern Urals: geochronology, evolution, sources. Syktyvkar: IG Komi NTS URO RAN; 2022. 120 p. (In Russ.)

*Поступила в редакцию / received: 30.07.2025; принята к публикации / accepted: 23.12.2025.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.*

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Пыстин Александр Михайлович

д-р геол.-мин. наук, профессор,
главный научный сотрудник

e-mail: pystin.48@mail.ru

Пыстина Юлия Ивановна

д-р геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник

e-mail: yuliya_pystina@mail.ru

CONTRIBUTORS:

Pystin, Alexander

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor,
Chief Researcher

Pystina, Yulia

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

УДК 550.84.094

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ИСТОЧНИКОВ РАСПЛАВОВ ДЛЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОРОВЫХ АДАКИТОВ САРМАТИИ

К. А. Савко^{1,2*}, А. В. Самсонов¹, С. В. Цыбуляев², Е. Х. Кориш²

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
(Старомонетный пер., 35, Москва, Россия, 119017), *ksavko@geol.vsu.ru

² Воронежский государственный университет (Университетская пл., 1, Воронеж,
Россия, 394018)

Получены первые данные по возрасту, элементной и изотопной геохимии для С-адакитов Сарматии в пределах Тимского и Воронцовского террейнов с архейским континентальным и палеопротерозойским океаническим типами коры соответственно. В Тимском задуговом бассейне субвулканические тела риолитов с адакитовыми геохимическими характеристиками имеют возраст около 2,05 млрд лет. Они являются метаглиноземистыми и железистыми, с повышенным количеством щелочей и преобладанием K_2O над Na_2O . В Воронцовском террейне субвулканические тела дацитовых и риолитовых порфиров имеют возраст около 2,07 млрд лет, представляют собой железистые метаглиноземистые породы щелочно-известковой серии. Натровая специализация, низкие концентрации Mg, Cr, Ni, несовместимых элементов с резким фракционированием REE и отсутствием Eu^* -аномалий, высокие значения отношения Sr/Y и особенно (Gd/Yb)_n, а также радиогенный изотопный состав Nd предполагают ювенильный базитовый источник кислых расплавов. Палеопротерозойские коровые адакиты Сарматии образовались при распаде коллизионного орогена из очагов плавления в основании коры (> 60 км) в равновесии с гранатсодержащим реститом. Калиевые риолиты с адакитовыми характеристиками в Тимском террейне образовались так же, как и натровые риолиты и дациты в Воронцовском террейне, – при распаде единого коллизионного орогена из очагов плавления в основании коры при высоких давлениях в равновесии с гранатсодержащим реститом. Однако они контрастно отличаются по геохимии и изотопии Nd в зависимости от источника – архейская континентальная кора в Тимском террейне с преобладанием ТТГ и палеопротерозойская базитовая океаническая в Воронцовском.

Ключевые слова: коровые адакиты; Сарматия; архей; палеопротерозой; источники расплавов

Для цитирования: Савко К. А., Самсонов А. В., Цыбуляев С. В., Кориш Е. Х. Геохимические и изотопные индикаторы источников расплавов для палеопротерозойских коровых адакитов Сарматии // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 134–137. doi: 10.17076/geo2201

**K. A. Savko^{1,2*}, A. V. Samsonov¹, S. V. Tsybulyaev², E. H. Korish².
GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC INDICATORS OF MELT SOURCES FOR
PALEOPROTEROZOIC CRUSTAL ADAKITES OF SARMATIA**

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences (35 Staromonetnyi Per., 119017 Moscow, Russia),
ksavko@geol.vsu.ru

²*Voronezh State University (1 Universitetskaya Sq., 394018 Voronezh, Russia)*

We have obtained the first data on the age, elemental and isotopic geochemistry for C-adakites of Sarmatia within the Tim and Vorontsovka terranes with the Archean continental and Paleoproterozoic oceanic crust types, respectively. In the Tim back-arc basin, subvolcanic bodies of rhyolites with adakitic geochemical characteristics have an age of ~2.05 Ga. They are metaluminous and ferruginous, with an elevated amount of alkalis and a predominance of K₂O over Na₂O. In the Vorontsovka terrane, dacite and rhyolite porphyries have an age of about 2.07 Ga. They are ferruginous, metaluminous rocks of the calcic-alkaline series. The Na specialization, low concentrations of Mg, Cr, Ni, and incompatible elements with high REE fractionation and absence of Eu* anomalies, high Sr/Y and especially (Gd/Yb)_n ratios, and radiogenic Nd isotope composition suggest a juvenile basite source of the felsic melts. Paleoproterozoic Sarmatian crustal adakites were derived by the breakup of a collisional orogen from melting centers in the lower crust (> 60 km) in equilibrium with garnet-bearing restite. K-rhyolites with adakitic characteristics in the Tim terrane were derived in the same way as Na-rhyolites and dacites in the Vorontsovka terrane, through the breakup of a single collisional orogen from melting centers in the lower crust under high pressure in equilibrium with garnet. However, they differ sharply in geochemistry and Nd isotope composition depending on the source – the Archean continental crust of the TTG-predominated Tim terrane and the Paleoproterozoic basite oceanic crust in the Vorontsovka terrane.

Keywords: C-adakite; Sarmatia; Archean; Paleoproterozoic; melt sources

For citation: Savko K. A., Samsonov A. V., Tsybulyaev S. V., Korish E. Kh. Geochemical and isotopic indicators of melt sources for Paleoproterozoic crustal adakites of Sarmatia. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 134–137. doi: 10.17076/geo2201

В континентальных обстановках обнаружены кислые вулканы, близкие к адакитам, которые предположительно являются продуктами плавления мафитов при высоких давлениях [Ma et al., 2015]. Таким образом, они служат индикатором увеличения мощности или обрушения нижней коры и образования магматических очагов на глубинах более 50 км. Такие выводы основаны на экспериментах и моделировании выплавления адакитов из источника, близкого к MORB [Rapp, Watson, 1995; Hastie et al., 2016]. Однако калиевые адакиты с низкорadioгенным составом Nd имеют источник, отличающийся от MORB. Состав источника оказывает глубокое влияние на геохимию континентальных адакитов, что ярко проявлено в палеопротерозойских кислых вулканах Сарматии.

Недавно предложена геодинамическая модель для крупной кислой изверженной провинции Сарматии с возрастом 2,08–2,07 млрд лет, в основу которой положен механизм пологой субдукции [Савко и др., 2024а]. Причиной объемного магматизма в Тимском террейне

Курского архейского блока, Лосевском, Донском и Воронцовском террейнах Волго-Донского орогена мог быть подъем астеносферной мантии при разрушении пододвинутой океанической плиты в результате пологой субдукции, что привело к внутрикоровому плавлению в верхней плите, состоящей из разновозрастных фрагментов архейской и палеопротерозойской коры. В интервале 2,07–2,05 млрд лет в результате коллизии при движении палеопротерозойской океанической плиты со стороны Волго-Донского орогена под архейскую континентальную кору Курского блока произошло увеличение мощности коры. Повышенный тепловой поток вызвал плавление в основании коры, состоящей из спаянных в результате недавней субдукции фрагментов архейской континентальной (ТТГ) и палеопротерозойской океанической коры. Очаги плавления в основании коры на глубинах 60–70 км могли служить источниками расплавов для коровых адакитов. Нами получены первые данные по возрасту, составу и изотопной геохимии для

коровых адакитов Тимского и Воронцовского террейнов с архейской континентальной и палеопротерозойской океанической типами коры соответственно.

Воронцовский террейн. Субвулканические тела дацитовых и риолитовых порфиров с возрастом ~2069 млн лет прорывают метатерригенные флишоидные толщи воронцовской серии [Савко и др., 2024б]. Они являются железистыми, метаглиноземистыми породами щелочно-известковой серии. Натровая специализация, низкие концентрации Mg, Cr, Ni, несовместимых элементов с резким фракционированием REE и отсутствием Eu^* -аномалий, высокие значения отношения $\text{Sr}/\text{Y} = 83\text{--}150$ и особенно $(\text{Gd}/\text{Yb})_n > 10$, а также радиогенный изотопный состав Nd ($\epsilon\text{Nd}(2069) = 2,6$) предполагают ювенильный базитовый источник кислых расплавов. Необходимые условия могли быть реализованы при частичном плавлении деплетированных базитов N-MORB типа в равновесии с эклогитовым реститом. В контексте эволюции литосферы Волго-Донского орогена мы полагаем, что они сформировались при частичном плавлении нижних горизонтов (> 60 км) палеопротерозойской эклогитизированной океанической коры сильно увеличенной мощности в результате предшествующих коллизионных процессов. Изменения составов от дацитов к риолитам могут быть связаны с кристаллизационной дифференциацией.

Тимский террейн. В Тимском задуговом бассейне встречены субвулканические тела риолитов с адакитовыми геохимическими характеристиками, прорывающие углеродистые сланцы тимской свиты. Их возраст около 2,05 млрд лет. Риолиты метаглиноземистые и железистые ($X_{\text{Mg}} = 0,05\text{--}0,21$), с повышенным количеством щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7,7\text{--}9,8\%$) и преобладанием K_2O над Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,0\text{--}2,0$). Имеют низкие содержания совместимых (Cr, Ni, Sc и V), литофильных (Ba и Sr), высокозарядных (Y, Zr) и редкоземельных ($\Sigma\text{REE} < 100$ ppm) элементов, высокие – Ga ($10000\text{Ga}/\text{Al} > 2,6$) и Nb. Наиболее яркой чертой риолитов является аномальное фракционирование LREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 78\text{--}211$) и HREE ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 14\text{--}36$) и отрицательные Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,43\text{--}0,61$). Они имеют широкие вариации изотопного состава Nd ($\epsilon\text{Nd}(T) = -10,0$ до $+2,6$) и модельных возрастов – от архейских до палеопротерозойских. Сочетание высокого содержания SiO_2 и Ga, низкого Zr и значений отношения $\text{Zr}/\text{Hf} = 21\text{--}29$ указывает на сильное фракционирование расплавов [Breiter et al., 2014]. Тем не менее такие параметры, как изотопный состав Nd и аномальное обеднение

тяжелыми РЗЭ, не могли быть «сдвинуты» при фракционировании первичных магм [Wu et al., 2017] и служат важными индикаторами для определения их источников.

Такие признаки предполагают неоднородные по составу и возрасту источники риолитов в нижней коре увеличенной мощности (≥ 60 км) в равновесии с гранатом и последующей интенсивной дифференциацией в малоглубинных условиях, что сближает их с нижнекоровыми адакитами (C-adakite) [Xiao, Clemens, 2007; Лучицкая, 2022]. Так же как и коровые адакиты, они имеют невысокое содержание Sr. В источнике преобладал архейский коровый компонент, что подтверждается присутствием унаследованного архейского циркона, но присутствовал и ювенильный палеопротерозойский субдукционный материал, что дополняет картину возрастной гетерогенности литосферы Тимского террейна. Учитывая, что высококалиевые риолиты невозможно получить при частичном плавлении базитов даже при давлении в нижней коре увеличенной мощности [Rapp, Watson, 1995], скорее всего, архейские ТТГ доминировали в коровом источнике, а в промежуточных очагах происходило их фракционирование.

Таким образом, риолиты с адакитовыми характеристиками в Тимском террейне образовались так же, как и риолиты и дациты в Воронцовском террейне, – при распаде единого коллизионного орогена в результате плавления в основании коры при высоких давлениях в равновесии с гранатсодержащим реститом. Однако они имеют контрастную геохимию и изотопный состав Nd, что обусловлено различными источниками расплавов. В Воронцовском террейне они отвечали палеопротерозойским базитам типа N-MORB, а в Тимском преобладали архейские ТТГ.

Литература

- Лучицкая М. В. Адакитовый магматизм – состав, петрогенезис, геодинамическая обстановка и аспект применения термина «адакит» // Геотектоника. 2022. № 4. С. 92–128. doi: 10.31857/S0016853X22040051
- Савко К. А., Самсонов А. В., Кориш Е. Х., Базиков Н. С., Ларионов А. Н. Палеопротерозойские дайки дацитов Воронцовского террейна Волго-Донского орогена: геохимия, возраст и петрогенезис // Петрология. 2024б. Т. 32, № 2. С. 139–153. doi: 10.31857/S0869590324020018
- Савко К. А., Самсонов А. В., Кориш Е. Х., Ларионов А. Н., Сальникова Е. Б., Иванова А. А., Базиков Н. С., Цыбуляев С. В., Червяковская М. В. Гранитоидные интрузии на краю Курского блока как часть палеопротерозойской кислой крупной изверженной провинции восточной Сарматии // Петрология.

2024a. T. 32, № 6. C. 647–678. doi: 10.31857/S0869590324060018

Breiter K., Lamarão C. N., Borges R. M., Dall’Agnol R. Chemical characteristics of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites // *Lithos*. 2014. Vol. 192–195. P. 208–225. doi: 10.1016/j.lithos.2014.02.004

Hastie A. R., Fitton J. G., Bromiley G. D., Butler I. B., Odling N. W. A. The origin of Earth’s first continents and the onset of plate tectonics // *Geology*. 2016. Vol. 44. P. 855–858. doi: 10.1130/G38226.1

Ma Q., Zheng J., Xu Y., Griffin W. L., Zhang R. Are continental “adakites” derived from thickened or foundered lower crust? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. Vol. 419. P. 125–133. doi: 10.1016/j.epsl.2015.02.036

Rapp R. P., Watson E. B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling // *J. Petrol.* 1995. Vol. 36. P. 891–931. doi: 10.1093/petrology/36.4.891

Wu F., Liu X., Ji W., Wang J., Yang L. Highly fractionated granites: Recognition and research // *Sci. China Earth Sci.* 2017. Vol. 60. P. 1201–1219. doi: 10.1007/s11430-016-5139-1

Xiao L., Clemens J. D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints // *Lithos*. 2007. Vol. 95. P. 399–414.

References

Breiter K., Lamarão C. N., Borges R. M., Dall’Agnol R. Chemical characteristics of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites. *Lithos*. 2014;192-195:208–225. doi: 10.1016/j.lithos.2014.02.004

Hastie A. R., Fitton J. G., Bromiley G. D., Butler I. B., Odling N. W. A. The origin of Earth’s first continents and the onset of plate tectonics. *Geology*. 2016;44: 855–858. doi: 10.1130/G38226.1

Luchitskaya M. V. The composition, petrogenesis, and geodynamic setting of adakite magmatism: an overview. *Geotectonics*. 2022;56(4):486–519. doi: 10.1134/S0016852122040057

Ma Q., Zheng J., Xu Y., Griffin W. L., Zhang R. Are continental “adakites” derived from thickened or foundered lower crust? *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015;419: 125–133. doi: 10.1016/j.epsl.2015.02.036

Rapp R. P., Watson E. B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *J. Petrol.* 1995;36: 891–931. doi: 10.1093/petrology/36.4.891

Savko K. A., Samsonov A. V., Korish E. Kh., Bazikov N. S., Larionov A. N. Paleoproterozoic dacite dykes of the Vorontsovka Terrane, Volga-Don Orogen: geochemistry, age, and petrogenesis. *Petrology*. 2024;32(2): 165–178. doi: 10.1134/S0869591124020073

Savko K. A., Samsonov A. V., Korish E. Kh., Larionov A. N., Salnikova E. B., Ivanova A. A., Bazikov N. S., Tsybulyaev S. V., Chervyakovskaya M. V. Granitoid intrusions at the periphery of Kursk Block as part of a Paleoproterozoic Silicic large igneous province in Eastern Sarmatia. *Petrology*. 2024;32(6):719–771. doi: 10.1134/S0869591124700218

Wu F., Liu X., Ji W., Wang J., Yang L. Highly fractionated granites: Recognition and research. *Sci. China Earth Sci.* 2017;60:1201–1219. doi: 10.1007/s11430-016-5139-1

Xiao L., Clemens J. D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints. *Lithos*. 2007;95:399–414.

Поступила в редакцию / received: 28.08.2025; принята к публикации / accepted: 02.09.2025.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Савко Константин Аркадьевич

д-р геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник
ИГЕМ РАН, профессор ВГУ

e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

Самсонов Александр Владимирович

чл.-корр. РАН, д-р геол.-мин. наук,
главный научный сотрудник

e-mail: samsonovigem@mail.ru

Цыбуляев Сергей Владимирович

преподаватель геологического факультета

e-mail: stsybulyaev@bk.ru

Кориш Екатерина Хафисовна

старший преподаватель геологического факультета

e-mail: korish_k@rambler.ru

CONTRIBUTORS:

Savko, Konstantin

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Professor

Samsonov, Alexander

RAS Corr. Fellow, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher

Tsybulyaev, Sergey

Lecturer

Korish, Ekaterina

Senior Lecturer

УДК 552.4+552.11

ДИССИПАТИВНЫЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ПОСОЛЬНЕНСКОГО МАССИВА ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

**А. Н. Семенов^{1*}, О. П. Полянский¹, С. В. Зиновьев¹, Н. В. Попов²,
А. Д. Ножкин¹**

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН им. В. С. Соболева (пр. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, Россия, 630090), *semenov@igm.nsc.ru

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН (пр. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, Россия, 630090)

Представлены результаты 3D численного термомеханического моделирования процессов формирования докембрийского гранитоидного Посольненского массива, расположенного в пределах Ангаро-Канского блока Южно-Енисейского кряжа. Геологические и геохронологические данные (U-Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar) свидетельствуют о полихронной природе массива, включающей как древние (~1,8 млрд лет) гранитоиды, так и более молодые (~500 млн лет) субщелочные граниты и сиениты. На основе анализа структурно-геологических и геохимических особенностей выделены два основных этапа развития массива. Первый этап связан с формированием автохтонных гранитоидов за счет диссипативного нагрева в условиях интенсивных сдвиговых деформаций в Посольненско-Кузеевской тектонической зоне. Моделирование показало, что при скорости сдвига не менее 2 см/год и на глубинах свыше 35 км диссипация энергии деформации могла привести к локальному плавлению корового вещества, обеспечивая образование гранитных расплавов. Второй этап характеризуется внедрением высокотемпературных магм субщелочного состава, для генерации которых требовались температуры выше 800 °С, недостижимые при диссипативном нагреве. Основным источником тепла, вероятно, послужили мантийные магмы, внедренные при андерплейтинге. Таким образом, формирование Посольненского массива объясняется комбинацией коровых процессов, обусловленных вязкими деформациями, и мантийного теплового воздействия, что подчеркивает многопричинный характер гранитоидного магматизма в коллизионных поясах.

Ключевые слова: Посольненско-Кузеевская тектоническая зона; Южно-Енисейский кряж; вязкие деформации; U-Pb- и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-возраст; диссипация тепла

Для цитирования: Семенов А. Н., Полянский О. П., Зиновьев С. В., Попов Н. В., Ножкин А. Д. Диссипативный механизм формирования гранитоидов Посольненского массива Южно-Енисейского кряжа // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 138–142. doi: 10.17076/geo2174

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-77-20018-П и частично по государственному заданию ИГМ СО РАН FWZN-2026-0016 (отбор образцов), FWZN-2026-0018 (выделение цирконов), ИНГГ СО РАН FWZZ-2026-0042 (геологическая интерпретация).

**A. N. Semenov^{1*}, O. P. Polyansky¹, S. V. Zinoviev¹, N. V. Popov¹,
A. D. Nozhkin¹. DISSIPATIVE MECHANISM OF THE POSOLNENSKIY
GRANITOID MASSIF GENERATION, SOUTH YENISEY RIDGE**

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences (3 Acad. Koptuyug Ave., 630090, Novosibirsk, Russia), *semenov@igm.nsc.ru
² Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences (3 Acad. Koptuyug Ave., 630090, Novosibirsk, Russia)

This paper presents the results of 3D numerical thermomechanical modeling of formation processes of the Precambrian Posolnenskiy granitoid massif located within the Angara-Kansk block of the South Yenisey Ridge. Geological and geochronological data (U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar) indicate the polychronous nature of the massif, including both ancient (~1.8 Ga) granitoids and younger (~500 Ma) subalkaline granites and syenites. Based on an analysis of structural-geological and geochemical features, two main stages have been identified in the massif's evolution. The first stage is associated with the formation of autochthonous granitoids due to dissipative heating under shear deformation conditions in the Posolnenskiy-Kuzeevskiy tectonic zone. Modeling showed that at shear rates of at least 2 cm/yr and at depths greater than 35 km, the energy dissipation could have led to localized melting of crustal material, facilitating the formation of granitic melts. The second stage is characterized by the intrusion of high-temperature subalkaline magmas, the generation of which requires temperatures above 800 °C, unattainable through dissipative heating. Consequently, the likely primary heat source was mantle magmas injected during underplating. Thus, the formation of the Posolnenskiy Massif is explained by a combination of crustal processes driven by viscous deformations and mantle thermal influence, emphasizing the multifactorial nature of granitoid magmatism in collisional belts.

Keywords: Posolnenskiy-Kuzeevskiy tectonic zone; South Yenisey Ridge; viscous deformations; U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar age; dissipative heat

For citation: Semenov A. N., Polyansky O. P., Zinoviev S. V., Popov N. V., Nozhkin A. D. Dissipative mechanism of the Posolnenskiy granitoid massif generation, South Yenisey Ridge. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. doi: 10.17076/geo2174

Funding. The study was funded by the Russian Science Foundation grant #21-77-20018-P with co-funding provided under state assignments to the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS FWZN-2026-0016 (sampling), FWZN-2026-0018 (zircon isolation), and to the Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS FWZZ-2026-0042 (geological interpretation).

В немногочисленных исследованиях роли тепловыделения при деформациях и трении в природных системах вопрос об источнике тепла в сдвиговых зонах и коллизионных орогенах часто остается дискуссионным [Чиков и др., 1988; Polyansky et al., 2021 и ссылки в ней]. Результаты моделирования в сравнении с геологическими данными о степени метаморфизма и масштабе деформаций Приенисейской региональной сдвиговой зоны Северо-Енисейского кряжа показали, что для формирования метаморфических комплексов диссипативный нагрев являлся тепловым источником, однако условия плавления метапелитов в верхней коре не достигались [Polyansky et al., 2021].

Природным объектом, в котором предполагается роль процессов вязко-диссипативного нагрева вплоть до плавления, является

Посольненско-Кузеевская тектоническая зона Ангаро-Канского блока Южно-Енисейского кряжа. Один из гранитоидных массивов этой зоны – Посольненский – расположен в северной части Южно-Енисейского кряжа среди метаморфических толщ енисейского комплекса (рис. 1). Площадь выхода массива на дневную поверхность составляет около 120 кв. км. Вмещающие породы представлены двуслюдяными гнейсами исаевской толщи с прослоями амфиболитов.

Имеются следующие возрастные датировки пород, относящихся к Посольненскому массиву и составляющих его комплексов: 1) амфибол-биотитовый порфиробластический гнейсогранит $1789,8 \pm 8,9$ млн л. (циркон, SHRIMP-II), 2) из того же образца $544,2 \pm 7,6$ млн л. (амфибол, Ar–Ar) и $544,5 \pm 1,3$ млн л. (биотит, Ar–Ar) [Popov et al., 2020]; 3) субщелочной

гранит А-типа 511 ± 9 млн л. (циркон, U–Pb) и $485,6 \pm 4,6$ млн лет (биотит, Ar–Ar) [Vernikovskaya et al., 2004]. Различие в возрасте более 1 млрд лет и контрастный состав пород разных комплексов позволяет говорить о самостоятельных этапах формирования структуры массива и рассматривать его как полихронный [Porov et al., 2020]. Исходя из структурно-геологических и геохимических различий, причины магмообразования на разных этапах, очевидно, принципиально отличались.

В данной работе нами выполнено моделирование разных механизмов, отвечающих за самостоятельные стадии развития Посольненского массива. Рассматривались два механизма формирования гранитоидов: (1) за счет

диссипативного тепловыделения при трении в процессе деформаций в реологически неоднородной сдвиговой зоне вязко-пластического течения и бластомилонитизации; (2) механизм плавления корового вещества под воздействием высокотемпературной мантийной магмы, внедрившейся в область основания коры (андерплейтинга).

Результаты моделирования тепловыделения при трении в процессе деформаций показывают (рис. 2), что в случае диссипативного нагрева плавление могло происходить только на самых глубинных уровнях коры более 35 км и при высоких скоростях сдвига (не менее 2 см/год). Как следует из моделирования, нагрев локализован в области коры,

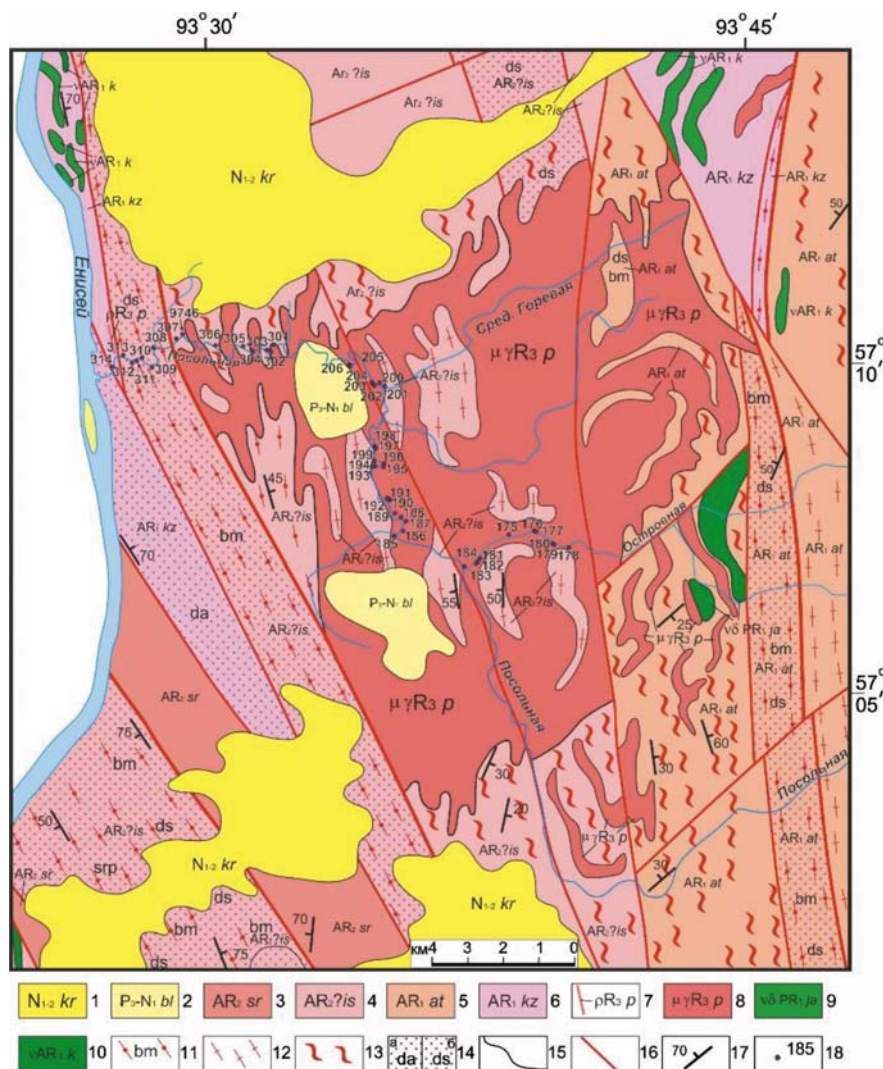


Рис. 1. Строение Посольненского массива по данным карты [Государственная..., 2002]. Показаны точки отбора образцов

Fig. 1. Structure of the Posolsky massif derived from the map [State..., 2002], with the sampling points

где породы подвержены наибольшему вязким деформациям и поддерживаются высокие напряжения. Для стационарного состояния при скорости сдвига 2 см/год нагрев за счет диссипации тепла составляет не менее 200–220 °С.

Таким образом, можно рассматривать Посольненский массив как полифазный, в развитии которого выделяется два эпизода: (1) этап формирования автохтонных гранитоидов за счет механизма диссипативного нагрева при сдвиговых деформациях и (2)

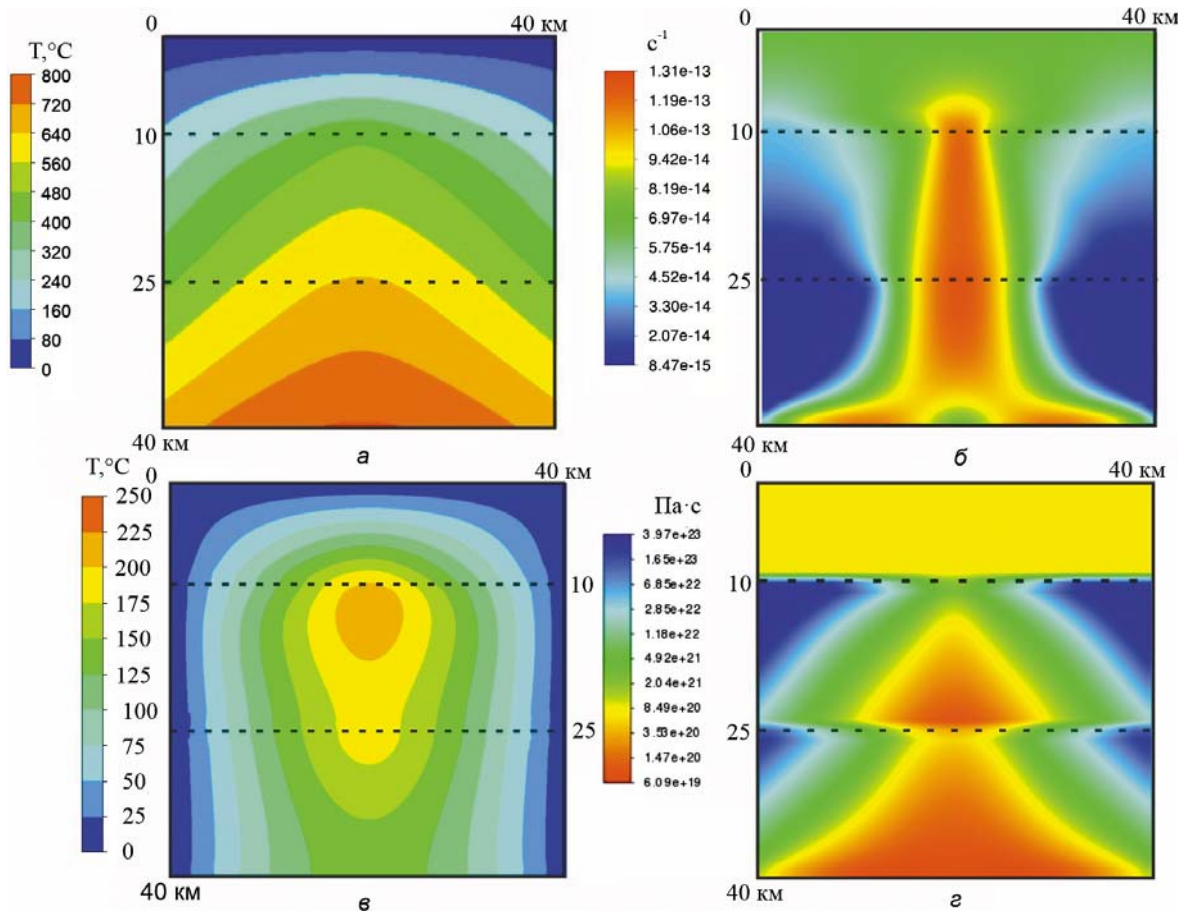


Рис. 2. Результаты 3D-моделирования с учетом плавления и вязкостной диссипации в сдвиговой зоне шириной 40 км при трехслойной структуре коры. Показан разрез поперек зоны сдвига. Правая и левая границы модели перемещаются со скоростью 2 см/год в противоположных направлениях: а – температура с учетом диссипативного нагрева; б – скорость деформации; в – приращение температуры; г – распределение вязкости

Fig. 2. Results of 3D modeling with consideration of melting and viscous dissipation within a 40-km wide shear zone with a three-layer crustal structure. A cross-section across the shear zone is shown. The right and left model boundaries move at a rate of 2 cm/year in opposite directions: а – temperature with account for dissipative heating; б – strain rate; в – temperature increment; г – viscosity distribution

интрузивное внедрение более высокотемпературных фаз, к которым принадлежат магмы сиенитового и субщелочного состава, присутствующие в небольшом количестве в составе Посольненского массива. Для формирования сиенитовых магм требовалась температура более 800 °С [Полянский и др., 2017] – суще-

ственно выше, чем достигалась при диссипативном нагреве. Поэтому предполагаем, что при формировании этих пород в качестве дополнительного теплового источника генерации сиенитовой магмы основную роль играли магматические источники тепла мантийного происхождения.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Енисейская. Лист О-46-XXVIII Бол. Мурта / Ред. Л. К. Качевский. М.: ВСЕГЕИ, 2002. 217 с.

Полянский О. П., Семенов А. Н., Владимиров В. Г., Кармышева И. В., Владимиров А. Г., Яковлев В. А. Численная модель магматического минглинга (на примере Баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 385–403. doi: 10.5800/GT-2017-8-2-0247

Чиков Б. М., Зиновьев С. В., Подцибастенкова Е. А. Морфологические типы структур течения в бластомилонитах Иртышской зоны смятия // Геология и геофизика. 1988. № 2. С. 11–14.

Polyansky O. P., Babichev A. V., Semenov A. N., Reverdatto V. V. Modelling heat generation during friction and viscoplastic deformation based on the example of the Yenisei shear zone (Eastern Siberia) // Geodynamics & Tectonophysics. 2021. Vol. 12(4). P. 909–928. doi: 10.5800/GT-2021-12-4-0563

Popov N. V., Likhonov I. I., Reverdatto V. V., Savko K. A. Proterozoic granitoid magmatism at the southwestern margin of the Siberian platform in the tectonic history of the Angara–Kan block // Doklady Earth Sciences. 2020. Vol. 490(2). P. 81–86. doi: 10.1134/S1028334X20020129

Vernikovskaya A. E., Vernikovskiy V. A., Yasenov A. M., Datsenko V. M., Sal'nikova E. B., Kovach V. P., Kotov A. B., Travin A. V. Manifestation of early paleozoic magmatism in the south Yenisei ridge // Doklady Earth Sciences. 2004;397(6):747–752.

Поступила в редакцию / received: 31.07.2025; принята к публикации / accepted: 27.08.2025.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Семенов Александр Николаевич

канд. геол.-мин. наук, научный сотрудник

e-mail: semenov@igm.nsc.ru

Полянский Олег Петрович

д-р геол.-мин. наук, заведующий лабораторией

e-mail: pol@igm.nsc.ru

Зиновьев Сергей Валентинович

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник

e-mail: zinoviev@igm.nsc.ru

Попов Николай Васильевич

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник

e-mail: PopovNV@ipgg.sbras.ru

Ножкин Александр Дмитриевич

д-р геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник

e-mail: nozhkin@igm.nsc.ru

References

Chikov B. M., Zinov'ev S. V., Podtsibastenkova E. A. Morphological types of flow structures in blastomylonites of the Irtysh shear zone. *Geologiya i geofizika = Geology and Geophysics*. 1988;2:11–14. (In Russ.)

Kachevskii L. K. (ed.). State geological map of the Russian Federation at a scale of 1:200,000. Series Yenisei. Sheet O-46-XXVIII Bolshemurtinsky. Moscow: VSEGEI; 2002. 217 p. (In Russ.)

Polyansky O. P., Babichev A. V., Semenov A. N., Reverdatto V. V. Modelling heat generation during friction and viscoplastic deformation based on the example of the Yenisei shear zone (Eastern Siberia). *Geodynamics & Tectonophysics*. 2021;12(4):909–928. doi: 10.5800/GT-2021-12-4-0563

Polyansky O. P., Semenov A. N., Vladimirov V. G., Karmysheva I. V., Vladimirov A. G., Yakovlev V. A. Numerical simulation of magma mingling (case of Bayankol gabbro-granite series, Sangilen, Tuva). *Geodinamika i tektonofizika = Geodynamics & Tectonophysics*. 2017;8(2):385–403. (In Russ.). doi: 10.5800/GT-2017-8-2-0247

Popov N. V., Likhonov I. I., Reverdatto V. V., Savko K. A. Proterozoic granitoid magmatism at the southwestern margin of the Siberian platform in the tectonic history of the Angara–Kan block. *Doklady Earth Sciences*. 2020;490(2):81–86. doi: 10.1134/S1028334X20020129

Vernikovskaya A. E., Vernikovskiy V. A., Yasenov A. M., Datsenko V. M., Sal'nikova E. B., Kovach V. P., Kotov A. B., Travin A. V. Manifestation of early paleozoic magmatism in the south Yenisei ridge. *Doklady Earth Sciences*. 2004;397(6):747–752.

CONTRIBUTORS:

Semenov, Alexander

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher

Polyansky, Oleg

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory

Zinoviev, Sergey

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher

Popov, Nikolai

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher

Nozhkin, Alexander

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

УДК 550.93:551.72 (481-922.1)

НОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ВЕНДСКИХ ВУЛКАНИТОВ НА АРХИПЕЛАГЕ ШПИЦБЕРГЕН: ГЕОХИМИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА

А. Н. Сироткин

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга (наб. реки Мойки, 124, Санкт-Петербург, Россия, 190121)

Представленный материал впервые дает комплексную характеристику вулканогенной свиты Тролльхеймен, породы которой известны в пределах Земли Оскара II (остров Западный Шпицберген) и ранее относились большинством исследователей к средне- или позднерифейским образованиям. Только В. Б. Харланд высказал идею об их вендском возрасте и рифтогенной природе. Тем не менее в 2003 году норвежскими геологами при составлении геолкарты-100 этой площади вулканогенный комплекс свиты Тролльхеймен в составе группы Сент-Джонсфьорден был датирован как мезопротерозойский (с вопросом). В настоящей работе рассмотрены структурно-геологические особенности, вещественный состав, возраст и геодинамические интерпретации обстановок формирования свиты Тролльхеймен. В составе свиты описаны разнообразные метавулканиды с порфировой структурой (метабазалты, метаандезиты), а также метатифы и метатифобрекчии; изучены их петрохимические характеристики. Среди метавулканидов встречаются прослои метапесчаников и металевролитов. Мощность самой свиты более 1000 м. Установлено, что осадочно-вулканогенный комплекс, описанный в горно-ледниковой части Земли Оскара II, сформировался в вендское время (574–558 млн лет) как результат тектоно-магматической активизации эпигренвильской параплатформы. На основании петрографической и петрогеохимической характеристики выявленных метабазалтов, метаандезитов и метатифов установлена их рифтогенная природа. Проведена корреляция с выделенным ранее осадочно-вулканогенным комплексом серии Чемберлендален (северная часть Земли Веделя Ярлсберга). Представленные данные подтверждают высказанные ранее аргументы о вендской (байкальской, тиманской) внутриплитной активизации на архипелаге и широком развитии этих комплексов в составе чехла эпигренвильской параплатформы Шпицбергена.

Ключевые слова: Шпицберген; Земля Оскара II; осадочно-вулканогенный комплекс; основной вулканизм; метавулканиды; венд; циркон; абсолютный возраст; тектоно-магматическая активизация

Для цитирования: Сироткин А. Н. Новые проявления вендских вулканитов на архипелаге Шпицберген: геохимия, геохронология и геодинамика // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 143–148. doi: 10.17076/geo2177

A. N. Sirotkin. NEW OCCURRENCES OF VENDIAN VOLCANICS IN THE SVALBARD ARCHIPELAGO: GEOCHEMISTRY, GEOCHRONOLOGY, AND GEODYNAMICS

Academician I. S. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (124 Moika Emb., 190121 St. Petersburg, Russia)

The paper provides a first comprehensive account of the Trollheimen volcanogenic formation, examines its structural and geological features, material composition, and age, and suggests geodynamic interpretations of its formation environments. This sedimentary-volcanic complex situated in the mountainous glacial part of Oscar II Land has been dated to the Vendian period (574–558 Ma), forming as a result of tectono-magmatic activation of the epi-Grenvillian paraplatform. The petrographic and petrogeochemical characteristics of the formation's metabasalts, meta-andesites and metatuffs suggest their genesis through rifting. A correlation was established with the previously identified sedimentary-volcanic complex of the Chamberlandalen series (the northern part of Wedel Jarlsberg Land). The presented data support the previous reasoning for the Vendian (Baikal, Timan) intraplate activation in the archipelago and the widespread development of these complexes as part of Svalbard's epi-Grenvillian paraplatform cover.

Keywords: Svalbard; Oscar II Land; sedimentary-volcanic complex; basic volcanism; metavolcanics; Vendian; zircon; absolute age; tectono-magmatic activation

For citation: Sirotkin A. N. New occurrences of Vendian volcanics in the Svalbard Archipelago: geochemistry, geochronology, and geodynamics. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 143–148. doi: 10.17076/geo2177

В южной части Земли Оскара II (западное побережье Шпицбергена) изучены выходы вулканогенной толщи в районе ледового поля Тролляхеймен. Ранее толща, датированная RF_{2-3} [Красильщиков, Ковалева, 1976], была выделена как группа Сент-Джонсфьорден [Harland et al., 1979]. Позже В. Б. Харланд [Harland et al., 1993] высказал идею о вендском возрасте этих вулканитов. В 2003 году норвежскими геологами при составлении геологической карты масштаба 1:100 000 южной части Земли Оскара II (лист В8) вулканогенный комплекс был выделен как свита (unit) Тролляхеймен [Bergh et al., 2003] в составе группы Сент-Джонсфьорден, при этом авторы возраст этого комплекса определяют как мезопротерозойский с вопросом; задокументированные геологические контакты с подстилающими и перекрывающими породами отсутствуют, что приводит к неоднозначной оценке их структурной позиции.

Доминирующими породами свиты Тролляхеймен являются разнообразные метавулканиты с порфириковой структурой. Здесь выделены metabазальты, метаандезиты, метатUFFы и метатUFFобрекчии; мощности отдельных слоев меняются от одного-двух до десятков метров. Среди метавулканитов встречаются прослои метапесчаников и метаалевролитов: контакты с метавулканитами согласные, резкие;

мощности отдельных слоев не превышают 4–5 м. Мощность самой свиты более 1000 м.

Метавулканиты микроскопически представлены ассоциацией новообразованных метаморфогенных минералов. Из реликтовых минералов встречается калиевый полевой шпат, клинопироксен, представленный авгитом (Ti-авгит). Последний встречается как в виде порфириковых вкрапленников (реликты первично-магматической структуры), так и в основной массе. В целом метаморфогенный парагенезис представлен актинолит+хлорит+мусковит+эпидот+альбит+карбонат+рудный минерал, что отвечает метаморфизму в условиях фации зеленых сланцев. Наличие таких первично-магматических минералов, как Ti-авгит и калиевый полевой шпат, указывает на повышенную щелочность этих вулканических пород.

На диаграмме TAS (рис. 1) точки пород попадают в поля субщелочных и щелочных пород (трахибазальты, трахипикробазальты, щелочные базальты и пикриты); реже – пород нормальной щелочности (базальты, пикробазальты и пикриты); две пробы – в поля андезибазальтов и андезитов. На диаграмме Q-Ny-Di-Ol-Ne точки пород разбиты на три группы: а) щелочные с нормативным нефелином (и лейцитом); б) оливин-пироксеновые (нормальные базальты); в) с нормативным кварцем. На диаграмме $K_2O - Na_2O$ видна

дифференциация этих пород по типу щелочности: а) калиевые и б) калиево-натриевые и натриевые. Породы характеризуются как умеренно-высококалиевые, низкоглиноземистые, низко-среднемагнезиальные ($Mg\# - 0,29-0,53$), высокотитанистые.

Спектры распределения РЗЭ характеризуются небольшим плавным наклоном от легких РЗЭ к тяжелым и отсутствием выраженного Eu-минимума ($Eu/Eu^* - 0,856-1,131$). Отношения отдельных элементов находятся в пределах:

$La/Yb - 11,6-33,9$ и $Dy/Yb - 2,7-3,7$; это указывает на значительную степень фракционирования материала. В то же время отношение $Nb/La > 1$ указывает на минимальную контаминацию материнской магмы коровым материалом. Спайдер-диаграмма (рис. 1) демонстрирует неравномерное обогащение этих пород крупноионными литофильными и высокозарядными элементами, что указывает на эволюцию магматического расплава в условиях взаимодействия с материалом коры повышенной щелочности.

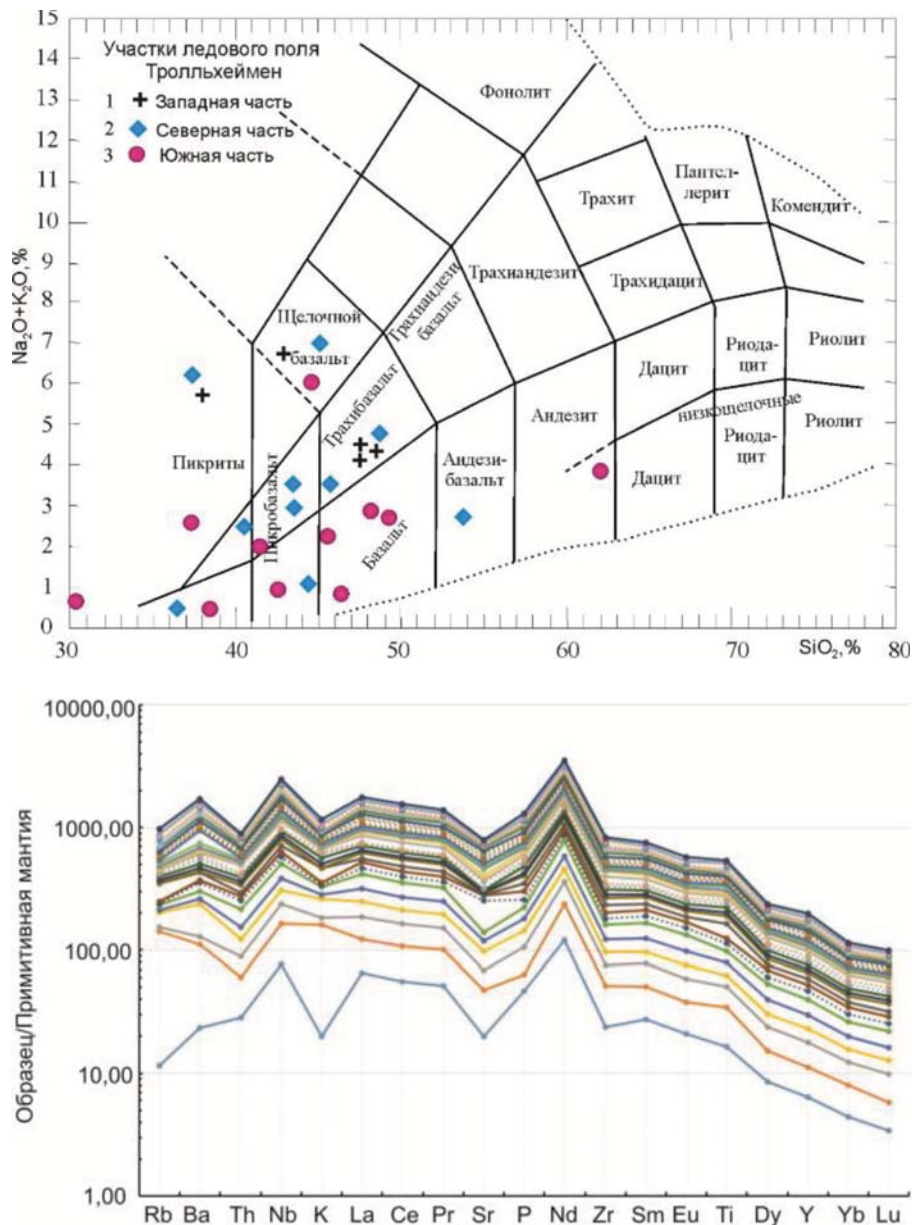


Рис. 1. Метавулканыты свиты Тролляхеймен: диаграмма TAS (вверху), значками показаны участки опробования ледового поля Тролляхеймен; мультиэлементная спайдер-диаграмма (внизу)

Fig. 1. Metavolcanics of the Trollheimen Suite: TAS diagram (top), the icons indicate sampling sites on the Trollheimen ice field; multi-element spider diagram (bottom)

Низкое содержание совместимых элементов (Cr, Ni, Co) может указывать на анатектический характер плавления мантии в магматическом источнике и на его относительную глубину.

На дискриминационных диаграммах точки этих базальтоидов попадают в поля либо внутриплитных базальтов, либо базальтов и андезитов океанических островов. На этом основании их можно характеризовать как внутриплитные магматиты и указать в целом на континентальный рифтогенез как на главную обстановку их формирования.

Для определения абсолютного возраста в ЦИИ ВСЕГЕИ выполнены анализы изотопного состава цирконов из метавулканитов. Возраст циркона определялся локальным U-Pb-методом на ионном микрозонде SHRIMP II по стандартной методике.

Изучены цирконы из трех проб (рис. 2). Проба 4969-4: по результатам U-Pb-датирования (13 зерен) для всех измеренных цирконов получен конкордантный возраст $563,2 \pm 3,6$ Ма. Проба 4969-6: U-Pb-датирование (10 зерен) для всех измеренных цирконов, кроме одного, дало конкордантный возраст $574,1 \pm 4,3$ Ма; для одного зерна циркона получен древний возраст 1647 ± 21 Ма. Проба 4973-1: U-Pb-датирование (10 зерен) для большинства измеренных цирконов, кроме трех, показало конкордантный возраст $558,3 \pm 4,3$ Ма; для трех цирконов получен древний возраст от $2721,7 \pm 6,0$ Ма до $2632,5 \pm 4,2$.

Материалы по изучению осадочно-вулканогенной толщи, описанной во внутренних районах южной части Земли Оскара II, позволяют уверенно выделить на этой площади факт вендской вулканической активизации – 574–558 млн лет.

Вендский комплекс на Шпицбергене рассматривался как «платформеноидный», карбонатно-терригенный, фаунистически охарактеризованный и дающий основание предполагать, что в вендское время на территории Шпицбергена существовала особая тектоническая и физико-географическая обстановка, обусловившая молассоподобный облик вендских формаций, связанная с общим подъемом территории архипелага и указывающая на крупную тектоническую активизацию [Бархатов, 1970; Красильщиков, 1973]. Харланд [Harland et al., 1993] предположил, что вендские толщи в районе Земли Оскара II формировались в рифтогенной структуре в условиях чередования эпох оледенения с эпохами вулканизма. В свою очередь, норвежские геологи [Bergh et al., 2003] эту вулканическую толщу выделяют в ранге свиты Тролляхеймен, датируют ее как мезопротерозойскую (?) и описывают как ядро крупной антиклинали.

В то же время к югу от Земли Оскара II, в северной части Земли Веделя Ярлсберга (ЗВЯ) в сходной структурно-фациальной зоне выделена и описана осадочно-вулканогенная серия Чемберлендален вендского возраста

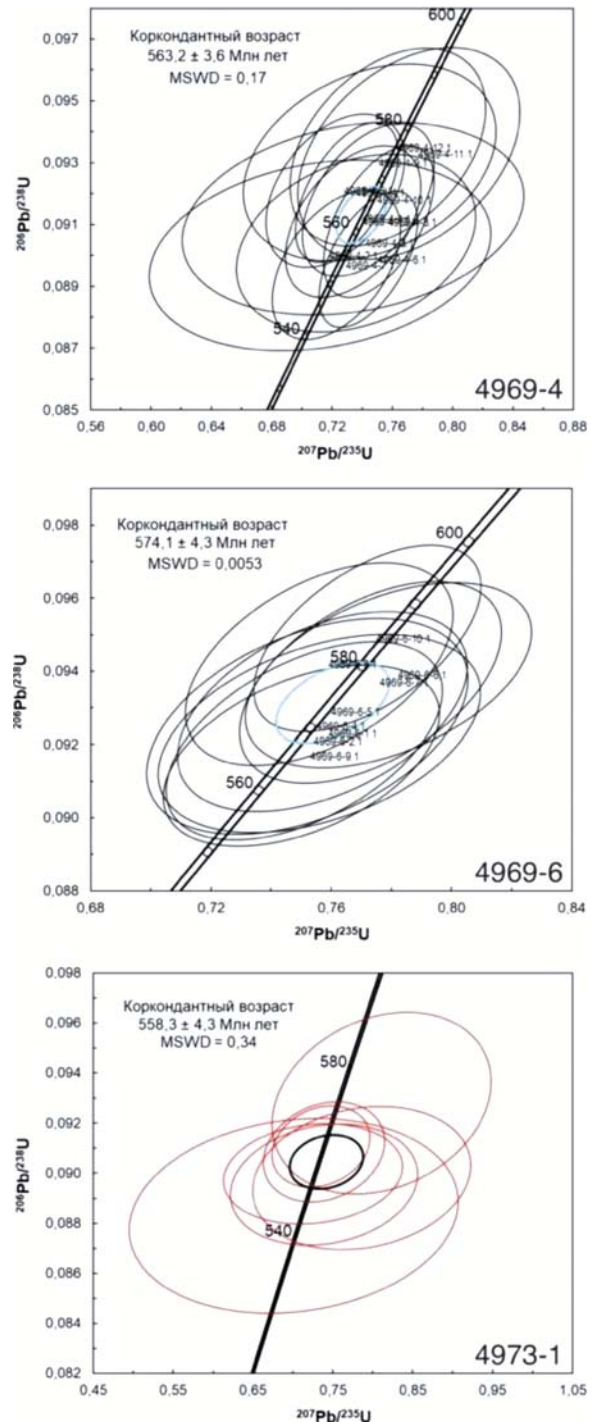


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для цирконов из метавулканитов свиты Тролляхеймен

Fig. 2. Concordia diagrams for zircons from metabasalts of the Trollheimen Suite

[Сироткин, Евдокимов, 2022]. Геолого-петрологические характеристики метавулканитов этой серии во многом сопоставимы с характеристиками метавулканитов свиты Тролляхеймен. Новые датировки по цирконам из пород свиты Тролляхеймен позволяют нам выделить в этом районе архипелага новый вендский стратон, породы которого по возрасту и другим характеристикам (субщелочной и щелочной состав вендских метабазитов, формирование их в условиях внутриплитной обстановки) хорошо коррелируются с породами серии Чемберлендален.

Присутствие вендских вулканитов в южной части Земли Оскара II выявлено впервые, хотя ранее и предсказывалось [Harland et al., 1993]. В целом же мы должны отметить, что вендское время на Шпицбергене давно рассматривается как период активизации, прежде всего тектонической [Бархатов, 1970; Красильщиков, 1973; Кузнецов, 2009 и др.], а также магматической [Harland et al., 1993; Сироткин, Евдокимов, 2022 и др.]. И если тектоническая активизация маркируется горизонтами вендских тиллитов и ансамблями тиманских мезоструктур в породах рифея, то вендские вулканиты известны теперь в двух районах – северная часть ЗВЯ и южная часть Земли Оскара II. Большое сходство в геологической позиции, петрологических характеристиках и возрастных данных указывает на единый механизм формирования двух комплексов, с одной стороны, а с другой – на обоснованный прогноз по выявлению новых вендских вулканогенных комплексов в других районах архипелага.

Сегодня уже не является дискуссионным вопрос о присутствии следов вендской тектоно-магматической активизации в коре архипелага на западном побережье Шпицбергена [Сироткин, Евдокимов, 2022]. Спорным вопросом оставалось определение геодинамических обстановок, в которых эта активизация была проявлена. Наши предшественники предполагали, что это условия континентального рифтогенеза [Harland et al., 1993], либо континентальной коллизии [Koehl et al., 2022], либо отраженная активизация в тыловой части плиты за коллизионным фронтом [Кузнецов, 2009 и др.]. Петро- и геохимические данные по метавулканитам и метаосадкам серии Чемберлендален представили свидетельства, что этот процесс был близок по природе к континентальному рифтогенезу [Сироткин, Евдокимов, 2022]. Материалы по метавулканитам свиты Тролляхеймен доказывают, что вендский вулканизм на архипелаге связан с внутриплитными процессами.

Литература

Бархатов Б. П. Основные этапы тектонического развития архипелага Шпицберген // Вестник ЛГУ. 1970. № 6. Вып. 1. С. 157–159.

Красильщиков А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя Шпицбергена // Труды НИИГА. Т. 172. Л.: Недра, 1973. 120 с.

Красильщиков А. А., Ковалева Г. А. Докембрийские литолого-стратиграфические комплексы западного побережья Шпицбергена // Геология Свальбарда. Л.: НИИГА, 1976. С. 63–70.

Кузнецов Н. Б. Основание Свальбарда: северо-восточное продолжение Скандинавских каледонид или северо-западное продолжение Протоуралиды-Тиманиды? // Бюллетень МОИП. Отдел геол. 2009. Т. 84, вып. 3. С. 23–51.

Сироткин А. Н., Евдокимов А. Н. Вендский возраст магматических пород района долины Чемберлена (северная часть Земли Веделя Ярлсберга, архипелаг Шпицберген) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 419–434. doi: 10.31897/PMI.2022.20

Bergh S., Ohta J., Andresen A., Maher H. D., Braathen A., Dallmann W. K. Geological map of Svalbard 1:100 000, sheet B8G, St. Jonsfjorden. Norsk Polarinstittut Temakart 34. Tromsø, 2003.

Harland W. B., Horsfield W., Manby G., Morris A. P. An outline pre-Carboniferous stratigraphy of central western Spitsbergen // Norsk Polarinstittut Skrifter. 1979. Vol. 167. P. 119–144.

Harland W. B., Hambrey M., Waddams P. Vendian geology of Svalbard // Norsk Polarinstittut Skrifter. 1993. Vol. 193. 150 p.

Koehl J.-B. P., Magee C., Anell I. M. Impact of Timanian thrust systems on the late Neoproterozoic – Phanerozoic tectonic evolution of the Barents Sea and Svalbard // Solid Earth. 2022. Vol. 13. P. 85–115. doi: 10.5194/se-13-85-2022

References

Barkhatov B. P. The main stages of tectonic development of the Spitsbergen Archipelago. *Vestnik LGU = Bulletin of Leningrad State University*. 1970;6(1): 157–159. (In Russ.)

Bergh S., Ohta J., Andresen A., Maher H. D., Braathen A., Dallmann W. K. Geological map of Svalbard 1:100 000, sheet B8G, St. Jonsfjorden. Norsk Polarinstittut Temakart 34. Tromsø; 2003.

Harland W. B., Horsfield W., Manby G., Morris A. P. An outline pre-Carboniferous stratigraphy of central western Spitsbergen. *Norsk Polarinstittut Skrifter*. 1979;167:119–144.

Harland W. B., Hambrey M., Waddams P. Vendian geology of Svalbard. *Norsk Polarinstittut Skrifter*. 1993;193:150.

Koehl J.-B. P., Magee C., Anell I. M. Impact of Timanian thrust systems on the late Neoproterozoic – Phanerozoic tectonic evolution of the Barents Sea and Svalbard. *Solid Earth*. 2022;13:85–115. doi: 10.5194/se-13-85-2022

Krasil'shchikov A. A. Stratigraphy and paleotectonics of the Precambrian – Early Paleozoic of Spitsbergen.

Trudy NIIGA = Proceedings of the Scientific Research Institute of Arctic Geology. Vol. 172. Leningrad: Nedra, 1973. 120 p. (In Russ.)

Krasil'shchikov A. A., Kovaleva G. A. Precambrian lithologic-stratigraphic complexes of the western coast of Spitsbergen. *Geologiya Sval'barda = Geology of Svalbard*. Leningrad: NIIGA; 1976. P. 63–70. (In Russ.)

Kuznetsov N. B. Founding of Svalbard: north-eastern continuation of the Scandinavian Caledonides or north-

western continuation of the Protouralids-Timanids? *Byulleten' MOIP. Otdel geol. = Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geol. Series*. 2009;84(3):23–51. (In Russ.)

Sirotkin A. N., Evdokimov A. N. Vendian age of igneous rocks of the Chamberlain valley area (Northern part of the Wedel Jarlsberg Land, Svalbard Archipelago). *Zapiski Gornogo instituta = Journal of Mining Institute*. 2022;255:419–434. (In Russ.). doi: 10.31897/PMI.2022.20

Поступила в редакцию / received: 31.07.2025; принята к публикации / accepted: 13.02.2026.
Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов / The author declares no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Сироткин Александр Николаевич

д-р геол.-мин. наук, начальник сектора
по изучению геологии Шпицбергена отдела
геологического картирования

e-mail: pechenga-67@yandex.ru

CONTRIBUTOR:

Sirotkin, Alexander

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Section Head

УДК 551.24:551.71

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА РАННЕЙ ЗЕМЛИ: ДОСТИЖЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ

А. И. Слабунов

Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)

Древнейшие минералы и породы хадейского возраста, известные в настоящее время, – это несколько тысяч кристаллов циркона с возрастом до 4,4–4,0 млрд лет, метагаббро зеленокаменного пояса Нуввуагиттук (провинция Сьюпириор, Канада) с возрастом 4,16 млрд лет и гранитоиды Акаста (провинция Слейв, Канада), сформировавшиеся 4,02 млрд лет назад. Эти данные позволяют считать, что у Земли уже в хадее существовало ядро, континентальная и океаническая литосфера, гидросфера, бескислородная атмосфера и магнитное поле. Однако горных пород, сформировавшихся на этом самом раннем этапе, известно слишком мало для того, чтобы делать объективные заключения о геодинамических процессах, обеспечивающих развитие литосферы в этот период. Полученные в последние десятилетия данные о геологии мезо- и неогархея позволяют с большой долей уверенности считать, что в этот период уже действовали механизмы тектоники литосферных плит и существовали все известные сегодня геодинамические обстановки. Структуры, сложенные мезо-неогархейскими комплексами, в силу относительно широкого распространения и возможности их детального геологического изучения могут быть хорошими полигонами для тестирования численных моделей геодинамических процессов ранней Земли. Палеогеодинамические реконструкции палео-эогархея возможны только при ведущей роли численного моделирования, так как геологические методы в силу ограниченности распространения этих образований на планете Земля также весьма ограничены. Дальнейший прогресс в изучении хадея будет во многом определяться расширением находок образований этого возраста. Кроме того, следует пристальное внимание уделить изучению гранитоидов ТТГ-ассоциации.

Ключевые слова: хадей; архей; ранняя Земля; зеленокаменный пояс Нуввуагиттук; гнейсы Акаста; геодинамика

Для цитирования: Слабунов А. И. Геология и геодинамика ранней Земли: достижения и перспективы изучения // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 149–153. doi: 10.17076/geo2158

Финансирование. Работа является вкладом в исследования ИГ КарНЦ РАН по теме FMEN-2023-0009.

A. I. Slabunov. GEOLOGY AND GEODYNAMICS OF THE EARLY EARTH: ACHIEVEMENTS AND RESEARCH POTENTIAL

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)

The oldest (Hadean) known minerals and rocks are a few thousands of zircon crystals aged up to 4.4–4.0 Ga, metagabbro of 4.16 Ga age from the Nuvvuagittuq greenstone belt in the Superior Province, Canada, and 4.02 Ga old Acasta granitoids in the Slave Province, Canada. These data suggest that the Earth already had a core, continental and oceanic lithosphere, hydrosphere, anoxic atmosphere and magnetic field as early as in the Hadean. However, the rocks that formed at this earliest stage are too scarce to draw objective conclusions about the geodynamic processes responsible for lithospheric evolution in that period. Evidence for Meso- and Neoproterozoic geological evolution obtained in the past few decades suggests that plate tectonics mechanisms were already at work during those periods and that all the geodynamic settings known today already existed. Structures composed of Meso- and Neoproterozoic complexes are valuable for testing numerical models of early-Earth geodynamic processes because they are relatively abundant and can thus be studied geologically in detail. Paleogeodynamic reconstructions of the Paleo- and Neoproterozoic can only be performed through numerical simulation because geological methods are of limited applicability due to the scarcity of these structures on the Earth. Further progress in the study of the Hadean could be achieved if more matter (rocks and minerals) of this age is found. Furthermore, close attention should be given to the study of TTG-granitoids.

Keywords: Hadean; Archean; early Earth; Nuvvuagittuq Greenstone Belt; Acasta gneisses; geodynamics

For citation: Slabunov A. I. Geology and geodynamics of the early Earth: achievements and research potential. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 149–153. doi: 10.17076/geo2158

Funding. The study is a contribution to the research conducted by the Institute of Geology KarRC RAS under state-ordered theme FMEN-2023-0009.

Для решения вопросов о силах и процессах, которые действуют на планете, геодинамика использует практически весь арсенал современных наук о Земле: геофизику, петрологию, геохимию, структурную геологию, физическое и численное моделирование. Благодаря этому за последние десятилетия удалось создать стройную геодинамическую модель современной Земли (тектонику литосферных плит и мантийных плюмов), исследовать взаимосвязь геосфер и заложить тем самым основу для реконструкций прошлого.

В настоящее время существуют и развиваются два взаимосвязанных и дополняющих друг друга направления геодинамических реконструкций (или палеогеодинамики): 1) геологическое, 2) численное моделирование [Perchuk et al., 2020 и ссылки в ней].

Первый подход базируется на детальном геологическом описании структурно-вещественных комплексов, связанных с установленными геодинамическими обстановками [Слабунов, 2008]. Вся совокупность этих данных (пространственное распространение, взаи-

моотношение, особенности минерального и химического состава, палеомагнитные характеристики) позволяет создать комплекс индикаторов геодинамических обстановок, которые и используются для палеогеодинамических реконструкций, в том числе и архейских. Для реализации данного подхода необходима информация о крупных фрагментах земной коры, причем значимость выводов зависит от сохранности, обнаженности и геологической изученности объекта.

Хадейский (4,6–4,0 млрд лет) этап. Формирование (аккреция протопланетного вещества) планет Солнечной системы началось 4567 млн лет назад, и уже через 2–4 млн лет на них происходила дифференциация этого вещества [Van Kranendonk et al., 2019]. Самое древнее земное вещество, известное в настоящее время, – это несколько тысяч кристаллов циркона с возрастом до 4,4–4,0 млрд лет, найденных в архейских кварцитах кратона Йилгарн (Австралия). Геохимия этих цирконов и минеральные включения в них свидетельствуют о том, что они были равновесны с гранитным

расплавом, т. е. 4,4 млрд лет назад появилась первая континентальная кора [Van Kranendonk et al., 2019]. Это произошло примерно через 160 млн лет после начала формирования планеты Солнечной системы, в том числе Земли.

Изотопия кислорода древнейших цирконов указывает на то, что на Земле начиная с 4,3 млрд лет существует жидкая вода, океаны и идут процессы выветривания. Изучение напряженности магнитного поля по включениям в этих цирконах позволяет установить, что 4,1 млрд лет назад произошел его резкий всплеск, свидетельствующий о становлении ядра планеты и начале действия земного динамо [Van Kranendonk et al., 2019].

Сформированные 4,16 млрд лет назад метагаббро зеленокаменного пояса Нуввуагиттук (провинция Сьюпириор, Канада) [Van Kranendonk et al., 2019; Sole et al., 2025] и 4,02 млрд лет назад гнейсы Акаста (провинция Слейв, Канада) [Van Kranendonk et al., 2019] подтверждают, что уже в хае существовала океаническая и континентальная кора. В составе первой установлены осадочные породы – полосчатые железистые кварциты (BIF), указывающие на существование воды и бескислородной атмосферы [Van Kranendonk et al., 2019].

Перечисленные скудные данные позволяют считать, что у Земли уже в хае существовало ядро, континентальная и океаническая литосфера, гидросфера, бескислородная атмосфера и магнитное поле. Однако горных пород, сформировавшихся на самом раннем этапе развития планеты, известно слишком мало для того, чтобы делать объективные заключения о геодинамических процессах, обеспечивающих развитие литосферы в этот период. Геодинамику этого этапа эволюции Земли можно изучать только с использованием численного моделирования.

Крайне загадочными остаются события на Земле в период 4,1–3,8 млрд лет, когда планеты Солнечной системы испытывали мощную метеоритную бомбардировку. Однако ее следы пока не установлены на Земле. В древнейших цирконах также не найдены следы импактного воздействия [Van Kranendonk et al., 2019].

Палео-эоархейский (4,0–3,2 млрд лет) этап. Сформированный в интервале 3,8–3,7 млрд лет зеленокаменный комплекс Исуа (Североамериканский кратон) содержит средне-кислые вулканиты, сопоставимые по составу с островодужными, бониниты, шаровые лавы базальтов, осадки, в том числе BIF и первые строматолиты. Несколько позднее, в палеоархее (3,5–3,3 млрд лет) формировался мощный плюм-генерированный фельзит-базальт-

коматиитовый комплекс (группы Варравуна и Келли) кратона Пилбара [Van Kranendonk et al., 2019]. Эти данные могут подтверждать существование в эоархее-палеоархее процессов субдукции и генерации мантийных плюмов. Однако уникальность и локальное распространение объектов не позволяет понять, насколько широко эти процессы были проявлены.

Мезо-неоархейский (3,2–2,7 млрд лет) этап. В зеленокаменных и сланцевых поясах многих кратонов (например, Карельского, Сьюпириор, Каапваальского, Зимбабве, Западного и Восточного Драхваара, Йилгарн, Бунделкхандского) установлены породные ассоциации (вулканиты с геохимическими характеристиками субдукционных пород, осадочные комплексы, сопоставимые с осадками преддуговых и задуговых бассейнов, реже эклогитсодержащие комплексы), уверенно маркирующие субдукционные обстановки. Коллизионные процессы также установлены в неоархее – их индикаторами являются проявления надвиговой тектоники, умереннобарического (кианитовая субфация) метаморфизма амфиболитовой фации и гранитного магматизма S-типа [Слабунов, 2008]. Установлены фрагменты офиолитовых комплексов, указывающие на проявление спрединга. Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита является примером структуры, в которой сохранились мезо-неоархейские комплексы – индикаторы спрединга, субдукции и коллизии [Слабунов и др., 2021]. В этом временном интервале под воздействием мантийных плюмов формируются комплексы типа океанических плато (например, Контокский комплекс Костомукшского зеленокаменного пояса), а также внутриплитные осадочные бассейны (например, комплекс Понгола Каапваальского кратона). Таким образом, в мезоархее «запускается» механизм действия тектоники литосферных плит и мантийных плюмов, весьма близкий к современному. Он не являлся полным аналогом современного, но был близок к нему по сути [Copley, Weller, 2014; Windley et al., 2021; Perchuk et al., 2025]. Логическим следствием геодинамических процессов, начавшихся на Земле в мезоархее, является становление в неоархее около 2,7 млрд лет первого суперконтинента Кенорленд [Lubnina, Slabunov, 2017 и ссылки в ней].

Таким образом, полученные в последние десятилетия данные о геологии мезо- и неоархее позволяют с большой долей уверенности считать, что в этот период на Земле уже действовали механизмы тектоники литосферных плит и существовали все известные

сегодня геодинамические обстановки, однако при этом особенности их реализации могли видоизменяться [Perchuk et al., 2025]. Структуры, сложенные мезо-неоархейскими комплексами, в силу относительно широкого распространения и возможности их детального геологического изучения могут быть хорошими полигонами для тестирования численных моделей геодинамических процессов ранней Земли. Палеогеодинамические реконструкции палео-эоархея возможны только при ведущей роли численного моделирования, так как геологические методы в силу ограниченности распространения этих образований на планете Земля также весьма ограничены. Дальнейший прогресс в изучении архея будет во многом определяться расширением находок образований этого возраста.

Кроме того, большие перспективы для изучения ранней земной коры открывает изучение гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации [Мойен, 2020] и связанных с ними пород (амфиболитов, ультрамафитов, гнейсов). Эти породы наиболее широко развиты в хадее-архее, их формирование связывается с плавлением основных пород [Туркина, 2000 и ссылки в ней].

Главные выводы

1. Имеющиеся данные о минералах и породах хадея позволяют считать, что у Земли уже в этот период существовало ядро, континентальная и океаническая литосфера, гидросфера, бескислородная атмосфера и магнитное поле.

2. Крайне актуальным является продолжение поиска и изучения древнейших пород и минералов. В настоящее время мы располагаем лишь единичными фрагментами вещества, позволяющего объективно изучать их состав и свойства ограниченным набором геологических методов.

3. Опыт изучения породных комплексов архея показывает, что геодинамические процессы, контролирующие формирование субдукционных, коллизионных, спрединговых, рифтогенных, плюмгенерированных систем, уверенно фиксируются начиная с мезоархея (3,2–3,0 млрд лет назад). Закономерным следствием существования данных процессов является образование в неоархее (2,7 млрд лет назад) первого суперконтинента Кенорленд.

4. Изучение мезо-неоархейских комплексов является ключом для понимания ранней истории Земли, особенно ТТГ-комплексов, наиболее перспективных для этой цели.

Литература

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.

Слабунов А. И., Балаганский В. В., Щипанский А. А. Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 5. С. 648–675. doi: 10.15372/GiG2021116

Туркина О. М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704–717.

Copley A., Weller O. M. Modern-style continental tectonics since the early Archean // Precambrian Res. 2024. Vol. 403. Art. 107324. doi: 10.1016/j.precamres.2024.107324

Lubnina N. V., Slabunov A. I. The Karelian Craton in the structure of the Kenorland Supercontinent in the Neoarchean: New paleomagnetic and isotope geochronology data on granulites of the Onega complex // Moscow University Geology Bulletin. 2017. Vol. 72. P. 377–390. doi: 10.3103/S0145875217060072

Moyen J.-F. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin // Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics / S. Dey, J.-F. Moyen (eds.). Geological Society, London, Special Publications. 2020. Vol. 489. P. 15–49. doi: 10.1144/SP489-2018-34

Perchuk A. L., Gerya T. V., Zakharov V. S., Griffin W. L. Building cratonic keels in Precambrian plate tectonics // Nature. 2020. Vol. 586. P. 395–401. doi: 10.1038/s41586-020-2806-7

Perchuk A. L., Zakharov V. S., Gerya T. V., Stern R. J. Shallow vs. Deep subduction in Earth history: contrasting regimes of water recycling into the mantle // Precambrian Res. 2025. Vol. 418. Art. 107690. doi: 10.1016/j.precamres.2025.107690

Sole C., O'Neil J., Rizo H., Paquette J.-L., Benn D., Plakholm J. Evidence for Hadean mafic intrusions in the Nuvvuagittuq Greenstone Belt, Canada // Science. 2025. Vol. 388(6754). P. 1431–1435. doi: 10.1126/science.ads8461

Van Kranendonk M. J., Bennett V. C., Hoffmann J. E. (eds.). Earth's oldest rocks. Second Edition. Elsevier, 2019. 1078 p.

Windley B., Kusky T., Polat A. Onset of plate tectonics by the Eoarchean // Precambrian Res. 2021. Vol. 352. Art. 105980. doi: 10.1016/j.precamres.2020.105980

References

Copley A., Weller O. M. Modern-style continental tectonics since the early Archean. *Precambrian Res.* 2024;403:107324. doi: 10.1016/j.precamres.2024.107324

Lubnina N. V., Slabunov A. I. The Karelian Craton in the structure of the Kenorland Supercontinent in the Neoarchean: New paleomagnetic and isotope geochronology data on granulites of the Onega complex. *Moscow University Geology Bulletin.* 2017;72:377–390. doi: 10.3103/S0145875217060072

Moyen J.-F. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin. *Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics. Geological Society, London, Special Publications.* 2020;489:15–49. doi: 10.1144/SP489-2018-34

Perchuk A. L., Gerya T. V., Zakharov V. S., Griffin W. L. Building cratonic keels in Precambrian plate tectonics. *Nature.* 2020;586:395–401. doi: 10.1038/s41586-020-2806-7

Perchuk A. L., Zakharov V. S., Gerya T. V., Stern R. J. Shallow vs. Deep subduction in Earth history: contrasting regimes of water recycling into the mantle. *Precambrian Res.* 2025;418:107690. doi: 10.1016/j.precamres.2025.107690

Sole C., O'Neil J., Rizo H., Paquette J.-L., Benn D., Plakholm J. Evidence for Hadean mafic intrusions in the Nuvvuagittuq Greenstone Belt, Canada. *Science.* 2025;388(6754):1431–1435. doi: 10.1126/science.ads8461

Slabunov A. I. Geology and geodynamics of the Archean mobile belts (on the example of the Belomorian Province of the Fennoscandian Shield). Petrozavodsk: KarRC RAS; 2008. 298 p. (In Russ.)

Slabunov A. I., Balagansky V. V., Shchipansky A. A. Mesoarchean-Paleoproterozoic evolution of the Earth crust of the Belomorian Province of the Fennoscandian Shield and tectonic position of the eclogites. *Russian Geology and Geophysics.* 2021;62(5):525–546. doi: 10.2113/RGG20204266

Turkina O. M. Modeling geochemical types of tonalite-trondhjemite melts and their natural equivalents. *Geochemistry International.* 2000;38(7):640–651.

Van Kranendonk M. J., Bennett V. C., Hoffmann J. E. (eds.). Earth's oldest rocks. Second Edition. Elsevier; 2019. 1078 p.

Windley B., Kusky T., Polat A. Onset of plate tectonics by the Eoarchean. *Precambrian Res.* 2021;352:105980. doi: 10.1016/j.precamres.2020.105980

Поступила в редакцию / received: 28.07.2025; принята к публикации / accepted: 11.09.2025.
Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов / The author declares no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Слабунов Александр Иванович

д-р геол.-мин. наук, главный научный сотрудник,
руководитель лаборатории геологии и геодинамики
докембрия

e-mail: slabunov@krc.karelia.ru

CONTRIBUTOR:

Slabunov, Alexander

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory,
Chief Researcher

УДК 550.93+552.16

ВОЗРАСТ И РТ-ПАРАМЕТРЫ РАННЕГО ЭТАПА МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

В. П. Сухоруков*, **О. М. Туркина**

*Институт геологии и минералогии СО РАН им. В. С. Соболева (пр. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, Россия, 630090), *svp@igm.nsc.ru*

Проведено изучение гранат-кордиеритовых гнейсов северо-восточной части Ангаро-Канского блока (Енисейский кряж), относящихся к Атамановской серии. Установлено, что РТ-параметры пика метаморфизма соответствуют гранулитовой фации при умеренном давлении ($T = 820$ °С, $P = 6$ кбар) и сопровождаются ретроградным РТ-трендом по часовой стрелке с изменением направления от околоизотермической декомпрессии до околоизобарического охлаждения при давлении около 3 кбар. Новые данные U-Pb SHRIMP и LA-ICP-MS датирования по циркону и монациту указывают на время гранулитового метаморфизма 1865 ± 5 млн лет. Данные о возрасте, метаморфических минеральных ассоциациях и микротекстурах свидетельствуют, что гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы не были затронуты более поздним ультравысокотемпературным метаморфизмом (1,78–1,76 млрд лет), широко распространенным в Ангаро-Канском блоке. Таким образом, блок гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсов Атамановской серии можно рассматривать как фрагмент раннего гранулитового метаморфического комплекса. Полученные данные подтверждают двухэтапную историю метаморфизма Ангаро-Канского блока и указывают на коллизионное событие, произошедшее около 1,86 млрд лет назад и характерное для амальгамации Сибирского кратона. Этот метаморфический эпизод привел к выделению большого объема постколлизионных гранитоидов и, вероятно, сыграл ключевую роль в подготовке коры к достижению условий УНТ в ходе последующего метаморфизма.

Ключевые слова: Сибирский кратон; Енисейский кряж; Ангаро-Канский блок; гранулиты; метаморфизм; палеопротерозой

Для цитирования: Сухоруков В. П., Туркина О. М. Возраст и РТ-параметры раннего этапа метаморфизма пород Ангаро-Канского блока (Енисейский кряж) // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 154–158. doi: 10.17076/geo2169

Финансирование. Полевые работы проводились при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования (№ 122041400237-8), аналитические исследования – при поддержке РФФ (грант 21-77-20018-П).

V. P. Sukhorukov*, O. M. Turkina. AGE AND PT-PARAMETERS OF THE EARLY-STAGE METAMORPHISM OF THE ANGARA-KAN BLOCK (YENISEY RIDGE)

*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences (3 Acad. Koptyug Ave., 630090, Novosibirsk, Russia), *svp@igm.nsc.ru*

A study was conducted on garnet-cordierite gneisses from the northeastern part of the Angara-Kan block (Yenisey Ridge), which belong to the Atamanova Series. It was established that the peak metamorphic PT conditions corresponded to the granulite facies at moderate pressure ($T = 820\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6\text{ kbar}$) and were followed by a clockwise retrograde P-T path. This path evolved from near-isothermal decompression to near-isobaric cooling at a pressure of around 3 kbar. New U-Pb SHRIMP and LA-ICP-MS age data for zircon and monazite indicates the timing of the granulite-facies metamorphism at $1865 \pm 5\text{ Ma}$. The age data, metamorphic mineral assemblages, and microtextures demonstrate that the garnet-cordierite-sillimanite gneisses were not affected by the later ultrahigh-temperature (UHT) metamorphic event (1.78–1.76 Ga), which was widespread across the Angara-Kan block. Consequently, the block of garnet-cordierite-sillimanite gneisses of the Atamanova Series can be considered as a fragment of an early granulite-facies metamorphic complex. The findings support the two-stage metamorphic history concept for the Angara-Kan block and indicate a collisional event at approximately 1.86 Ga, which is characteristic of the amalgamation of the Siberian Craton. This metamorphic episode led to the generation of a large volume of post-collisional granitoids and likely played a key role in preconditioning the crust to achieve UHT conditions during the subsequent metamorphic event.

Keywords: Siberian Craton; Yenisey Ridge; Angara-Kan block; granulites; metamorphism; Paleoproterozoic

For citation: Sukhorukov V. P., Turkina O. M. Age and PT-parameters of the early-stage metamorphism of the Angara-Kan block (Yenisey Ridge). *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 154–158. doi: 10.17076/geo2169

Funding. The fieldwork was done under state assignment to the IGM SB RAS (No. 122041400237-8) with funding from the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation. The analytical research was funded by the Russian Science Foundation (RSF), grant No. 21-77-20018-П.

Ангаро-Канский блок представляет собой выход палеопротерозойского Ангарского орогенного пояса, который протягивается вдоль западной окраины Сибирского кратона [Ножкин, Туркина, 1993; Rosen et al., 1994]. Канский гранулитовый комплекс подразделяется на кузеевскую и атамановскую толщи. Недавние исследования показали, что породы кузеевской серии были метаморфизованы в условиях ультравысокотемпературного метаморфизма, достигающего температуры 1070–1100 °С и давления 9–10 кбар [Туркина, Сухоруков, 2015; Sukhorukov et al., 2018, 2021; Сухоруков и др., 2018]. Его возраст оценивается в диапазоне 1,78–1,74 млрд лет, при этом породы содержат метаморфические цирконы более древнего возраста, около 1,86 млрд лет.

Метаморфические породы раннего этапа метаморфизма обнаружены в северной части Ангаро-Канского блока в бассейне р. Таловка. Они представлены мигматизированными гранат-кордиеритовыми гнейсами, состоящими из кварц-

полевошпатовой лейкосомы с гранатом и кордиеритом и обогащенной биотитом и гранатом меланосомы. Полная минеральная ассоциация гнейсов включает Grt+Crd+Sil+Bt+Pl+Kfs+Qz+Ilm+(And+Spl+Mt), акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и монацитом.

По структурным признакам и по химическому составу в породе выделяются две генерации граната, кордиерита, биотита и силлиманита. Наиболее распространенные реакционные структуры включают: 1. Замещение граната (Grt1) кордиеритовыми каймами; 2. Рост каймы граната (Grt2) вокруг Grt1; 3. Замещение кордиерита (Crd1) симплектитом биотита (Bt2), андалузита и силлиманита (Sil2), иногда в ассоциации с Grt2. Grt1, Crd1 и Bt1 расположены в лейкосоме пород, гранат и кордиерит содержат включения силлиманита (Sil1).

Оценка PT-параметров метаморфизма выполнена с использованием традиционных геотермометров, программного комплекса TWQ и методом построения фазовых диаграмм

(псевдосечений). Полученные данные предполагают следующую метаморфическую историю. Пик метаморфизма ($T = 850\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6,5\text{ кбар}$) сопровождался частичным плавлением с кристаллизацией перитектического граната и кордиерита. После достижения пиковых параметров произошло снижение давления до величин около до 3–4 кбар, после чего последовало субизобарическое остывание до температуры около $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 1). Кристаллизация расплава, вероятно, происходила в области устойчивости силлиманита, а последующее остывание происходило в области андалузита, что привело к формированию сростаний обоих минералов с биотитом, замещающим ранние зерна кордиерита. Рост граната (Grt2) продолжался при охлаждении в области устойчивости как силлиманита, так и андалузита. Кордиеритовые каймы вокруг Grt1 могут быть индикатором декомпрессионной части P-T-траектории, тогда как кристаллизация каем Grt2 на границе между Grt1 и Crd2 указывает на изменение направления P-T-тренда от почти изотермической деком-

прессии к почти изобарическому охлаждению (рис. 1).

Для оценки возраста метаморфизма было проведено U-Pb-датирование методом LA-ICP-MS циркона и монацита из гранат-биотитовых гнейсов.

Позднепалеопротерозойский циркон образует самую многочисленную популяцию и главный максимум на вероятностной диаграмме в 1,87 млрд лет (рис. 2). Цирконы представлены как магматическими осцилляционными зональными зернами, так и незональными каймами метаморфического происхождения. Зерна монацита изометричные или неправильной формы, большинство из них имеют однородную структуру. Большинство анализов показали некоторую дискордантность. Верхнее пересечение изохроны 1823 ± 30 млн лет соответствует возрасту кристаллизации монацита. Новые данные U-Pb-возраста циркона, полученные для изученных гнейсов, указывают на пик гранулитового метаморфизма в 1865 ± 5 млн лет, тогда как U-Pb-возраст монацита около 1823 ± 30 млн лет, вероятно, соответствует ретроградной стадии.

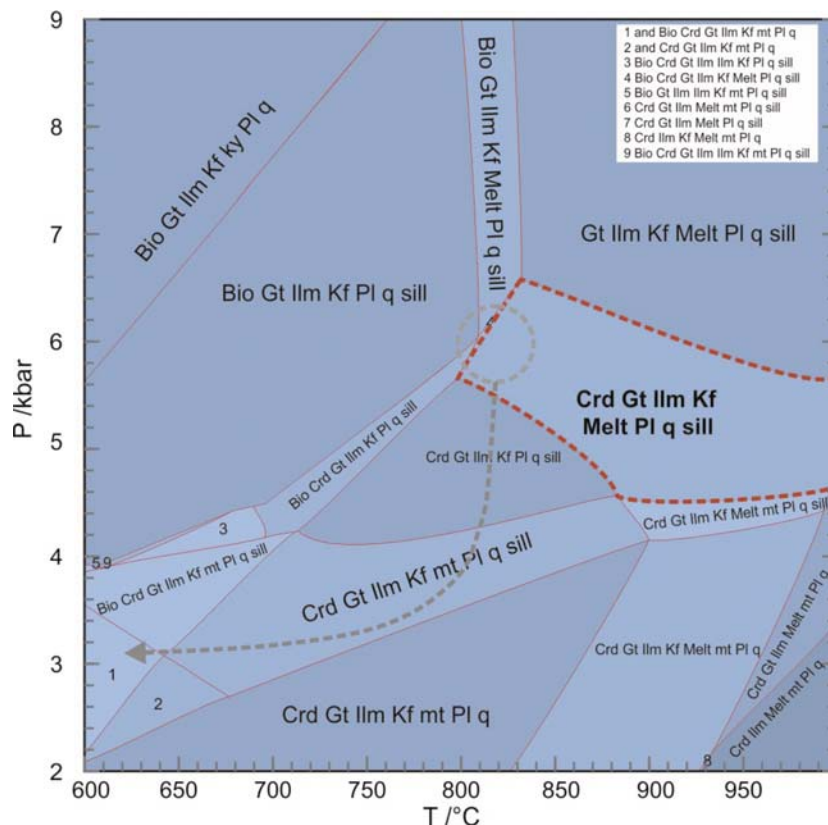


Рис. 1. Результат моделирования фазовых равновесий на основании состава гранат-кордиерит-силлиманитового гнейса

Fig. 1. Phase equilibria modelling results based on the bulk rock composition of the garnet-cordierite-sillimanite gneiss

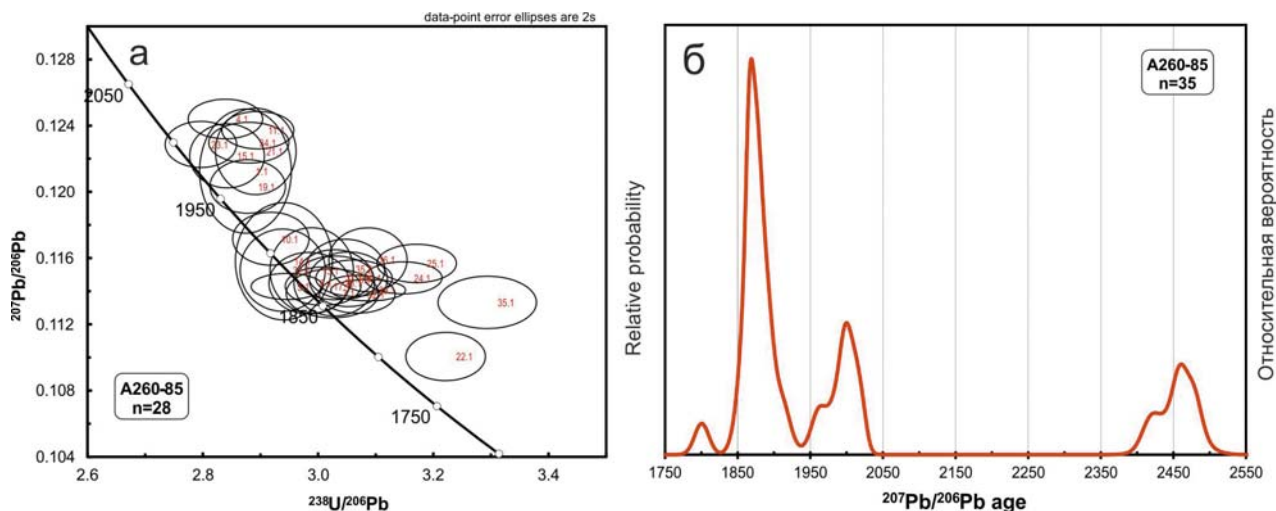


Рис. 2. U-Pb-диаграмма Терра – Вассербурга (а) и диаграмма относительной вероятности (б) возраста цирконов из образца гранат-кордиерит-силлиманитового гнейса

Fig. 2. U-Pb Terra-Wasserburg diagram (a) and relative probability curve (б) of zircon from the garnet-cordierite-sillimanite gneiss

Выводы

1. Гранат-кордиеритовые гнейсы северной части Ангаро-Канского блока метаморфизованы в условиях гранулитовой фации ($T = 850\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6$ кбар). Ретроградный РТ-тренд метаморфизма характеризуется изменением направления от преимущественно декомпрессионного к почти изобарическому охлаждению и завершению в поле стабильности андалузита.

2. Полученные данные о возрасте циркона (1,86 млрд лет) и монацита (1,83 млрд лет) указывают на то, что эти гнейсы не были затронуты поздним УНТ-метаморфизмом (1,75–1,78 млрд лет), широко распространенным в пределах Ангаро-Канского блока.

3. Все полученные данные позволяют рассматривать гранулитовый метаморфизм 1,86 млрд лет как отдельное метаморфическое событие с пиковыми и ретроградными стадиями, а не как часть УНТ-метаморфизма в пределах Ангаро-Канского блока.

Литература

Ножкин А. Д., Туркина О. М. Геохимия гранулитов Канского и Шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 219 с.

Сухоруков В. П., Туркина О. М., Гладкочуб Д. П. Первая находка сапфирина в гранулитах Ангаро-Канского блока: свидетельство ультравысокотемпературного метаморфизма на юго-западе Сибирского кратона // ДАН. 2018. Т. 479, № 5. С. 546–550. doi: 10.7868/S0869565218110154

Туркина О. М., Сухоруков В. П. Возрастные рубежи и условия метаморфизма мафических

гранулитов в раннедокембрийском комплексе Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 11. С. 1961–1986. doi: 10.15372/GiG20151104

Rosen O. M., Condie K. C., Natapov L. M., Nozhkin A. D. Archaean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment // *Archaean Crustal Evolution* / K. C. Condie (ed.). Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.

Sukhorukov V. P., Turkina O. M., Tessalina S., Talavera C. Sapphire-bearing Fe-rich granulites in the SW Siberian Craton (Angara-Kan block): implications for Paleoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism // *Gondwana Res.* 2018. Vol. 57. P. 26–47. doi: 10.1016/j.gr.2017.12.012

Sukhorukov V. P., Turkina O. M., Tessalina S., Talavera C. Orthopyroxene-sillimanite granulites of the Angara-Kan block (SW Siberian Craton): constraints on timing of UHT metamorphism // *J. Asian Earth Sci.* 2021. Vol. 207. Art. 104650. doi: 10.1016/j.jseaes.2020.104650

References

Nozhkin A. D., Turkina O. M. Geochemistry of granulites from Kansk and Sharyzhgaysk complexes. Novosibirsk: UIGGM; 1993. 219 p. (In Russ.)

Rosen O. M., Condie K. C., Natapov L. M., Nozhkin A. D. Archaean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment. *Archaean Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier; 1994. P. 411–459.

Sukhorukov V. P., Turkina O. M., Gladkochub D. P. The first finding of sapphire in granulites of the Angara-Kan block: evidence of ultra-high temperature metamorphism in the SW Siberian Craton. *Dokl. Earth Sci.* 2018;479(2):443–447. doi: 10.7868/S0869565218110154

Sukhorukov V. P., Turkina O. M., Tessalina S., Talavera C. Sapphirine-bearing Fe-rich granulites in the SW Siberian Craton (Angara-Kan block): implications for Paleoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism. *Gondwana Res.* 2018;57:26–47. doi: 10.1016/j.gr.2017.12.012

Sukhorukov V. P., Turkina O. M., Tessalina S., Talavera C. Orthopyroxene-sillimanite granulites of the

Angara-Kan block (SW Siberian Craton): constraints on timing of UHT metamorphism. *J. Asian Earth Sci.* 2021;207:104650. doi: 10.1016/j.jseaes.2020.104650

Turkina O. M., Sukhorukov V. P. Stages and conditions of metamorphism of mafic granulites in the Early Precambrian complex of the Angara-Kan terrane (southwestern Siberian Craton). *Russ. Geol. Geophys.* 2015;56:1544–1567. doi: 10.15372/GiG20151104

Поступила в редакцию / received: 29.07.2025; принята к публикации / accepted: 23.12.2025.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Сухоруков Василий Петрович

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник
лаборатории прогнозно-металлогенических
исследований

e-mail: svp@igm.nsc.ru

Туркина Ольга Михайловна

д-р геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник
лаборатории петрологии и рудоносности
магматических формаций

e-mail: turkina@igm.nsc.ru

CONTRIBUTORS:

Sukhorukov, Vasiliy

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher

Turkina, Olga

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

УДК 552.4

ДВА ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ АРХЕЙСКОГО НУРЛАТСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ВОЛГО-УРАЛИИ

А. А. Федотова^{1*}, О. М. Туркина², А. В. Постников³,
М. М. Фугзан¹, М. О. Аносова¹, О. В. Астраханцев¹,
Т. И. Кирнозова¹, И. А. Сабиров³

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН
(ул. Косыгина, 19, Москва, Россия, 119991), *fedotova@geokhi.ru

² Институт геологии и минералогии СО РАН им. В. С. Соболева (пр. Акад. Коптюга, 3,
Новосибирск, Россия, 630090)

³ Российский государственный университет нефти и газа (национальный
исследовательский университет) им. И. М. Губкина (Ленинский пр., 65, корп. 1,
Москва, Россия, 119991)

Волго-Уральский сегмент представляет собой один из трех крупных элементов структуры фундамента Восточно-Европейской платформы. Докембрийские комплексы здесь полностью перекрыты осадочным чехлом. Нурлатский комплекс, одна из областей распространения гранулитов и гнейсов архейской отрядненской серии, находится в северной части Средневожского мегаблока Волго-Уралии. Данные по микроэлементному составу типичных эндербито-гнейсов комплекса получены впервые. Для геохимической характеристики кристаллических сланцев, присутствующих в составе нурлатского комплекса в подчиненном объеме, необходимы дополнительные исследования. Эндербито-гнейсы нурлатского комплекса близки к породам серий ТТГ по содержанию элементов-примесей. Выделены две группы эндербито-гнейсов, отличающихся по геохимическим особенностям и изотопному составу Nd. Величины La_n/Yb_n пород группы Нур1 находятся в интервале от 8,3 до 11,6 ($T_{Nd}(DM)$ 3,7–3,5 млрд лет); эндербито-гнейсы Нур 2 показывают значения La_n/Yb_n от 20 до 21 ($T_{Nd}(DM)$ 3,4–3,1 млрд лет). Проведено сравнение эндербито-гнейсов нурлатского комплекса с эндербитами Титовского массива и гранитоидами Бакалинского массива, формирующего восточную часть Средневожского мегаблока. Протолиты пород Нур 1 ($T_{Nd}(DM)$ от 3,7 до 3,5 млрд лет), вероятно, соответствуют первичному вулканогенному материалу нурлатского комплекса. В неоархейское время, не позднее чем 2,7 млрд лет назад, предположительно при частичном плавлении пород Нур 1, сформировались эндербиты Нур 2 нурлатского комплекса ($T_{Nd}(DM)$ от 3,4 до 3,1 млрд лет) и эндербиты Титовского массива ($T_{Nd}(DM) = 3,2$ млрд лет). В это же время кристаллизовались диориты и породы лейкосомы мигматитов Бакалинского массива.

Ключевые слова: архей; эндербиты; геохимия; ТТГ; Sm-Nd изотопная система; Волго-Уралия; Восточно-Европейская платформа

Для цитирования: Федотова А. А., Туркина О. М., Постников А. В., Фугзан М. М., Аносова М. О., Астраханцев О. В., Кирнозова Т. И., Сабиров И. А. Два этапа формирования архейского нурлатского гранулитового комплекса Волго-Уралии // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 159–163. doi: 10.17076/geo2236

Финансирование. Работа выполнена по теме государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН.

A. A. Fedotova^{1*}, O. M. Turkina², A. V. Postnikov³, M. M. Fugzan¹, M. O. Anosova¹, O. V. Astrakhantsev¹, T. I. Kirnozova¹, I. A. Sabirov³. TWO FORMATION STAGES OF THE ARCHEAN NURLAT GRANULITE COMPLEX OF THE VOLGO-URALIA

¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences (19 Kosygina St., 119991 Moscow, Russia), *fedotova@geokhi.ru

²Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences (3 Acad. Koptyug Ave., 630090, Novosibirsk, Russia)

³Gubkin Russian State University of Oil and Gas (National Research University) (65 Leninskii Ave., Bldg. 1, 119991 Moscow, Russia)

The Volga-Ural segment is one of three major structural elements of the East European Platform basement. The Precambrian complexes here are completely overlapped by sedimentary cover. The Nurlat complex is a granulite and gneiss area within the Archean Otradnenskaya series located in the northern part of the Middle Volga megablock of the Volgo-Uralia. Data on the microelement composition of typical enderbite-gneisses of the complex have been obtained for the first time. Further studies are needed to determine the geochemical characteristics of the crystalline schists occurring within the Nurlat complex in minor amounts. The trace element content of enderbite-gneisses of the Nurlat complex are similar to that of TTG series rocks. Two groups of enderbite-gneisses were distinguished based on geochemical features and Nd isotope composition. The La_n/Yb_n values of the Nur 1 group rocks fall in the 8.3–11.6 ($T_{Nd}(DM)$ of 3.7–3.5 Ga) interval; enderbite-gneisses of the Nur 2 group have La_n/Yb_n values at 20–21 ($T_{Nd}(DM)$ 3.4–3.1 Ga). The Nurlat enderbite-gneisses were compared with enderbites of the Titovsky massif and granitoids of the Bakalinsky massif, which forms the eastern part of the Middle Volga megablock. The protoliths of the Nur 1 rocks ($T_{Nd}(DM)$ from 3.7 to 3.5 Ga) probably correspond to the primary volcanic material of the Nurlat complex. In the Neoproterozoic time, no later than 2.7 Ga, presumably during partial melting of the Nur 1 rocks, there formed enderbites of the Nur 2 complex ($T_{Nd}(DM)$ from 3.4 to 3.1 Ga) and enderbites of the Titovsky massif ($T_{Nd}(DM) = 3.2$ Ga). Simultaneously, diorites and leucosomes in migmatites of the Bakaly massif were crystallized.

Keywords: Archean; enderbites; geochemistry; TTG; Sm-Nd isotope system; Volgo-Uralia; East European Platform

For citation: Fedotova A. A., Turkina O. M., Postnikov A. V., Fugzan M. M., Anosova M. O., Astrakhantsev O. V., Kirnozova T. I., Sabirov I. A. Two formation stages of the Archean Nurlat granulite complex of the Volgo-Uralia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 159–163. doi: 10.17076/geo2236

Funding. The study was carried out under state assignment to the Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS.

Волго-Уральский сегмент представляет один из трех крупных элементов структуры фундамента Восточно-Европейской платформы [Vogdanova et al., 2016]. Докембрийские комплексы здесь перекрыты платформенным чехлом.

Для палеопротерозойских складчатых зон севера и юго-запада Волго-Уралии и ее об-

рамления, Волго-Донской и Вятско-Камской, получен комплекс аналитических данных [Щипанский, Хераскова, 2023; Erofeeva et al., 2024 и ссылки в них]. Установлено, что в области распространения архейских пород локально проявлен палеопротерозойский метаморфизм, 1,99 и 1,95 млрд лет назад [Федотова

и др., 2019; Bogdanova et al., 2021]. Но архейская геологическая история Волго-Уралии и Средневожского мегаблока, одного из главных элементов структуры региона, остается во многом неясной.

Нурлатский комплекс – одна из областей (60 × 20 км) распространения гранулитов и гнейсов архейской отрядненской серии, расположенная северо-восточнее архейского Титовского массива (50 × 50 км) эндербитов [Богданова, 1986; Бибикина и др., 1994; Геология..., 2003; Постников и др., 2025].

Впервые выполненное определение концентраций микроэлементов в типичных эндербито-гнейсах нурлатского комплекса и исследование изотопного состава Nd этих пород дали возможность разделить эндербито-гнейсы на группы Нур 1 и Нур 2. Для геохимической характеристики присутствующих в подчиненном объеме кристаллических сланцев нурлатского комплекса нужны дополнительные исследования. Эндербито-гнейсы близки к породам серий ТТГ [Martin et al., 2005] по петрохимическому составу, низким содержаниям Y ($< 11,3$ ppm), Yb ($< 1,1$ ppm), фракционированному спектру РЗЭ, отличаясь от типичных ТТГ несколько пониженными (214–285 ppm) концентрациями Sr. Породы группы Нур 1 характеризуют величины La_n/Yb_n от 8,3 до 11,6; Eu/Eu^* от 0,9 до 1,1; $T_{Nd}(DM)$ от 3,7 до 3,5 млрд лет. Для эндербито-гнейсов Нур 2 устанавливаются значения La_n/Yb_n от 20 до 21, Eu/Eu^* от 0,9 до 1,5, $T_{Nd}(DM)$ 3,4–3,1 млрд лет. Геохимические особенности пород группы Нур 2 сближают их с эндербитами Титовского массива, где $La_n/Yb_n > 18$, $T_{Nd}(DM)$ 3,2 млрд лет.

Геологическое строение Средневожского блока Волго-Уралии [Постников и др., 2025 и ссылки в ней], новые и ранее опубликованные аналитические данные [Бибикина и др., 1994; Bogdanova et al., 2010; Аносова и др., 2025; Постников и др., 2025] позволяют обосновать следующие предположения. Протолиты пород Нур 1 ($T_{Nd}(DM)$ от 3,7 до 3,5 млрд лет) соответствуют первичному вулканогенному материалу нурлатского комплекса. В неоархейское время, не позднее чем 2,7 млрд лет назад, вероятно, во время частичного плавления пород группы Нур 1, сформировались эндербиты Нур 2 нурлатского комплекса ($T_{Nd}(DM)$ от 3,4 до 3,1 млрд лет) и эндербиты Титовского массива ($T_{Nd}(DM)$ 3,2 млрд лет). В близком интервале времени в условиях амфиболитовой фации произошло частичное плавление ранних пород Бакалинского массива с формированием кварцевых диоритов и лейкосомы мигматитов (2718 ± 5 и 2710 ± 19 млн лет [Bogdanova et al., 2010]).

Литература

Аносова М. О., Астраханцев О. В., Постников А. В., Федотова А. А., Кирнозова Т. И., Фугзан М. М., Сабиров И. А. Архейский возраст гранито-гнейсовых комплексов Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона // *Геохимия*. 2025. Т. 70, № 1. С. 38–60. doi: 10.31857/S0016752525010029

Бибикина Е. В., Кирнозова Т. И., Попова Л. П., Постников А. В., Макаров В. А., Кременецкий А. А. U–Pb возраст и корреляция магматических образований гранулитовых и амфиболитовых комплексов Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 1994. Т. 2, № 3. С. 3–7.

Богданова С. В. Земная кора Русской плиты в раннем докембри // *Труды ГИН АН СССР*. Вып. 408. М.: Наука, 1986. 224 с.

Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника / Гл. ред. Б. В. Буров. М.: ГЕОС, 2003. 402 с.

Постников А. В., Сабиров И. А., Аносова М. О., Астраханцев О. В., Федотова А. А., Кирнозова Т. И., Фугзан М. М. Датирование ранних этапов формирования сиалического фундамента Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона // *Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Центру и Югу Русской платформы*. 2025. № 7. С. 14–27.

Федотова А. А., Богданова С. В., Клаэссон С., Аносова М. О., Постников А. В., Фугзан М. М., Кирнозова Т. И. Новые данные о палеопротерозойском возрасте метаморфизма Елабужской зоны деформаций Волго-Уралии, Восточно-Европейский кратон // *ДАН*. 2019. Т. 488, № 3. С. 307–312. doi: 10.31857/S0869-56524883307-312

Щипанский А. А., Хераскова Т. Н. Волго-Донской коллизионный ороген Восточно-Европейского кратона как палеопротерозойский аналог Гималай-Тибетского орогена // *Геодинамика и тектонофизика*. 2023. Т. 14, № 2. Art. 0692. doi: 10.5800/GT-2023-14-2-0692

Bogdanova S.V., Belousova E., Piazzolo S., De Waele B., Larionov A. N., Postnikov A. V., Samsonov A. V. Palaeoproterozoic reworking of early Archaean lithospheric blocks: rocks and zircon records from charnockitoids in Volgo-Uralia // *Precambrian Res.* 2021. Vol. 360. Art. 106224. doi: 10.1016/j.precamres.2021.106224

Bogdanova S. V., De Waele B., Bibikova E. V., Belousova E. A., Postnikov A. V., Fedotova A. A., Popova L. P. Volgo-Uralia: The first U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic evidence of preserved paleoarchean crust // *Am. J. Sci.* 2010. Vol. 310, no. 10. P. 1345–1383. doi: 10.2475/10.2010.06

Bogdanova S. V., Gorbatshev R., Garetsky R. G. EUROPE | East European Craton // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences* / E. Scott (ed.). Elsevier, 2016. doi: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X

Erofeeva K. G., Samsonov A. V., Larionov A. N., Pilityna T. A., Postnikov A. V., Sabirov I. A., Vovshina A. Yu., 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. Vol. 129. P. 53–74. doi: 10.1016/j.gr.2023.12.009

Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. Vol. 79. P. 1–24. doi: 10.1016/j.lithos.2004.04.048

References

Anosova M. O., Astrakhantsev O. V., Postnikov A. V., Fedotova A. A., Kirnozova T. I., Fugzan M. M., Sabirov I. A. The Archean age of granite-gneiss complexes from the Kama-Vyatka zone (the Volga-Ural segment, East European Craton). *Geochem. Int.* 2025;63(1): 30–50. doi: 10.1134/S0016702924700794

Bibikova E. V., Kirnozova T. I., Popova L. P., Postnikov A. V., Makarov V. A., Kremenetskii A. A. U–Pb age and correlation of magmatic rocks of the granulite and amphibolite complexes of the Volga-Uralian segment of the East European Platform. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya = Stratigraphy. Geological Correlation.* 1994;2(3):3–7. (In Russ.)

Bogdanova S. V. Earth's crust of the Russian Plate in the Early Precambrian. *Trudy GIN AN SSSR = Transactions GI AS USSR.* Iss. 408. Moscow: Nauka; 1986. 224 p. (In Russ.)

Bogdanova S. V., Belousova E., Piaolo S., De Waele B., Larionov A. N., Postnikov A. V., Samsonov A. V. Palaeoproterozoic reworking of early Archean lithospheric blocks: rocks and zircon records from charnockitoids in Volgo-Uralia. *Precambrian Res.* 2021;360:106224. doi: 10.1016/j.precamres.2021.106224

Bogdanova S. V., Gorbatshev R., Garetsky R. G. EUROPE | East European Craton. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences.* Elsevier; 2016. doi: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X

Bogdanova S. V., De Waele B., Bibikova E. V., Belousova E. A., Postnikov A. V., Fedotova A. A., Popova L. P. Volgo-Uralia: The first U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd isotopic evidence of preserved paleoarchean crust. *Am. J. Sci.* 2010;310(10):1345–1383. doi: 10.2475/10.2010.06

Burov B. V. (ed.). *Geology of Tatarstan. Stratigraphy and tectonics.* Moscow: GEOS; 2003. 402 p. (In Russ.)

Erofeeva K. G., Samsonov A. V., Larionov A. N., Pilitsyna T. A., Postnikov A. V., Sabirov I. A., Vovshina A. Yu., 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;129:53–74. doi: 10.1016/j.gr.2023.12.009

Fedotova A. A., Bogdanova S. V., Klaehsson S., Anosova M. O., Postnikov A. V., Fugzan M. M., Kirnozova T. I. New data on the Paleoproterozoic age of metamorphism in the Yelabuga deformation zone of Volgo-Uralia, East European Craton. *Dokl. Earth Sci.* 2019;488: 1123–1127. doi: 10.1134/S1028334X19090241

Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos.* 2005;79:1–24. doi: 10.1016/j.lithos.2004.04.048

Postnikov A. V., Sabirov I. A., Anosova M. O., Astrakhantsev O. V., Fedotova A. A., Kirnozova T. I., Fugzan M. M. Dating of the early stages of formation of the sialic basement of the Volga-Ural segment of the East European Craton. *Byulleten' Regional'noi mezhdovedstvennoi stratigraficheskoi komissii po Tsentru i Yugu Russkoi platformy = Bulletin of the ISC of Russia for the Center and South of the Russian Platform.* 2025;7: 14–27. (In Russ.)

Shchipansky A. A., Kheraskova T. N. The Volga-Don collisional orogen in the East European Craton as the Paleoproterozoic analogue of the Himalayan-Tibetan orogen. *Geodynamics & Tectonophysics.* 2023;14(2):0692. (In Russ.). doi: 10.5800/GT-2023-14-2-0692

Поступила в редакцию / received: 16.10.2025; принята к публикации / accepted: 23.12.2025.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Федотова Анна Анатольевна

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник

e-mail: fedotova@geokhi.ru

Туркина Ольга Михайловна

д-р геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник

e-mail: turkina@igm.nsc.ru

Постников Александр Васильевич

д-р геол.-мин. наук, зав. кафедрой литологии

e-mail: postnikov.a@gubkin.ru

Фугзан Мира Минигалимовна

канд. хим. наук, старший научный сотрудник

e-mail: fugzan@geokhi.ru

CONTRIBUTORS:

Fedotova, Anna

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher

Turkina, Olga

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

Postnikov, Alexander

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Department

Fugzan, Mira

Cand. Sci. (Chem.), Senior Researcher

Аносова Мария Олеговна

канд. хим. наук, старший научный сотрудник

e-mail: anosova@geokhi.ru

Астраханцев Олег Владимирович

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник

e-mail: astrakhantsev@geokhi.ru

Кирнозова Татьяна Ивановна

научный сотрудник

e-mail: kirnozovat@mail.ru

Сабиров Ильнур Анварович

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник,
доцент кафедры литологии

e-mail: sabirov.i@gubkin.ru

Anosova, Maria

Cand. Sci. (Chem.), Senior Researcher

Astrakhantsev, Oleg

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher

Kirnozova, Tatiana

Researcher

Sabirov, Ilnur

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor,
Senior Researcher

УДК 552.48:551.24:551.71/72

ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКАЯ ОРОГЕНИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ БЕЛОМОРСКИХ ЭКЛОГИТОВ, СЕВЕРО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

А. А. Щипанский

Геологический институт РАН (Пыжевский пер., 7, Москва, Россия, 109017)

Беломорский подвижный пояс (БПП) представляет собой пояс высокоградных пород, сложенный преимущественно мезо- и неоархейскими тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами, в которых запечатаны многочисленные блоки ретроградно измененных эклогитов (ретроэклогитов), что определяет уникальность БПП, поскольку в других подобных архейских областях мира эклогиты неизвестны. До сих пор происхождение беломорских эклогитов связывалось с субдукцией палеопротерозойской океанической коры с последующей коллизией Лапландско-Кольской и Карельской литосферных плит, что предполагает поздне-палеопротерозойский возраст эклогитов. Этой модели противоречат критически важные данные, вытекающие из тектонического анализа северо-восточной части литосферы Фенноскандинавского щита. Во-первых, распространение ретроэклогитов ограничено архейской литосферой. Во-вторых, протолиты ретроэклогитов являются гиперстен-нормативными, а основные расплавы Лапландско-Кольского палеоокеана – нефелин-нормативными. В-третьих, сейсмическая картина в области наибольшего распространения эклогитов не обнаруживает ни малейших свидетельств тектонического расслоения коры. Новая модель происхождения БПП связывается с формированием в людиковии антиформного форланда Лапландско-Кольского компрессионного орогена (ЛКО) в результате девиаторного ортогонального сжатия (тектонического давления) Лапландско-Кольской и Карельской литосферных плит. В наибольшей степени тектоническому давлению была подвержена область Северо-Беломорского синтаксиса, где в ТТГ-гнейсах архея расположено большинство тел ретроэклогитов. Здесь фиксируется флексурный изгиб архейской литосферы, приведшей к ее геометрическому укорочению на ~10 %, вызвав значительное усиление дислокационной ползучести не только в ее коровой, но и в мантийной части, и активизацию флюидной активности. Ретроэклогиты БПП имеют двойственную природу: (1) изначально эклогиты образовались в результате глубокой и, вероятно, холодной субдукции архейской океанической коры как значимый компонент алмазонасной литосферной мантии; (2) их выведение на поверхность происходило длительное время с заметным продвижением в процессе Лапландско-Кольской орогении по законам неньютоновской реологии.

Ключевые слова: тектоника орогенеза; ранний докембрий; литосфера; форланд; эклогит; тектоническое давление; флюидная активность

Для цитирования: Щипанский А. А. Лапландско-Кольская орогения и происхождение Беломорских эклогитов, северо-восток Фенноскандинавского щита // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 164–167. doi: 10.17076/geo2166

Финансирование. Работа осуществлялась в рамках госзадания АААА-А20-120030690018-2.

A. A. Shchipansky. LAPLAND-KOLA OROGENY AND THE ORIGIN OF BELOMORIAN ECLOGITES, NORTH-EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD

Geological Institute, Russian Academy of Science (7 Pyzhevsky Per., 109017 Moscow, Russia)

The Belomorian mobile belt is defined as the belt of high-grade metamorphic rocks, made up predominantly of Meso- to Neoproterozoic tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) gneisses with numerous blocks of strongly retrogressed eclogites (retro-eclogite) sealed inside them. We highlight that the genesis of the Belomorian mobile belt was triggered by a far-field stress resulting in emergence of the fore-bulge belt during the development of the Lapland-Kola compressional orogeny and the related flexure of the Archean lithosphere. This led to ~10 % shortening of the Archean lithosphere, culminating both in significant enhancement of the dislocation creep rate in its crustal level and compaction-derived fluid activity. The tectonic pressure was maximal in the North-Belomorian syntax area, which contains an overwhelming majority of eclogite blocks sealed in the Meso- to Neoproterozoic TTG gneisses.

Keywords: Orogenic tectonics; Early Precambrian; lithosphere; foreland; eclogite; tectonic pressure; fluid activity

For citation: Shchipansky A. A. Lapland-Kola orogeny and the origin of Belomorian eclogites, North-Eastern Fennoscandian Shield. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 164–167. doi: 10.17076/geo2166

Funding. The studies were carried out under state assignment AAAA-A20-120030690018-2.

Для того чтобы непротиворечиво объяснить происхождение такого уникального явления, как беломорские эклогиты, необходимо понять тектоническую природу ББП, а не основываться только на петрологических представлениях о РТ-параметрах их пикового метаморфизма, которые базируются на постулировании моноциклической петли эволюции эклогитового метаморфизма, что может быть валидным для молодых орогенов, но не является релевантным для древних полиметаморфических областей, подобных ББП.

Имеющиеся данные по литостратиграфии осадочно-вулканогенных разрезов людиковия (орозиния) Лапландско-Кольского компрессионного орогена (ЛКО), их геохимии и режимах частичного плавления мантии этого времени, как и данные по глубинной структуре ББП, не обнаруживают признаков субдукционных процессов, что до сих пор служило «петролого-субдукционным объяснением» палеопротерозойского происхождения беломорских ретроэклогитов [Щипанский, 2025]. Так, мафит-ультрамафиты людиковия являются нефелин-нормативными, а ретроэклогиты Беломорского пояса, как и ксенолитовые эклогиты из кимберлитовых трубок, – гиперстен-нормативными.

Необходимо различать собственно эклогиты, которые претерпели сильные ретроградные синскладчатые изменения, и эклогитизацию,

которая приводила к появлению массивных эклогитоподобных пятен возраста ~ 1,9 млрд лет, чаще всего в интрузивных породах раннего палеопротерозоя, что является частным проявлением глубинного метасоматоза, широко известного в ББП [Бушмин, 1987; Астафьев, Воинова, 2020] (локальное термодинамическое равновесие и инфильтрационный метасоматоз для открытых систем в земной коре) [Коржинский, 1973].

Тектогенез ББП был связан с формированием «выпученного» форланда (fore-bulge) Лапландско-Кольского компрессионного орогена и флексуризацией архейской литосферы, приведшей к ее укорочению на ~ 10 %, вызвав значительное усиление дислокационной ползучести (псевдопластичности) ее коровой части и активизацию флюидной активности [см. Pettrini, Podladchikov, 2000]. Тектоническое/избыточное давление в орогенической коре должно приводить не только к ее масштабной эксгумации, но и к активизации флюидной фазы в результате уплотнения минеральной среды, миграция которой может осуществляться не только к поверхности, но и в глубь коры [Connolly, Podladchikov, 2004]. Ключевым физическим параметром, определяющим амплитуду воздействия девиаторного давления, является длительность его воздействия [Brown, 2001].

В наибольшей степени этот процесс был выражен в области Северо-Беломорского

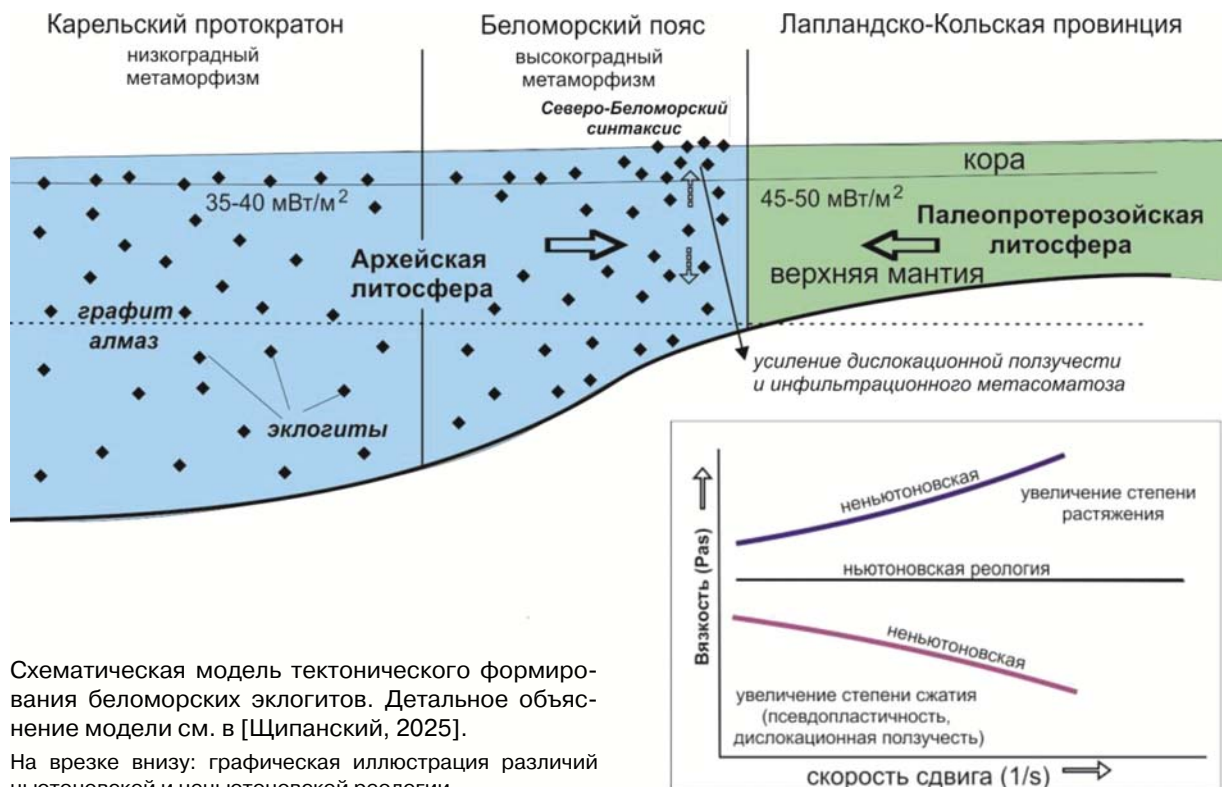
синтаксиса, где в ТТГ-гнейсах архея расположено подавляющее количество тел ретроэклогитов, которые зачастую ассоциируют с мантийными пироксенитами и перидотитами. Очевидным доказательством вовлечения мантийных пород в тектогенез ретроэклогитов являются их находки в виде включений в блоках мантийных перидотитов, демонстрирующие участие пород СКЛМ (субконтинентальной литосферной мантии) в процессе выведения эклогит-серогнейсовой ранней континентальной коры на поверхность.

Известно, что эклогиты в архейской сублитосферной мантии Карельского кратона, как и других кратонов мира, присутствуют в значительных количествах, не менее 28 % объема СКЛМ [Lee, 2003], но единственным известным способом доставки эклогитов к поверхности являются кимберлитовые и лампроитовые трубки взрыва. Однако беломорские ретроэклогиты представляют собой уникальное явление, указывающее на возможность их выведения на поверхность механизмом компрессионного сжатия литосферы ЛКО в условиях длительной дислокационной ползучести орогенической коры, т. е. по законам неньютоновской реологии [Mancktelow, 2008; Moulas et al., 2019] (рис.). В противном случае возникает неразрешимый вопрос о том, каким образом

эклогиты с плотностью $\sim 3,5 \text{ г/см}^3$ залегают в ТТГ-гнейсах с плотностью $\sim 2,8 \text{ г/см}^3$.

Эволюция беломорских эклогитов имела длительную историю, около 1 млрд лет. Возраст их образования геологически ограничивается возрастом вмещающих их ТТГ-гнейсов, т. е. мезо- и неоархеем, когда формировалась ранняя континентальная кора и подстилающая ее алмазоносная холодная СКЛМ, характеризующаяся низким тепловым потоком. Последующая их история запечатлена в изотопно-геохронологических метках циркона, который демонстрирует отчетливые пики глобальных тектонических событий от времен формирования суперконтинента Кенорленд, его распада и до начала формирования суперконтинента Нуна/Колумбия, когда в орозии появились первые орогенические пояса в истории Земли.

Таким образом, ретроэклогиты ББП имеют двойственную природу. Во-первых, изначально они образовались в результате глубокой и, вероятно, холодной субдукции архейской океанической коры как значимый компонент алмазоносной СКЛМ. Во-вторых, их выведение на поверхность происходило длительное время с заметным продвижением в процессе тектогенеза ЛКО, что физически хорошо описывается законами неньютоновской реологии.



Схематическая модель тектонического формирования беломорских эклогитов. Детальное объяснение модели см. в [Шчипанский, 2025].

На врезке внизу: графическая иллюстрация различий ньютоновской и неньютоновской реологии

Schematic model of the tectonic genesis of the Belomorian eclogites. See details in [Shchipsansky, 2025].

Lower inset: plot of viscosity versus shear rate explaining the difference between Newtonian and non-Newtonian rheologies

Литература

Астафьев Б. Ю., Воинова О. А. Климовский метасоматический комплекс Беломорского подвижного пояса: состав, возраст, геологическая позиция // Геотектоника. 2025. № 1. С. 23–40. doi: 10.31857/S0016853X20010038

Бушмин С. А. Минеральные фации метасоматитов, связанных с региональным метаморфизмом // Записки ВМО. 1987. Вып. 5. С. 585–601.

Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.

Щипанский А. А. Тектогенез Беломорского подвижного пояса и происхождение беломорских эклогитов (северо-восток Балтийского щита) // Геотектоника. 2025. № 4. С. 3–28. doi: 10.1134/S0016852125700232

Brown C. D. Thermal controls on flexure of underthrust continental lithosphere // *Geophys. J. Int.* 2001. Vol. 146. P. 813–826.

Connolly J. A. D., Podladchikov Y. Y. Fluid flow in compressive tectonic settings: Implications for mid-crustal seismic reflectors and downward fluid migration // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2004. Vol. 109. B0420. doi: 10.1029/2003JB002822.

Lee C.-T. A. Compositional variation of density and seismic velocities in natural peridotites at STP conditions: Implications for seismic imaging of compositional heterogeneities in the upper mantle // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108, no. B9. doi: 10.1029/2003JB002413

Mancktelow N. S. Tectonic pressure: theoretical concepts and modelled examples // *Lithos.* 2008. Vol. 103. P. 149–177. doi: 10.1016/j.lithos.2007.09.013

Moulas E., Schmalholz S., Podladchikov Y., Tajčmanová L., Kostopoulos D., Baumgartner L. Relation between mean stress, thermodynamic, and lithostatic pressure // *J. Metamorph. Geol.* 2019. Vol. 37. P. 1–14. doi: 10.1111/jmg.12446

Petrini K., Podladchikov Yu. Lithospheric pressure–depth relationship in compressive regions of thickened crust // *J. Metamorph. Geol.* 2000. Vol. 18. P. 67–77. doi: 10.1046/j.1525-1314.2000.00240.x

References

Astafiev B. Yu., Voinova O. A. Klimovskii metasomatic complex of the Belomorian Mobile Belt: composition, age, geological position. *Geotectonics.* 2020;54(1): 19–34. doi: 10.1134/S0016852120010033

Brown C. D. Thermal controls on flexure of underthrust continental lithosphere. *Geophys. J. Int.* 2001; 146:813–826.

Bushmin S. A. Mineral facies of metasomatites related to regional metamorphism. *Zapiski VMO = Proceedings of the All-Union Mineralogical Society.* 1987;5: 585–601. (In Russ.)

Connolly J. A. D., Podladchikov Y. Y. Fluid flow in compressive tectonic settings: Implications for mid-crustal seismic reflectors and downward fluid migration. *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2004;109:B0420. doi: 10.1029/2003JB002822.

Korzhinskii D. S. Theoretical basis for the analysis of the paragenesis of minerals. Moscow: Nauka; 1973. 288 p. (In Russ.)

Lee C.-T. A. Compositional variation of density and seismic velocities in natural peridotites at STP conditions: Implications for seismic imaging of compositional heterogeneities in the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 2003;108:B9. doi: 10.1029/2003JB002413

Mancktelow N. S. Tectonic pressure: theoretical concepts and modelled examples. *Lithos.* 2008;103: 149–177. doi: 10.1016/j.lithos.2007.09.013

Moulas E., Schmalholz S., Podladchikov Y., Tajčmanová L., Kostopoulos D., Baumgartner L. Relation between mean stress, thermodynamic, and lithostatic pressure. *J. Metamorph. Geol.* 2019;37:1–14. doi: 10.1111/jmg.12446

Petrini K., Podladchikov Yu. Lithospheric pressure–depth relationship in compressive regions of thickened crust. *J. Metamorph. Geol.* 2000;18:67–77. doi: 10.1046/j.1525-1314.2000.00240.x

Shchipansky A. A. Tectonic origin of the Belomorian Mobile Belt and Belomorian eclogites (northeast of the Baltic Shield). *Geotektonika = Geotectonics.* 2025;4: 3–28. (In Russ.). doi: 10.1134/S0016852125700232

Поступила в редакцию / received: 29.07.2025; принята к публикации / accepted: 23.12.2025.
Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов / The author declares no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Щипанский Андрей Анатольевич

д-р геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник

e-mail: shchipansky@mail.ru

CONTRIBUTOR:

Shchipansky, Andrey

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

УДК 552.3+552.4

СИНХРОННОСТЬ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ В ЧУПИНСКИХ ГНЕЙСАХ И МЕТАГАББРОИДАХ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: РТ-УСЛОВИЯ МИГМАТИТООБРАЗОВАНИЯ И ВОЗРАСТ МИГМАТИТОВ

А. В. Юрченко*, Ш. К. Балтыбаев, Т. А. Мыскова

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034), *yurchenko-nastya@yandex.ru*

Оценены РТ-условия и время частичного плавления мигматизированных пород Беломорского подвижного пояса: кианитсодержащих гнейсов чупинской толщи и прорывающих их протерозойских метагабброидов. В исследовании были применены методы термодинамического моделирования минералообразования на основе минимизации энергии Гиббса и U-Pb-метод датирования монацита и титанита методом изотопного разбавления (ID-TIMS). Моделирование минералообразования (PERPLE_X) и минеральная термобарометрия показали, что РТ-оценки формирования пород характеризуют метаморфизм в условиях высокотемпературной амфиболитовой, начальной гранулитовой фации умеренно высоких давлений: $T = 650\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 7,5\text{--}9,5$ кбар для глиноземистых гнейсов и $P = 8,0\text{--}10,5$ кбар для метагабброидов, с регрессивной ветвью метаморфизма, достигающего до $T = 550\text{--}590\text{ }^{\circ}\text{C}$ при давлениях $P = 4,5\text{--}6,0$ кбар. Установлено, что водонасыщенное плавление гнейсов и метагабброидов приводит к образованию гранитных или гранодиорит-тоналитовых расплавов при температуре $680\text{--}730\text{ }^{\circ}\text{C}$ при средних и умеренных давлениях. Моделирование минералообразования с соотношением $\text{CO}_2 : \text{H}_2\text{O} = 0,2 : 0,8$ наилучшим образом воспроизводит наблюдаемый минеральный парагенезис в обоих типах пород. Определение времени частичного плавления чупинских гнейсов выполнялось U-Pb-датированием монацита, а время мигматизации метагабброида устанавливалось U-Pb-датированием титанита. Результаты геохронометрии с использованием двух минералов выявили синхронность протекания частичного плавления в контрастных по составу протолитах: получены совпадающие в пределах погрешности определения возраста значения $\sim 1,85$ млрд лет для мигматитов по глиноземистым гнейсам и метагабброидам. РТ-оценки и результаты геохронометрии свидетельствуют о палеопротерозойском этапе тектоно-термальных событий, широко проявленном в пределах Беломорского подвижного пояса.

Ключевые слова: мигматизация; Беломорский подвижный пояс; чупинские гнейсы; метагабброиды; датирование; моделирование

Для цитирования: Юрченко А. В., Балтыбаев Ш. К., Мыскова Т. А. Синхронность частичного плавления в чупинских гнейсах и метагабброидах Беломорского подвижного пояса: РТ-условия мигматитообразования и возраст мигматитов // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 2. С. 168–171. doi: 10.17076/geo2176

Финансирование. Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда № 25-27-00117.

A. V. Yurchenko, Sh. K. Baltybaev, T. A. Myskova. SYNCHRONISM OF PARTIAL MELTING IN CHUPA GNEISSES AND METAGABBROIDS OF THE BELOMORIAN MOBILE BELT: P-T CONDITIONS OF MIGMATITE FORMATION AND AGE OF MIGMATITES

*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences (2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia), *yurchenko-nastya@yandex.ru*

The P-T conditions and time of partial melting of migmatized rocks of the Belomorian mobile belt – kyanite-bearing gneisses of the Chupa Formation and the Proterozoic metagabbroids that intrude them – were estimated. The study employed thermodynamic modeling of mineral formation based on Gibbs energy minimization and the U-Pb isotope dilution method (ID-TIMS) of dating of monazite and titanite. Modeling of mineral formation (PERPLE_X) and mineral thermobarometry showed that the estimated P-T conditions correspond to high-temperature amphibolite and initial granulite facies metamorphism with moderately high pressures: T = 650–750 °C, P = 7.5–9.5 kbar for aluminous gneisses and P = 8.0–10.5 kbar for metagabbroids, with a regressive metamorphism path towards T = 550–590 °C at P = 4.5–6.0 kbar. It was established that water-saturated melting of gneisses and metagabbroids resulted in the formation of granite or granodiorite-tonalite melts at 680–730 °C under medium and moderate pressures. Modeling of mineral formation with a CO₂ : H₂O ratio of 0.2 : 0.8 produced the best fit to the observed mineral paragenesis in both rock types. The timing of partial melting of the Chupa gneisses was determined by U-Pb dating of monazite, and the migmatization of the metagabbroid was dated by U-Pb dating of titanite. Geochronometry using two minerals revealed the synchrony of partial melting in compositionally contrasting protoliths: the ~1.85 Ga age dating coincides within error for migmatites from aluminous gneisses and metagabbroids. The P-T estimates and geochronometry results indicate a Paleoproterozoic stage of tectonic-thermal events, widely manifested within the Belomorian Mobile Belt.

Keywords: migmatization; Belomorian Mobile Belt; Chupa gneisses; dating; metagabbroids; thermodynamic modeling

For citation: Yurchenko A. V., Baltybaev Sh. K., Myskova T. A. Synchronism of partial melting in Chupa gneisses and metagabbroids of the Belomorian Mobile Belt: P-T conditions of migmatite formation and age of migmatites. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 2. P. 168–171. doi: 10.17076/geo2176

Funding. This research was funded by the Russian Science Foundation, grant No. 25-27-00117.

Формирование гранитных расплавов при частичном плавлении метаморфических пород является важной составляющей тектонической эволюции, поскольку появление и перемещение анатектического расплава коренным образом изменяет реологические свойства пород, например, снижает их механическую прочность и увеличивает объем метаморфических толщ. Сам факт появления анатектических расплавов свидетельствует о достижении P-T параметров не ниже условий высокотемпературной субфации амфиболитовой фации метаморфизма. Однако известно, что начало плавления пород зависит не только от P-T параметров, но и от вещественного состава мигматизируемых пород, их структурно-текстурных особенностей, наличия (и состава) флюида.

В пределах площади распространения чупинской толщи Беломорского подвижного

пояса (БПП) нами изучались контрастные по химическому составу мигматизированные породы (глиноземистые гнейсы и секущие их метаморфизованные габброиды) с целью установления времени анатексиса и сравнения термодинамических режимов протекания частичного плавления в них.

БПП в виде покровно-складчатой структуры сложного строения простирается вдоль Белого моря полосой шириной 100–150 км и ограничен с юго-запада Карельским и с северо-востока Кольским архейскими кратонами (геоблоками) [Ранний..., 2005]. Он состоит преимущественно из гранитоидов и мигматизированных гнейсов архейского возраста с подчиненным количеством метаинтрузивных базит-ультрабазитовых тел и пегматитов палеопротерозойского возраста [Balagansky et al., 2015; Слабунов и др., 2016]. Расположенная в осевой части БПП

чупинская толща сплошной полосой или в виде разобщенных фрагментов сложена главным образом кианит-гранат-биотитовыми, гранат-биотитовыми, мусковит-биотитовыми и биотитовыми гнейсами с подчиненными прослоями амфиболовых сланцев и телами амфиболитов [Ранний..., 2005].

Среди изученных нами мигматизированных гнейсов чупинской толщи по петрографическому составу выделены: (1) Grt-Bt, (2) Ky-Grt-Bt, с количеством кианита от единичных зерен до 20 об. %, (3) лейкократовые существенно кварц-плагиоклазовые, в которых темноцветные минералы (гранат, биотит, единичные зерна кианита) не превышают 10 об. %, и (4) мусковитсодержащие, в которых мусковит находится в ассоциации или парагенезисе с описанными выше темноцветными минералами.

Для гнейсов характерны как мелкозернистые, так и крупнозернистые порфиrolепидогранобластовые, лепидогранобластовые, гранобластовые структуры и массивные, чаще полосчатые, текстуры. Как правило, порфиробласты представлены гранатом, гораздо реже – кианитом.

Мигматизация чупинских гнейсов проявлена неравномерно – встречаются породы как не затронутые мигматизацией, так и сильно мигматизированные, содержащие до 50–70 об. % лейкосомы. Мощность лейкосом варьирует от первых миллиметров до первых сантиметров. Они представлены в основном плагиоклаз-кварцевыми сегрегациями с единичными зернами биотита, мусковита и граната; изредка встречаются также разности с калиевым полевым шпатом.

Для определения времени мигматизации были отобраны пробы лейкосомы из чупинских гнейсов в зоне пологозалегающих надвигов северо-западного простирания.

Гнейс, содержащий лейкосому, представляет собой грубополосчатую, линзовидно-пятнистую крупно- и гигантозернистую породу, в которой лейкократовые обособления до 4 см по мощности состоят из кварца, плагиоклаза и единичных зерен граната.

Секущий гнейсы массив метагабброидов субширотного простирания сложен мигматизированными гранат-амфиболовыми кристаллосланцами и амфиболитами. Основными породообразующими минералами являются амфибол, средний-основной плагиоклаз, гранат, биотит, кварц.

Мигматизация массива проявлена неравномерно и представлена двумя типами лейкосом, отличающихся размером, минеральным составом и, не исключено, относящихся

к двум разным этапам или стадиям мигматитообразования.

Первые, более ранние лейкосомы небольшие по мощности: от совсем тонких миллиметровых прожилков до 5 см, состоят преимущественно из лейкократовых минералов – кварца и плагиоклаза, встречаются единичные зерна мелкого граната. Амфиболитизация вокруг этих лейкократовых обособлений не столь интенсивная, как вокруг лейкосом второго типа, секущих раннюю лейкосому и в которых более интенсивно проявлен лейкократовый материал.

Второй тип лейкосом связан с формированием зон пластического течения северо-западного простирания. В этих зонах лейкосома второго типа имеет вид крупнозернистых лейкократовых обособлений мощностью до 20–30 см, содержащих кварц, плагиоклаз, гранат и клинопироксен. Вокруг нее наблюдается интенсивная амфиболитизация и укрупнение зерен амфибола и граната. Титанит для датирования был отобран из второго типа лейкосом.

Наблюдаемые в породах (гнейсах и метагабброидах) метаморфические минеральные парагенезисы хорошо воспроизводятся при моделировании минералообразования в программе PERPLE_X [Connolly, 1990].

Парагенезисы Grt+Pl+Ky+Bt+Rt в гнейсах и Amp+Grt+Pl+Qz±Tnt±Cpx в метагабброидах на PT-диаграммах занимают области высокотемпературной амфиболитовой фации средних и умеренно высоких давлений. Этим оценкам не противоречат результаты минеральной термобарометрии, показывающие $T = 620\text{--}680\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 6,2\text{--}9,8\text{ кбар}$ для гнейсов, $T = 550\text{--}710\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 8,6\text{--}12,2\text{ кбар}$ для метагабброидов. Следует отметить, что для гнейсов получены более низкие оценки давления минералообразования, что может быть связано с особенностями установления химического равновесия между минералами в метагаббро и гнейсах.

Моделирование минералообразования с соотношением $\text{CO}_2 : \text{H}_2\text{O}$ во флюиде 0,2 : 0,8 наиболее адекватно воспроизводит минеральный парагенезис, наблюдаемый в шлифах. Повышение доли CO_2 (> 0,3) приводит к появлению карбонатов, что не соответствует природным наблюдениям. Уменьшение мольной доли воды от 1,0 до 0,6 во флюиде увеличивает начальную температуру плавления пород на 50–70 °C.

Температура появления гранитного расплава в породах разного состава хотя и несколько отличается, но по данным моделирования возможно одновременное образование анатектических лейкосом при 680–730 °C. Выявлено, что главнейшим параметром, влияющим

на температуру плавления, кроме состава протолита, является доля (активность) воды в метаморфическом флюиде.

Для двух проб монацита из глиноземистых гнейсов получены конкордантные значения возрастов 1853 ± 5 и 1854 ± 5 млн лет, а для дискордантной фигуративной точки изотопного состава титанита возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составил 1858 ± 3 млн лет. Линия дискордии, проведенная по всем фигуративным точкам измеренных изотопных отношений титанита и монацита, определяет возраст в точке пересечения этой линии с конкордией, равный 1852 ± 2 млн лет.

Таким образом, U-Pb-датирование монацита из мигматизированных чупинских гнейсов и титанита из метагаббро указывает на субсинхронное протекание анатексиса в сравниваемых породах в палеопротерозойское время ~ 1,85 млрд лет назад. РТ-оценки метаморфизма выявили условия высокотемпературной амфиболитовой – начальной гранулитовой фации умеренно высоких давлений: $T = 650\text{--}750$ °С, $P = 7,5\text{--}9,5$ кбар для глиноземистых гнейсов и $P \approx 8,0\text{--}10,5$ кбар для метагабброидов, с регрессивной ветвью метаморфизма, доходящего до $T = 550\text{--}590$ °С при давлениях $P = 4,5\text{--}6,0$ кбар.

Литература

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

Слабунов А. И., Азимов П. Я., Глебовицкий В. А., Жанг Л., Кевлич В. И. Архейская и палеопротерозойская мигматизация пород Беломорской

провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // ДАН. 2016. Т. 467, № 1. С. 71–74. doi: 10.7868/S0869565216070239

Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A. I., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A. Archaean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing, and tectonic implications // *Int. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57. P. 1543–1565. doi: 10.1080/00206814.2014.958578

Connolly J. A. Multivariable phase-diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // *Am. J. Sci.* 1990. Vol. 290. P. 666–718. doi: 10.2475/ajs.290.6.666

References

Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A. I., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A. Archaean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing, and tectonic implications. *Int. Geol. Rev.* 2015;57: 1543–1565. doi: 10.1080/00206814.2014.958578

Connolly J. A. Multivariable phase-diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics. *Am. J. Sci.* 1990;290:666–718. doi: 10.2475/ajs.290.6.666

Glebovitskii V. A. (ed.). Early Precambrian of the Baltic Shield. St. Petersburg: Nauka; 2005. 711 p. (In Russ.)

Slabunov A. I., Kevlich V. I., Azimov P. Ya., Glebovitskii V. A., Zhang L. Archean and Palaeoproterozoic migmatizations in the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: petrology, geochronology, and geodynamic settings. *Doklady Earth Sciences*. 2016; 467(1):259–263. doi: 10.1134/S1028334X16030077

Поступила в редакцию / received: 31.07.2025; принята к публикации / accepted: 23.12.2025.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Юрченко Анастасия Владимировна

канд. геол.-мин. наук, научный сотрудник лаборатории петро- и рудогенеза

e-mail: yurchenko-nastya@yandex.ru

Балтыбаев Шаукет Каимович

д-р геол.-мин. наук, заведующий лабораторией петро- и рудогенеза, главный научный сотрудник

e-mail: shauket@mail.ru

Мыскова Татьяна Анатольевна

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник лаборатории геологии и геодинамики

e-mail: tmyskova@gmail.com

CONTRIBUTORS:

Yurchenko, Anastasiya

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher

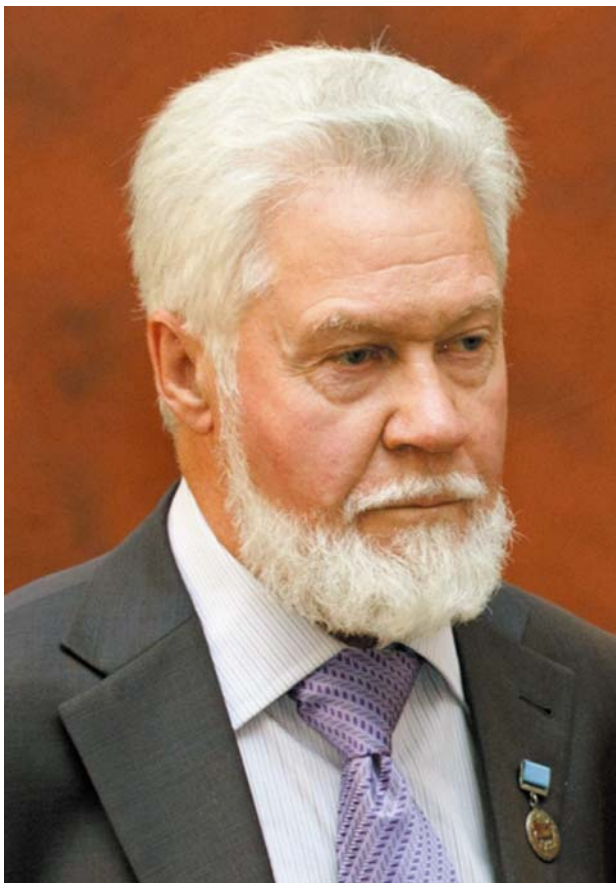
Baltybaev, Shauket

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory, Chief Researcher

Myskova, Tatyana

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher

К 90-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ЮРИЯ КЛАВДИЕВИЧА КАЛИНИНА (1936–2015)



Юрий Клавдиевич Калинин – специалист в области исследования и разработки технологии использования минерального сырья (шунгитов, каменного литья и др.), доктор технических наук, заслуженный деятель науки РК, заслуженный работник народного хозяйства РК, награжден орденом Трудового Красного Знамени и дипломом «Первооткрыватель месторождения».

Родился 25 апреля 1936 года в г. Кировске Мурманской области. После окончания в 1959 году Ленинградского технологического института был принят на работу в отдел геологии Карельского филиала АН СССР (с 1961 г. Институт геологии) на должность младшего научного сотрудника. Профессор П. А. Борисов сразу же обратил внимание на молодого целеустремленного специалиста. Он поручил ему исследовать свойства горных пород основного состава Прионежского и Кондопожского районов КАССР как возможного сырья на каменное литье. Именно с этого началась работа по теме «Опробование и изучение нигозерских сланцев как сырья для производства легких пористых заполнителей». В дальнейшем Юрий Калинин сыграл важную роль в организации и развитии лаборатории технологии силикатов, став заведующим этой лаборатории в возрасте 28 лет. Ему удалось оснастить лабораторию современным для того времени оборудованием. Это позволило изучать механо-технологические свойства минерального сырья, а также исследовать тонкий механизм структурных превращений в веществе при его термической обработке. Рекомендации этих исследований используются в народном хозяйстве. В семидесятые годы строится Нигозерский карьер, обеспечивающий сырьем производство легких заполнителей бетонов для всей территории Северо-Запада европейской части СССР; разработана промышленная классификация петруггического сырья в соавторстве с Г. А. Лебедевой и Г. П. Озеровой, позволившая обеспечить порфиритом хорошего качества камнелитейное предприятие в г. Кондопоге.

В 1963–1967 гг. Ю. К. Калинин обучался в заочной аспирантуре и защитил кандидатскую диссертацию на Ученом совете Ленинградского технологического института им. Ленсовета

на соискание ученой степени кандидата технических наук на тему «Основные изверженные породы Прионежского и Кондопожского районов Карелии как сырье для производства стеклокристаллических материалов» по специальности «Технология силикатов». В 1968 году он становится заведующим лабораторией шунгитов, а затем заведующим отделом минерального сырья и включенной в структуру отдела лаборатории шунгитов.

Основным объектом исследований становятся шунгитовые породы. Ю. К. Калинин вливается в команду исследователей первого этапа работы, который зарождается в институте, а завершается постановлением Совмина СССР от 04.01.1972 г., указавшим на «необходимость комплексного исследования углеродсодержащих нерудных полезных ископаемых Карелии – шунгитов, прогнозные запасы которых достигают сотни миллионов тонн».

На втором этапе начинается широкое комплексное изучение шунгитовых пород и поиск областей их практического использования, в которых Юрий Клавдиевич принимает активное и продуктивное участие. С его именем связаны результаты многих пионерных исследований – например, установлено, что высокоуглеродистые шунгитовые породы являются эффективными адсорбентами для процессов водоподготовки, способными сорбировать фенолы, гумины и нефтепродукты. Шунгиты проявляют высокую каталитическую активность в процессах оргсинтеза циклических углеводородов, разложения перекиси водорода и др., а значит, могут использоваться при создании экологически чистых химических производств. На основе шунгитовых пород возможно получение различных конструкционных радиоэкранирующих материалов (РЭМ), не искажающих естественное магнитное поле Земли и обеспечивающих защиту человека от техногенных электромагнитных излучений. В частности, разработки по созданию РЭМ на основе шунгитов вызвали интерес со стороны ряда ведомств СССР (Минрадиопрома, Минсредмаша, Минавиапрома, Минобороны). Центральное конструкторское бюро радиоматериалов (ЦКБ РМ), представляющее интересы этих ведомств, заключило с лабораторией шунгитов большой договор на разработку

промышленных технологий радиоэкранирующих материалов (шунгитовых РЭМ), выпуск опытных промышленных партий, строительство экспериментальных помещений из шунгитовых РЭМ и их радиотехнические испытания. Разработаны промышленные технологии шунгитовых РЭМ; выпущены промышленные партии РЭМ в виде кирпича на Петрозаводском заводе силикатного кирпича. Материалы были испытаны в сооружениях на базе Института геологии в поселке Толвуйа Медвежьегорского района и получили признание в оборонных ведомствах.

Шунгитовые породы важны как активный наполнитель широкого класса композиционных материалов на основе органических и неорганических связующих, которые придают композитам целый комплекс новых свойств: износостойкость, химстойкость, электропроводность и др.

В 1988 году Ю. К. Калинин становится генеральным директором ООО НПК «Карбон-Шунгит». В 2002 году при поддержке Института геологии он защитил докторскую диссертацию на тему «Углеродсодержащие шунгитовые породы и их практическое использование». До последних дней его жизни не терялись у нас творческие и иные связи с ним. За несколько недель до ухода из жизни он принимал участие в рабочем совещании по шунгитовой проблеме в Институте геологии в Петрозаводске, а в начале июня 2015 года в составе группы от правительства Карелии выезжал в Казань на заседание научно-технического совета ОАО «Татнефтьхиминвест-Холдинг». Нельзя было предполагать, что на этом обрываются наши контакты. За годы плодотворной научной и производственной деятельности Ю. К. Калинин опубликовал 100 научных работ и получил 10 патентов РФ и 34 авторских свидетельства СССР.

С большой горечью в августе 2015 года мы восприняли грустную весть о кончине Юрия Клавдиевича Калинина, выдающегося ученого и эффективного производственника. Биографический очерк о Ю. К. Калининне позже был опубликован в сборнике «Карельский научный центр РАН: история в лицах» (2021).

*Редакционная коллегия серии
«Геология докембрия»*

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

(требования к работам, представляемым к публикации
в «Трудах Карельского научного центра Российской академии наук»)

«Труды Карельского научного центра Российской академии наук» (далее – Труды КарНЦ РАН) публикуют результаты завершённых оригинальных исследований в различных областях современной науки: теоретические и обзорные статьи, сообщения, материалы о научных мероприятиях (симпозиумах, конференциях и др.), персоналии (юбилеи и даты, утраты науки), статьи по истории науки. Представляемые работы должны содержать новые, ранее не публиковавшиеся данные.

Статьи проходят обязательное рецензирование. Решение о публикации принимается редакционной коллегией серии или тематического выпуска Трудов КарНЦ РАН после рецензирования, с учётом научной значимости и актуальности представленных материалов. Редколлегия серий и отдельных выпусков Трудов КарНЦ РАН оставляет за собой право возвращать без регистрации рукописи, не отвечающие настоящим правилам.

При получении редакцией рукопись регистрируется (в случае выполнения авторами основных правил ее оформления) и направляется на отзыв рецензентам. Отзыв состоит из ответов на типовые вопросы анкеты и может содержать дополнительные расширенные комментарии. Кроме того, рецензент может вносить замечания и правки в текст рукописи. Авторам высылаются электронная версия анкеты и комментарии рецензентов. Доработанный экземпляр автор должен вернуть в редакцию вместе с первоначальным экземпляром и ответом на все вопросы рецензента не позднее чем через месяц после получения рецензии. Перед опубликованием авторам высылаются электронная версия статьи, которую авторы вычитывают и заверяют.

Журнал имеет систему электронной редакции на базе Open Journal System (OJS), позволяющую вести представление и редактирование рукописи, общение автора с редколлегиями серий и рецензентами в электронном формате и обеспечивающую прозрачность процесса рецензирования при сохранении анонимности рецензентов (<http://journals.krc.karelia.ru/>).

Содержание выпусков Трудов КарНЦ РАН, аннотации и полнотекстовые электронные версии статей, а также другая полезная информация, включая настоящие Правила, доступны на сайтах – <http://transactions.krc.karelia.ru>; <http://journals.krc.karelia.ru>

Почтовый адрес редакции: 185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, КарНЦ РАН, редакция Трудов КарНЦ РАН. Телефон: (8142) 762018.

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ

Статьи публикуются на русском или английском языке. Рукописи должны быть тщательно выверены и отредактированы авторами.

Объём рукописи (включая таблицы, список литературы, подписи к рисункам, рисунки) не должен превышать: для обзорных статей – 30 страниц, для оригинальных – 25, для сообщений – 15, для хроники и рецензий – 5–6. Объём рисунков не должен превышать 1/4 объёма статьи. Рукописи большего объёма (в исключительных случаях) принимаются при достаточном обосновании по согласованию с ответственным редактором.

При оформлении рукописи применяется полуторный межстрочный интервал, шрифт Times New Roman, кегль 12, выравнивание по обоим краям. Размер полей страницы – 2,5 см со всех сторон. Все страницы, включая список литературы и подписи к рисункам, должны иметь сплошную нумерацию в нижнем правом углу. Страницы с рисунками не нумеруются.

Рукописи подаются в электронном виде в формате MS Word в систему электронной редакции на сайте <http://journals.krc.karelia.ru> либо высылаются на e-mail: trudy@krc.karelia.ru, или же представляются в редакцию лично (г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, каб. 502).

Для публикации в выпусках серии «Математическое моделирование и информационные технологии» рукописи принимаются в формате .tex (LaTeX 2ε) с использованием стилевого файла, который находится по адресу <http://transactions.krc.karelia.ru/section.php?id=755>.

Обязательные элементы рукописи располагаются в следующем порядке:

У Д К курсивом в левом верхнем углу первой страницы; заглавие статьи на русском языке полужирным шрифтом; инициалы и фамилии авторов на русском языке полужирным шрифтом; полное название и полный почтовый адрес организации – места работы каждого автора в именительном падеже на русском языке курсивом (если авторов несколько и работают они в разных учреждениях, следует отметить арабскими цифрами соответствие фамилий авторов аффилированным организациям; следует отметить звездочкой автора, ответственного за переписку, и указать в аффилиации его электронный адрес); аннотация на русском языке; ключевые слова на русском языке; указание источников финансирования выполненных исследований на русском языке.

Далее располагаются все вышеуказанные элементы на английском языке.

Текст статьи (статьи экспериментального характера, как правило, должны иметь разделы: **Введение. Материалы и методы. Результаты и обсуждение. Выводы** либо **Заключение**); благодарности; списки литературы на языке оригинала (**Литература**) и на английском языке (**References**); таблицы на русском и английском языках (на отдельных листах); рисунки (на отдельных листах); подписи к рисункам на русском и английском языках (на отдельном листе).

На отдельном листе дополнительные сведения об авторах: фамилии, имена, отчества всех авторов полностью на русском и английском языке; должности, ученые звания, ученые степени авторов; адрес электронной почты каждого автора; можно указать телефон для контакта редакции с авторами статьи.

ЗАГЛАВИЕ СТАТЬИ должно точно отражать ее содержание и состоять из 8–10 значащих слов.

АННОТАЦИЯ должна быть лишена вводных фраз, создавать возможно полное представление о содержании статьи и иметь объем не менее 200 слов. Рукопись с недостаточно раскрывающей содержание аннотацией может быть отклонена.

Отдельной строкой приводится перечень КЛЮЧЕВЫХ СЛОВ (как правило, не менее пяти). Ключевые слова или словосочетания отделяются друг от друга точкой с запятой, в конце точка не ставится.

Раздел «Материалы и методы» должен содержать сведения об объекте исследования с обязательным указанием латинских названий и сводок, по которым они приводятся, авторов классификаций и пр. Транскрипция географических названий должна соответствовать атласу последнего года издания. Единицы физических величин приводятся по Международной системе СИ. Желательна статистическая обработка всех количественных данных. Необходимо возможно точнее обозначать местонахождения (в идеале – с точным указанием географических координат).

Изложение результатов должно заключаться не в пересказе содержания таблиц и графиков, а в выявлении следующих из них закономерностей. Автор должен сравнить полученную им информацию с имеющейся в литературе и показать, в чем заключается ее новизна. На табличный и иллюстративный материал следует ссылаться так: на рисунки, фотографии и таблицы в тексте (рис. 1, рис. 2, табл. 1, табл. 2 и т.д.), фотографии, помещаемые на клейках (рис. I, рис. II). Обсуждение завершается формулировкой в разделе «Заключение» основного вывода, которая должна содержать конкретный ответ на вопрос, поставленный во «Введении». Ссылки на литературу в тексте даются фамилиями, например: Карху, 1990 (один автор); Раменская, Андреева, 1982 (два автора); Крутов и др., 2008 (три автора или более) либо первым словом описания источника, приведенного в списке литературы, и заключаются в квадратные скобки. При перечислении нескольких источников работы располагаются в хронологическом порядке, например: [Иванов, Топоров, 1965; Успенский, 1982; Erwin et al., 1989; Атлас..., 1994; Longman, 2001].

ТАБЛИЦЫ нумеруются в порядке упоминания их в тексте, каждая таблица имеет свой заголовок. Заголовки таблиц, заголовки и содержание столбцов, строк, а также примечания приводятся на русском и английском языках. Диаграммы и графики не должны дублировать таблицы. Материал таблиц должен быть понятен без дополнительного обращения к тексту. Все сокращения, использованные в таблице, поясняются в Примечании, расположенном под ней. При повторении цифр в столбцах нужно их повторять, при повторении слов – в столбцах ставить кавычки. Таблицы могут быть книжной или альбомной ориентации.

РИСУНКИ представляются отдельными файлами с расширением TIFF (*.TIF) или JPG. При первичной подаче материала в редакцию рисунки вставляются в общий текстовый файл. При сдаче материала, принятого в печать, все рисунки должны быть представлены в виде отдельных файлов в вышеуказанном формате. Графические материалы могут быть снабжены указанием желательного размера рисунка, пожеланиями и требованиями к конкретным иллюстрациям. На каждый рисунок должна быть как минимум одна ссылка в тексте. Иллюстрации объектов, исследованных с помощью фотосъемки, микроскопа (оптического, электронного трансмиссионного и сканирующего), должны сопровождаться масштабными линейками, причем в подрисуночных подписях надо указать длину линейки. Приводить данные о кратности увеличения необязательно, поскольку при публикации рисунков размеры изменятся. Карты желательно приводить с координатной сеткой, обозначениями населенных пунктов и/или названиями физико-географических объектов и разной фактурой для воды и суши. В углу карты желательна врезка с картой более мелкого масштаба, где обозначен представленный на основной карте участок.

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ приводятся на русском и английском языках, должны содержать достаточную информацию для того, чтобы приводимые данные могли быть понятны без обращения к тексту (если эта информация уже не дана в другой иллюстрации). Аббревиации расшифровываются в подрисуночных подписях, детали на рисунках следует обозначать цифрами или буквами, значение которых также приводится в подписях.

ЛАТИНСКИЕ НАЗВАНИЯ. Названия таксонов рода и вида даются курсивом. Для флористических, фаунистических и таксономических работ при первом упоминании в тексте и таблицах приводится русское название вида (если такое название имеется) и полностью – латинское, с автором и желателью с годом, например: водяной ослик (*Asellus aquaticus* (L., 1758)). В дальнейшем можно употреблять только русское название или сокращенное латинское без фамилии автора и года опубликования, например, для брюхоногого моллюска *Margarites groenlandicus* (Gmelin, 1790) – *M. groenlandicus* или для подвида *M. g. umbilicalis*.

СОКРАЩЕНИЯ. Разрешаются лишь общепринятые сокращения – названия мер, физических, химических и математических величин и терминов и т. п. Все прочие сокращения должны быть расшифрованы, за исключением небольшого числа общеупотребительных.

БЛАГОДАРНОСТИ. Располагаются после основного текста статьи отдельным абзацем, в котором авторы выражают признательность частным лицам, сотрудникам учреждений и организациям, оказавшим содействие в проведении исследований и подготовке статьи.

ИНФОРМАЦИЯ О КОНФЛИКТЕ ИНТЕРЕСОВ. При подаче статьи авторы должны раскрыть потенциальные конфликты интересов, которые могут быть восприняты как оказавшие влияние на результаты или выводы, представленные в работе. Если конфликт интересов отсутствует, следует об этом сообщить в отдельной формулировке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ следует оформлять по ГОСТ Р 7.0.5-2008. Источники располагаются в алфавитном порядке. Все ссылки даются на языке оригинала (названия на японском, китайском и других языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в русской транскрипции). Сначала приводится список работ на русском языке и на языках с близким алфавитом (украинский, болгарский и др.), а затем – работы на языках с латинским алфавитом. В списке литературы между инициалами авторов ставится пробел.

REFERENCES. Приводится отдельным списком, повторяя все позиции основного списка литературы. Библиографические записи источников оформляются согласно стилю Vancouver (см. примеры в ГОСТ Р 7.0.7-2021 и образцы ниже) и располагаются в алфавитном порядке. Заголовки русскоязычных работ приводятся на английском языке; для журналов и сборников, в которых размещены цитируемые работы, указывается параллельное английское наименование (при его наличии) либо русскоязычное наименование приводится в латинской транслитерации (вариант BSI) с переводом на английский язык. Прочие элементы библиографической записи приводятся на английском языке (русскоязычное название издательства транслитерируется). При наличии переводной версии источника в References желателью указать ее. Библиографические описания прочих работ приводятся на языке оригинала.

Для каждого источника обязательно указание DOI при его наличии; если приводится адрес интернет-страницы источника (URL), нужно указать дату обращения к ней.

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ 1-Й СТРАНИЦЫ

УДК 577.125.8

СОДЕРЖАНИЕ МЕТАБОЛИТОВ ОКСИДА АЗОТА В КРОВИ ЗДОРОВЫХ ЛЮДЕЙ И ПАЦИЕНТОВ С АРТЕРИАЛЬНОЙ ГИПЕРТЕНЗИЕЙ, ИМЕЮЩИХ РАЗНЫЕ АЛЛЕЛЬНЫЕ ВАРИАНТЫ ГЕНОВ ACE (RS4340) И CYP11B2 (RS1799998)

Л. В. Топчиева^{1*}, О. В. Балан¹, В. А. Корнева², И. Е. Малышева¹

¹Институт биологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910), *topchieva@ya.ru

²Петрозаводский государственный университет (просп. Ленина, 33, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)

Аннотация на русском языке

Ключевые слова: артериальная гипертензия; оксид азота; индуцибельная синтаза оксида азота; ангиотензинпревращающий фермент; инсерционно-делеционный полиморфизм гена ACE; альдостеронсинтаза; ген CYP11B2

Финансирование. Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (0218-2019-0077).

L. V. Topchieva^{1*}, O. V. Balan¹, V. A. Korneva², I. E. Malysheva¹. THE NITRIC OXIDE LEVEL IN THE BLOOD OF HEALTHY PEOPLE AND PATIENTS WITH ARTERIAL HYPERTENSION CARRYING DIFFERENT ALLELE VARIANTS OF THE ACE (RS4340) AND CYP11B2 (RS1799998) GENES

¹Institute of Biology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), *topchieva@ya.ru

²Petrozavodsk State University (33 Lenin Ave., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)

Аннотация на английском языке

Keywords: arterial hypertension; nitric oxide; inducible nitric oxide synthase; angiotensin-converting enzyme; insertion-deletion polymorphism of ACE genes; aldosterone synthase; CYP11B2 gene

Funding. The study was funded from the Russian federal budget through state assignment to KarRC RAS (0218-2019-0077).

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ТАБЛИЦЫ

Таблица 2. Ультраструктура клеток мезофилла листа в последствии 10-минутного охлаждения (2 °С) проростков или корней пшеницы

Table 2. Ultrastructure of leaf mesophyll cells after the exposure of wheat seedlings or roots to 10 min of chilling at 2 °C

Показатель Index	Контроль Control	Охлаждение проростков Seedling chilling	Охлаждение корней Root chilling
Площадь среза хлоропласта, мкм ² Chloroplast cross-sectional area, μm ²	10,0 ± 0,7	13,5 ± 1,1	12,7 ± 0,5
Площадь среза митохондрии, мкм ² Mitochondria cross-sectional area, μm ²	0,4 ± 0,03	0,5 ± 0,03	0,6 ± 0,04
Площадь среза пероксисомы, мкм ² Peroxisome cross-sectional area, μm ²	0,5 ± 0,1	0,5 ± 0,1	0,7 ± 0,1
Число хлоропластов на срезе клетки, шт. Number of chloroplasts in cell cross-section	9 ± 1	8 ± 1	10 ± 1
Число митохондрий на срезе клетки, шт. Number of mitochondria in cell cross-section	8 ± 1	8 ± 1	10 ± 1
Число пероксисом на срезе клетки, шт. Number of peroxisomes in cell cross-section	2 ± 0,3	2 ± 0,3	3 ± 0,4

Примечание. Здесь и в табл. 3: все параметры ультраструктуры измеряли через 24 ч после охлаждения.

Note. Here and in Tab. 3 all ultrastructure parameters were measured 24 h after chilling.

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ПОДПИСИ К РИСУНКУ

Рис. 1. Северный точильщик (*Hadrobregmus confuses* Kraaz.)

Fig. 1. Woodboring beetle *Hadrobregmus confuses* Kraaz.

Рис. 5. Результаты изучения кристаллитов и демпферных зон в образце кварца из Дульдурги:

а – электронная микрофотография кварца; б – картина микродифракции, полученная для участка 1 в области кристаллитов; в – картина микродифракции, отвечающая участку 2 в области демпферных зон

Fig. 5. Results of the study of crystallites and damping zones in a quartz sample from Dulldurga:

а – electron microphotograph of the quartz sample; б – microdiffraction image of site 1 in the crystallite area; в – microdiffraction image corresponding to site 2 in the damping area

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ССЫЛОК В СПИСКАХ ЛИТЕРАТУРЫ

Ссылки на книги

Литература:

Вольф Г. Н. Дисперсия оптического вращения и круговой дихроизм в органической химии / Ред. Г. Снатцке. М.: Мир, 1970. С. 348–350.

Патрушев Л. И. Экспрессия генов. М.: Наука, 2000. 830 с.

Красная книга Республики Карелия / Ред. О. Л. Кузнецов. Белгород: Константа, 2020. 448 с.

Knorre D. G., Laric O. L. Theory and practice in affinity techniques / Eds. P. V. Sundaram, F. L. Eckstein. N. Y., San Francisco: Acad. Press, 1978. P. 169–188.

References:

Vol'f G. N. Optical rotatory dispersion and circular dichroism in Organic Chemistry. Moscow: Mir Publ.; 1970. P. 348–350. (In Russ.)

Patrushev L. I. Gene expression. Moscow: Nauka Publ.; 2000. 830 p. (In Russ.)

Kuznetsov O. L. (ed.). Red Data Book of the Republic of Karelia. Belgorod: Konstanta Publ.; 2020. 448 p. (In Russ.)

Knorre D. G., Laric O. L. Theory and practice in affinity techniques. N. Y., San Francisco: Acad. Press; 1978. P. 169–188.

Ссылки на статьи

Литература:

Викторов Г. А. Межвидовая конкуренция и сосуществование экологических гомологов у паразитических перепончатокрылых // Журнал общей биологии. 1970. Т. 31, № 2. С. 247–255.

Колосова Ю. С., Подболоцкая М. В. Популяционная динамика шмелей (Hymenoptera, Apidae, *Bombus* Latr.) на Соловецком архипелаге: итоги 10-летнего мониторинга // Труды Русского энтомологического общества. 2010. Т. 81, № 2. С. 135–141.

Grove D. J., Loisesides L., Nott J. Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri* // J. Fish. Biol. 1978. Vol. 12, no. 4. P. 507–516.

Nartshuk E. P., Przhiboro A. A. A new species of *Incertella* Sabrosky (Diptera: Chloropidae) from the White Sea coast, Russian Karelia // Entomologica Fennica. 2009. Vol. 20, no. 1. P. 4–8. doi: 10.33338/ef.84453

References:

Viktorov G. A. Interspecific competition and coexistence ecological homologues in parasitic Hymenoptera. *Biology Bulletin Reviews*. 1970;31(2):247–255. (In Russ.)

Kolosova Yu. S., Podbolotskaya M. V. Population dynamics of bumblebees (Hymenoptera, Apidae, *Bombus* Latr.) in the Solovetsky archipelago: results of 10-year monitoring. *Trudy Russ. entomol. obshchestva = Proceed. Russ. Entomol. Soc.* 2010;81(2):135–141. (In Russ.)

Grove D. J., Loisesides L., Nott J. Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri*. *J. Fish. Biol.* 1978;12(4):507–516.

Nartshuk E. P., Przhiboro A. A. A new species of *Incertella* Sabrosky (Diptera: Chloropidae) from the White Sea coast, Russian Karelia. *Entomologica Fennica*. 2009;20(1):4–8. doi: 10.33338/ef.84453

Ссылки на материалы конференций

Литература:

Марьинских Д. М. Разработка ландшафтного плана как необходимое условие устойчивого развития города (на примере Тюмени) // Экология ландшафта и планирование землепользования: Тезисы докл. Всерос. конф. (Иркутск, 11–12 сент. 2000 г.). Новосибирск, 2000. С. 125–128.

References:

Mar'inskikh D. M. Landscape planning as a necessary condition for sustainable development of a city (example of Tyumen). *Ekologiya landshafta i planirovanie zemlepol'zovaniya: Tezisy dokl. Vseros. konf. (Irkutsk, 11–12 sent. 2000 g.) = Landscape ecology and land-use planning: abstracts of all-Russian conference (Irkutsk, Sept. 11–12, 2000)*. Novosibirsk; 2000. P. 125–128. (In Russ.)

Ссылки на диссертации или авторефераты диссертаций

Литература:

Шефтель Б. И. Экологические аспекты пространственно-временных межвидовых взаимоотношений землероек Средней Сибири: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1985. 23 с.

Лозовик П. А. Гидрогеохимические критерии состояния поверхностных вод гумидной зоны и их устойчивости к антропогенному воздействию: Дис. ... д-ра хим. наук. Петрозаводск, 2006. 481 с.

References:

Sheftel' B. I. Ecological aspects of spatio-temporal interspecies relations of shrews of Middle Siberia: Summary of PhD (Cand. of Biol.) thesis. Moscow; 1985. 23 p. (In Russ.)

Lozovik P. A. Hydrogeochemical criteria of the state of surface water in humid zone and their tolerance to anthropogenic impact: DSc (Dr. of Chem.) thesis. Petrozavodsk; 2006. 481 p. (In Russ.)

Ссылки на патенты

Литература:

Еськов Д. Н., Серегин А. Г. Оптико-электронный аппарат / Патент России № 2122745. 1998. Бюл. № 33.

References:

Es'kov D. N., Seregin A. G. Optoelectronic apparatus. Russian patent No. 2122745. 1998. Bull. No. 33. (In Russ.)

Ссылки на архивные материалы

Литература:

Гребенщиков Я. П. К небольшому курсу по библиографии: материалы и заметки, 26 февр. – 10 марта 1924 г. // ОР РНБ. Ф. 41. Ед. хр. 45. Л. 1–10.

References:

Grebenshchikov Ya. P. Brief course on bibliography: the materials and notes, Febr. 26 – March 10, 1924. *OR RNB*. F. 41. St. un. 45. L. 1–10. (In Russ.)

Ссылки на интернет-ресурсы

Литература:

Паринов С. И., Ляпунов В. М., Пузырев Р. Л. Система Соционет как платформа для разработки научных информационных ресурсов и онлайн-сервисов // Электрон. б-ки. 2003. Т. 6, вып. 1. URL: <http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/> (дата обращения: 25.11.2006).

References:

Parinov S. I., Lyapunov V. M., Puzyrev R. L. Socionet as a platform for development of scientific information resources and online services. *Elektron. b-ki = Digital library*. 2003;6(1). (In Russ.) URL: <http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/> (accessed: 25.11.2006).

Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences
No. 2, 2026
PRECAMBRIAN GEOLOGY Series

TABLE OF CONTENTS

REVIEWS

V. V. Shchiptsov, S. A. Svetov. KARELIA'S PROVEN MINERAL RESOURCES: INDUSTRIAL MINERALS	5
V. V. Balagansky. EARLY PRECAMBRIAN IN THE KOLA REGION (NORTHEASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD)	45

ORIGINAL ARTICLES

A. M. Ruchyov. STRUCTURAL CHARACTERISTICS OF THE KIMAMYAKI GRAPHITE ORE OCCURRENCE (KARELIA, NORTHERN LADOGA REGION)	73
--	----

SHORT COMMUNICATIONS

V. K. Singh, A. Slabunov. EARLY PRECAMBRIAN CRUSTAL EVOLUTION OF THE BUNDELKHAND CRATON, INDIAN SHIELD	92
I. A. Abdrakhmanov, Yu. L. Gulbin. MESOPROTEROZOIC GRANULITE COMPLEX OF THE BUNGER HILLS, EAST ANTARCTICA: P-T PATHS AND EVIDENCE FOR AN EXTENSIONAL TECTONIC SETTING	97
Sh. K. Baltybaev, A. V. Yurchenko, V. S. Savatenkov, N. G. Rizvanova. ISOTOPE RESPONSE TO LATENT GEOLOGICAL PROCESSES IN THE BELOMORIAN AND SVECOFENNIAN MOBILE BELTS	101
D. P. Gladkochub, T. V. Donskaya, U. S. Efremova. EVIDENCE OF EARLY PALEOPROTEROZOIC (2.4–2.1 Ga) MAGMATIC EVENTS IN THE SOUTH OF THE SIBERIAN CRATON	106
A. A. Kovalchuk, A. V. Kervinen. APPLICATION OF RAMAN SPECTROSCOPY OF QUARTZ INCLUSIONS IN GARNET FOR PRESSURE ASSESSMENT (CASE STUDY OF THE BELOMORIAN PROVINCE, FENNOSCANDIAN SHIELD)	111
A. A. Konyshov, E. E. Klimovskaya, S. S. Vasilyev. MAGMATIC ENCLAVES IN WIBORGITES OF THE SALMI ANORTHOSITE-RAPAKIVI GRANITE COMPLEX	116
N. M. Kudryashov, A. V. Mokrushin, P. A. Serov. ARCHEAN ANORTHOSITE AND SUBALKALINE MAGMATISM OF THE KEIVY STRUCTURE (KOLA REGION): GEOCHRONOLOGICAL AND ISOTOPE-GEOCHEMICAL STUDIES	120
O. A. Maksimov, A. M. Lezhov, A. I. Slabunov, O. S. Sibelev. TWO STAGES OF NEOARCHEAN GRANULITE METAMORPHISM IN THE VOKNAVOLOK COMPLEX (FENNOSCANDIAN SHIELD)	124

A. M. Pystin, Yu. I. Pystina. GRANITE FORMATION IN THE PRECAMBRIAN HISTORY OF THE SUB-POLAR URALS LITHOSPHERIC SEGMENT	129
K. A. Savko, A. V. Samsonov, S. V. Tsybulyaev, E. H. Korish. GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC INDICATORS OF MELT SOURCES FOR PALEOPROTEROZOIC CRUSTAL ADAKITES OF SARMATIA	134
A. N. Semenov, O. P. Polyansky, S. V. Zinoviev, N. V. Popov, A. D. Nozhkin. DISSIPATIVE MECHANISM OF THE POSOLNENSKIY GRANITOID MASSIF GENERATION, SOUTH YENISEY RIDGE	138
A. N. Sirotkin. NEW OCCURRENCES OF VENDIAN VOLCANICS IN THE SVALBARD ARCHIPELAGO: GEOCHEMISTRY, GEOCHRONOLOGY, AND GEODYNAMICS	143
A. I. Slabunov. GEOLOGY AND GEODYNAMICS OF THE EARLY EARTH: ACHIEVEMENTS AND RESEARCH POTENTIAL	149
V. P. Sukhorukov, O. M. Turkina. AGE AND PT-PARAMETERS OF THE EARLY-STAGE METAMORPHISM OF THE ANGARA-KAN BLOCK (YENISEY RIDGE)	154
A. A. Fedotova, O. M. Turkina, A. V. Postnikov, M. M. Fugzan, M. O. Anosova, O. V. Astrakhantsev, T. I. Kirnozova, I. A. Sabirov. TWO FORMATION STAGES OF THE ARCHEAN NURLAT GRANULITE COMPLEX OF THE VOLGO-URALIA	159
A. A. Shchipansky. LAPLAND-KOLA OROGENY AND THE ORIGIN OF BELOMORIAN ECLOGITES, NORTH-EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD	164
A. V. Yurchenko, Sh. K. Baltybaev, T. A. Myskova. SYNCHRONISM OF PARTIAL MELTING IN CHUPA GNEISSES AND METAGABBROIDS OF THE BELOMORIAN MOBILE BELT: P-T CONDITIONS OF MIGMATITE FORMATION AND AGE OF MIGMATITES	168
DATES AND ANNIVERSARIES	
90th anniversary of birth of Yurii K. Kalinin (1936–2015)	172
INSTRUCTIONS FOR AUTHORS	174

Научный журнал

**Труды Карельского научного центра
Российской академии наук**
№ 2, 2026

ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

*Печатается по решению Ученого совета
Федерального исследовательского центра
«Карельский научный центр Российской академии наук»*

Выходит 12 раз в год

Издание зарегистрировано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций
Регистрационная запись ПИ № ФС 77-72429 от 28.02.2018 г.

Редактор А. И. Мокеева
Компьютерная верстка Л. Э. Бюркланд

Подписано в печать 26.02.2026. Дата выхода 28.02.2026. Формат 60x84^{1/8}.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 20,6. Усл. печ. л. 21,1.
Тираж 100 экз. Заказ 888. Цена свободная

Учредитель и издатель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр «Карельский научный центр Российской академии наук»
185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11

Оригинал-макет: Редакция научного издания «Труды КарНЦ РАН»

Типография: Редакционно-издательский отдел КарНЦ РАН
185030, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50