

Вестник

Октябрь 2017 г., № 10 (274)

Института геологии Коми научного центра УрО РАН

Научно-информационное издание, основанное академиком Н. П. Юшкиным в 1995 г.

Содержание

Научные статьи

Комплекс интерпретации потенциальных полей для геологии
Н. П. Костров, К. С. Иванов 3

Структурная эволюция докембрийских пород северной части Приполярного Урала
И. Л. Потапов, К. С. Попвасев 9

Структура органического вещества конодонтовых элементов — данные атомно-силовой микроскопии
А. В. Журавлев 20

Гранаты из пород тельпосской свиты нижнего ордовика (г. Маяк, Приполярный Урал)
Н. Ю. Никулова, Б. А. Макеев, В. Н.Филиппов, А. В. Жарков 26

Некоторые петрофизические свойства преобладающих пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины СГ-3
О. М. Тришина, Ф. Ф. Горбацевич, М. В. Ковалевский 31

Хроника, события, факты

Полевой сезон 2017 года 42

Правильно выбрать мечту
(К юбилею Оксаны Владимировны Удоратиной) 49

Лучше гор могут быть только горы
(К юбилею Ксении Викторовны Куликовой) 50

Природное геологическое наследие Европейского Севера России
(Всероссийская научная конференция, Сыктывкар, 17—18 октября 2017 г.) 51

Главный редактор А. М. Асхабов, **зам. главного редактора** О. Б. Котова,
ответственный секретарь Т. М. Безносова, **тех. редактор** Г. Н. Каблис, **зав. редакцией** Т. А. Некучаева

Редакционный совет — 2017:

А. И. Антошкина, Сыктывкар, Россия
М. А. Т. М. Брокманс, Тронхейм, Норвегия
И. Н. Бурцев, Сыктывкар, Россия
Д. А. Бушнев, Сыктывкар, Россия
Ю. Л. Войтеховский, Апатиты, Россия
А. Д. Гвишиани, Москва, Россия
Н. Н. Герасимов, Сыктывкар, Россия
И. В. Козырева, Сыктывкар, Россия
М. Комак, Любляна, Словения
Р. И. Конеев, Ташкент, Узбекистан
В. А. Коротеев, Екатеринбург, Россия
С. В. Кривовичев, Санкт-Петербург, Россия
С. К. Кузнецов, Сыктывкар, Россия
М. Мартинс, Ору-Прету, Бразилия
Т. П. Майорова, Сыктывкар, Россия
Ж. К. Мелгарехо, Барселона, Испания
Ф. Мон, Пекин, Китай
П. Мянник, Таллин, Эстония
А. М. Пыстин, Сыктывкар, Россия
К. М. Соджа, Гамильтон, Нью-Йорк, США
О. В. Удоратина, Сыктывкар, Россия
М. А. Федонкин, Москва, Россия



Oktober, No. 10 (274), 2017

Vestnik

Institute of Geology of Komi Science Center of Ural Branch RAS

Scientific information edition founded by Academician N. P. Yushkin in 1995

Content

Scientific articles

Complex for interpretation of the potential fields for geology
N. P. Kostrov, K. S. Ivanov.....3

Structural evolution of the Precambrian rocks of the northern part of the Subpolar Urals
I. L. Potapov, K. S. Popvasev.....9

Structure of the organic matter of conodont elements: Atomic Force Microscopy data
A. V. Zhuravlev 20

Garnets from Lower Ordovician Telposskaya suite (Mayak Mt, Subpolar Urals)
N. Yu. Nikulova, B. A. Makeev, V. N. Filippov, V. A. Zharkov.....26

Some petrophysical properties of the predominant rocks from the Archaean section of the Kola superdeep borehole SG-3
O. M. Trishina, F. F. Gorbatsevich, M. V. Kovalevskiy 31

Chronicle, events, facts

Field season 2017.....42

Right choice of dream (Celebrating Oksana Vladimirovna Udoratina's Jubilee) 49

Only mountains can be better than mountains (Celebrating Ksenia Viktorovna Kulikova's Jubilee) 50

Natural geological heritage of the European North of Russia (All-Russian Scientific Conference, Syktyvkar, October 17—18, 2017) 51

Chief Editor A. M. Askhabov, **Deputy Chief Editor** O. B. Kotova,
Executive Editor T. M. Beznosova, **Technical Editor** G. N. Kablis, **Managing Editor** T. A. Nekuchaeva

2017 Editorial Board:

Anna I. Antoshkina, Syktyvkar, Russia
Maarten A.T.M. Broekmans, Trondheim, Norway
Igor N. Burtsev, Syktyvkar, Russia
Dmitry A. Bushnev, Syktyvkar, Russia
Yury L. Voytekhovsky, Apatity, Russia
Alexey D. Gvishiani, Moscow, Russia
Nikolay N. Gerasimov, Syktyvkar, Russia
Irina V. Kozyreva, Syktyvkar, Russia
Marko Komac, Ljubljana, Slovenia
Rustam I. Koneev, Tashkent, Uzbekistan
Viktor A. Koroteev, Ekaterinburg, Russia
Sergey V. Krivovichev, Saint Petersburg, Russia
Sergey K. Kuznetsov, Syktyvkar, Russia
Maximiliano de Souza Martins, Ouro Preto, Brazil
Tatyana P. Mayorova, Syktyvkar, Russia
Joan Carles Melgarejo, Barcelona, Spain
Fancong Meng, Beijing, China
Peep Männik, Tallinn, Estonia
Constance M. Soja, Hamilton, NY, USA
Alexander M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Oksana V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
Mikhail A. Fedonkin, Moscow, Russia

УДК: 550.8.053 (519.642.4) DOI: 10.19110/2221-1381-2017-10-3-8

КОМПЛЕКС ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ДЛЯ ГЕОЛОГИИ

Н. П. Костров, К. С. Иванов
Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург
kostrov65@yandex.ru, ivanovks55@ya.ru

Представлен комплекс интерпретации потенциальных полей для геологии с использованием прямого моделирования. При помощи этого метода возможна как проверка разнообразных геологических гипотез, так и моделирование плотностных, магнитных и тепловых свойств геологической среды. 2D- и 3D-моделирование магнитных свойств выполнено с учётом размагничивания и неоднородности намагничивающего поля. Графический интерфейс позволяет получать сечения моделей по произвольному профилю.

Ключевые слова: *геологическая интерпретация, моделирование, поле температур, аномальное магнитное поле, аномальное гравитационное поле.*

COMPLEX FOR INTERPRETATION OF THE POTENTIAL FIELDS FOR GEOLOGY

N. P. Kostrov, K. S. Ivanov
Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg
kostrov65@yandex.ru, ivanovks55@ya.ru

We present a complex for interpretation of the potential fields for geology using a direct modeling. This method allows to verify various geological hypotheses as well as to model density, magnetic and thermal properties of the geological environment. We performed 2D- and 3D-modeling of magnetic properties taking into consideration the demagnetization effect and inhomogeneity of magnetized field. The graphical interface allows to build cross-sections along arbitrary profile.

Keywords: *geological interpretation, modeling, temperature field, anomalous gravity, anomalous magnetic field.*

Введение

Инструментарий для моделирования плотностных, магнитных, тепловых свойств геологической среды, предоставляемый на коммерческой основе [13, 20 и др.], зачастую за внешним интерфейсом скрывает методы расчёта и условия их применимости. По сути, мы имеем дело с «чёрным ящиком», на вход которого подаются известные нам данные, а на выходе получается результат, в который полагается просто верить. В случае сомнений нет никакой возможности проверить алгоритм вычислений и убедиться, что вычисления не вышли за пределы применимости алгоритма, либо выявить иные обстоятельства. Повторить полученные в таких программных продуктах опубликованные результаты один в один, как следует из нашего опыта, редко удаётся: кроме случайного разброса может наблюдаться постоянное или изменяющееся по какому-либо закону смещение результата повторных вычислений, полученных на другой программной базе, относительно опубликованных при одних и тех же входных данных. Понять, в чём дело, в таких случаях, как правило, не представляется возможным ввиду закрытости коммерческих кодов. Корректность своих вычислительных программ мы проверяли, сравнивая результаты с теоретическими. Все эти нюансы лежат в плоскости применяемых вычислительных процедур и используемых приближений, которые всегда скрыты от пользователей. Функционально интерфейсы программных продуктов, приведённых в обзоре [20] и нашем «Комплексе интерпретации...» [2, 3], совпадают друг с другом, имея те или иные несущественные различия. Основное отличие «Комплекса интерпретации...» от них — это наличие модулей для моделирования тепловых потоков.

Мотивация при создании «Комплекса интерпретации потенциальных полей» была следующая. Мы хотели бы иметь программное обеспечение с известными кодами, структурой данных, проверенными численными процедурами реализации наших собственных или известных алгоритмов; по мере надобности подсоединять те или иные вычислительные модули без особых затрат времени и сил на обновления «Комплекса...» в целом. Нам необходим достаточно удобный, легко изменяемый интерфейс пользователя, который просто модифицировать при добавлении новых вычислительных модулей и модулей представления данных.

Для организации и обслуживания пользовательского интерфейса, хранения, ввода и вывода данных был выбран свободно распространяемый инструмент Scilab [25], позволяющий легко и просто подсоединять вычислительные модули, написанные на языках C++ и Fortran. Таким образом, «Комплекс интерпретации...» технически представляет собой несколько сот макросов Scilab и несколько десятков программ на языках C++ и Fortran.

Вычислительные программы

В настоящее время наши вычислительные модули решают прямые задачи, то есть по заданным источникам с помощью численного решения соответствующих уравнений мы получаем поля от этих источников. Интерпретатор сравнивает результат с данными наблюдений, изменяет источники, и вычисления повторяются. Эта процедура длится до тех пор, пока не будет достигнута необходимая точность подгонки результата к наблюдаемым данным. На сегодняшний день мы не применяем и не программируем методы решения обратных задач для интерпретации потенциальных полей.

Таким образом, для проверки разнообразных геологических гипотез о строении земной коры интерпретатор подаёт на вход «Комплекса...» информацию

об аномальных полях, учитывает данные сейсморазведки, вводя предполагаемую геометрию объектов, а при корректировке источников руководствуется ограничениями, следующими из представлений о генезисе земной коры в регионе. На выходе же получает структуру магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности, плотности, теплопроводности и пр. либо в форме разрезов (2D-моделирование), либо в форме «куба» (3D-моделирование), которые при заданных внешних условиях воспроизводят с достаточной точностью аномальные поля.

Наш «Комплекс интерпретации потенциальных полей» был задуман и создан преимущественно в 1999—2005 гг. и на протяжении последующих лет совершенствовался, тестировался [11 и др.] и развивался. «Комплекс...» можно разделить на две основные части: вычислительные программы и системы ввода/вывода и представления данных.

Методы, реализованные в вычислительных программах

Вычислительные программы комплекса моделирования основаны на методе численного решения объёмных векторных интегральных уравнений [6, 7 и др.] для соответствующих полей или на расчёте интеграла по точным формулам для гравитационного поля [12]. В последнее время программы адаптированы для ведения параллельных вычислений на многопроцессорных многоядерных вычислительных системах. Так, для 2D-моделирования эффективного магнитного поля $H(r)$ (рис. 1) при помещении в немагнитное пространство S_1 (относительная магнитная проницаемость $\mu_1 = 0$, остаточная намагниченность $R_1 = 0$) тела S_2 с магнитной проницаемостью $\mu_2 = \mu(r')$ и остаточной намагниченностью $R_2 = R(r')$ имеем следующее интегральное уравнение:

$$H(r) = H_0(r) -$$

$$-\frac{1}{2\pi}\nabla \int_{S_2} \left[(\mu(r') - 1)H(r') + R(r')\right]\frac{r - r'}{|r - r'|^2}dS_2. \qquad (1)$$

Геометрия задачи приведена в нашей работе [23], как и подробности численного метода решения уравнения (1), из которого также следует метод расчета гравитационного поля в двумерной задаче.

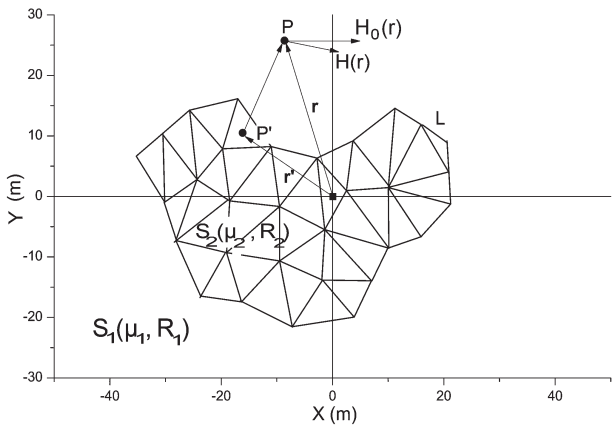


Рис. 1. Геометрия задачи 2D-моделирования [19]

Fig.1. 2D-geometry problem [19]

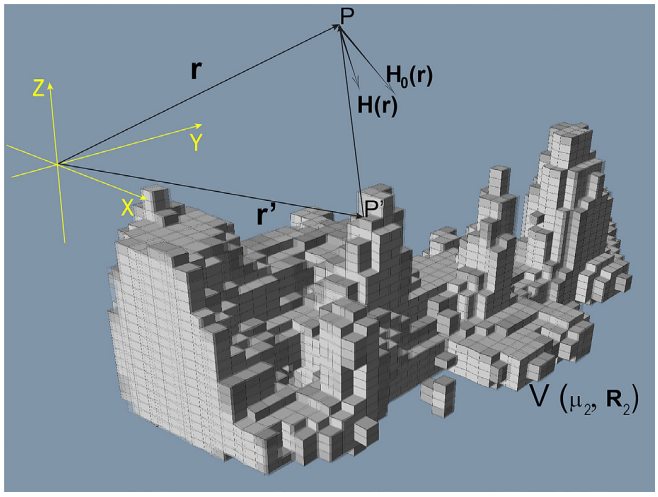


Рис. 2. Геометрия задачи 3D-моделирования

Fig. 2. 3D-geometry problem

Для 3D-моделирования магнитного поля имеем:

$$H(r) = H_0(r) -$$

$$-\frac{1}{4\pi}\nabla \int_{V_2} \left[(\mu(r') - 1)H(r') + R(r')\right]\frac{r - r'}{|r - r'|^3}dV_2, \qquad (2)$$

где приведённые величины поясняет рис. 2, на котором изображена модель $V_2(\mu_2, R_2)$, точка наблюдения P, в которой считается поле $H(r)$, намагничивающее поле $H_0(r)$, а также точка P', которая находится в центре масс элементарной ячейки. Если точка наблюдения находится в центре масс элементарной ячейки, то есть $P, P' \in V_2(\mu_2, R_2)$, то выражение (2) представляет собой уравнение, в результате решения которого получается внутреннее поле в центрах ячеек. Далее для вычисления поля вне тела используем выражение (2) как формулу, в правую часть которой помещаем найденные на предыдущем шаге значения поля в центрах тяжести элементарных ячеек. Результирующее поле рассчитывается либо на профиле, либо на заданной поверхности.

Намагничивающее поле как в 2D-, так и в 3D-задачах может быть неоднородно, что учитывается в программном комплексе: намагничивающее поле рассчитывается по модели IGRF-11 или IGRF-12 [26] на сетке (3D) или на профиле (2D). Как видно из формул (1) и (2), при расчёте магнитного поля учитывается эффект размагничивания. Те же самые элементы модели используются для расчёта аномального гравитационного поля.

Уравнения (1) и (2) решались численными методами [16, 18, 23, 24 и др.]. Численный расчёт аномального гравитационного поля в 3D-случае выполнялся стандартными методами [12 и др.], в 2D — по единой методике с вычислением магнитного поля [23].

В 3D-части «Комплекса интерпретации...» реализовано моделирование тепловых потоков и тепловых полей по уравнениям, аналогичным уравнению (2) [8]. При моделировании тепловых потоков предполагается, что нормальный тепловой фон создаётся, во-первых, источниками, лежащими ниже земной коры, а во-вторых, теплогенерацией. Конфигурация источ-

ников ниже земной коры неизвестна, и поэтому источники моделируются набором точечных фиктивных источников, вычисляемых с помощью минимизации по наблюдённой температуре [15, 28]. Интегрирование при учёте теплогенерации в земной коре проводится методом Монте-Карло [19, 20]. При вычислении нормальных градиентов для интегрального уравнения задаются фоновая теплопроводность и теплогенерация, вертикальный градиент температуры и коэффициент отражения. Аномальная теплопроводность должна быть задана до решения интегрального уравнения. Таким образом, на входе можно использовать либо вертикальный температурный градиент, либо сумму вертикального градиента, градиента из-за теплогенерации и градиента из-за фиктивных источников, а на выходе из интегрального уравнения получить градиенты температуры, то есть внутреннее поле в центрах элементарных ячеек с теплопроводностью, отличной от фоновой. Внутреннее поле используется для дальнейших вычислений градиентов и температур на горизонтальной плоскости или плотности теплового потока и температуры в вертикальной плоскости.

Для вспомогательных операций использовались свободно распространяемые программы и программные библиотеки вычислительной геометрии. В частности, триангулирование сечений тел в 2D-моделировании выполняется с помощью программы Triangle [27], в которой реализованы различные методы генерации качественных сетей, например с наперёд заданными максимальной площадью и минимальным углом треугольника. C++-библиотека Clipper [17] использовалась для программ проверки взаимного расположения сечений тел при изменении их границ или при вводе новых. Кроме того, программы из библиотеки LAPACK [22] применялись по мере необходимости.

Описание комплекса интерпретации

Комплекс интерпретации предназначен для построения моделей, в которых одним и тем же элементам (геологическим телам) в результате подбора присваиваются различные физические параметры: плотность, магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность, теплопроводность. На вход «Комплекса...» подаются аномальное магнитное поле (АМП), аномальное гравитационное поле, определённые на сетках, а также поверхность кристаллического фундамента и другие вспомогательные поверхности. В случае моделирования тепловых потоков вводятся поля температур на различных глубинах. В 2D-моделировании вводятся аномальные поля вдоль профиля и на параллельных профилях, а также предполагаемая геометрия тел, если есть.

Основной функционал

Неразрывно с вычислительными программами связана система интерактивного ввода/вывода и представления данных, включающая графическое редактирование данных. Структура подсистемы ввода/вывода и представления данных однотипна для 3D- и 2D-метода и представляет упорядоченные наборы независимых программных модулей, вызов которых организован через системы меню или «горячие» клавиши, что удобно при многократном изменении модели в процессе интерпретации, а также при подключении новых модулей. Программный модуль работает со своим набором данных, который сохраняет по завершению. Таким образом обеспечивается сохранение результатов при любых отключениях вычислительной системы.

Для 2D- и 3D-блоков возможно назначение цветовых шкал для параметров, а также изменение масштаба при выводе изолиний (3D) или графиков (2D) полей, а также экспорт/импорт контуров тел для ГИС-систем (MIF-файлы, GRD-файлы и др.).

Моделирование 2D

Особенности ввода модели при 2D-моделировании:

• масштабирование и сдвиг окна моделирования, которое движется вдоль профиля моделирования, что позволяет выстраивать геологическую среду с произвольной точностью;

• вывод в верхней части окна различных полей по отдельности или совместно;

• вывод потенциальных полей на параллельных профилю моделирования профилях, что, с одной стороны, позволяет визуально оценить пригодность 2D-метода на конкретном участке, а с другой — отсекает возможность создания формально точных, но геологически абсурдных моделей. В такой ситуации неточные результаты подбора следует понимать как первое приближение и использовать 3D-моделирование для уточнения.

Основной функционал помимо всего прочего включает:

— нелинейную фильтрацию исходных полей;

— использование моделей IGRF-11 и IGRF-12 главного магнитного поля Земли;

— экспорт/импорт контуров тел для ГИС-систем (MIF-файлы);

— автоматическое триангулирование сечений тел треугольниками с заданными свойствами;

— графический ввод и изменение сечений тел;

— представление различных свойств тел цветом путём введения цветовой шкалы;

— назначение одним и тем же телам различных параметров (плотности, остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и др.).

Моделирование 3D

3D-моделирование после введения полей и поверхностей, определённых на сетках, включает следующие этапы:

• разбиение пространства моделирования на слои, мощность которых может быть различна;

• разбиение пространства моделирования на ячейки в плане, причём размер ячеек может меняться от слоя к слою.

Особенность представления данных в трех измерениях:

• представление данных в плане послойно с одновременным выводом разреза, который может быть проведён вдоль произвольного профиля;

• одновременный вывод разрезов и плана для двух различных параметров (например, плотности и магнитной восприимчивости);

• при 3D-моделировании для отображения геологических структур обычно назначаются свойства сразу определённой группе ячеек, для чего созданы различные методы выборки ячеек.

Основной функционал помимо всего прочего включает:

— фильтрацию исходных полей;

— вывод различных полей (расчётных, наблюденных, их разности) в плане и на разрезе;

— использование модели IGRF-11 и IGRF-12 главного магнитного поля Земли;

— экспорт/импорт контуров тел для ГИС-систем (MIF-файлы, GRD-файлы и др.);

— представление различных свойств тел цветом путём введения цветовой шкалы;

— назначение одним и тем же телам различных параметров (плотности, остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и др.);

— вывод положения скважин в плане, что позволяет более точно соотносить характеристики модели с керном скважин.

Выводы и результаты применения

«Комплекс интерпретации потенциальных полей» позволяет не только эффективно моделировать геологическую среду, создавать её комплексные геофизические модели, удовлетворяющие априорной информации и геологическим требованиям, но и оперативно вводить новые способы обработки данных.

Конкретные результаты применения «Комплекса...» для геологии приведены в работах [1—5, 9, 10]. На рис. 3 приведена часть комплексной модели района Главного Уральского глубинного разлома [3].

Исследования проводятся при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10201).

Литература

1. *Иванов К. С., Коротеев В. А., Костров Н. П.* Глубинные структуры сочленения Урала с Русской и Западно-Сибирской платформами // Доклады АН. 2017. Т. 475. № 1. С. 64—67.

2. *Иванов К. С., Костров Н. П.* Новая геолого-геофизическая интерпретация потенциальных полей в районе Среднеуральского сейсмического трансекта. Статья 1. Западная часть Урала // Литосфера. 2016. № 5. С. 916—108.

3. *Иванов К. С., Костров Н. П.* Новая геолого-геофизическая интерпретация потенциальных полей в районе Среднеуральского трансекта. Статья 2. Восток Урала и Западная Сибирь // Литосфера. 2017. № 1. С. 96—115.

4. *Иванов К. С., Костров Н. П., Манушко Е. А.* Глубинное строение Даниловского грабена Западной Сибири: геологическая интерпретация плотностных моделей // Доклады АН. 2013. Т. 451. № 5. С. 569—573.

5. *Иванов К. С., Панов В. Ф., Писецкий В. Б., Костров Н. П., Манушко Е. А.* Глубинная нефть и разломы: геологическое применение некоторых геофизических технологий // Глубинная нефть. 2013. Т. 1. № 10. С. 1545—1555.

6. *Кормильцев В. В., Костров Н. П.* Исследование алгоритмов, основанных на объемном векторном интегральном уравнении для напряженности магнитного поля // Деп. в ВИНИТИ: 1999, № 83-В99, 19 с.

7. *Кормильцев В. В., Ратушняк А. Н.* Векторные интегральные уравнения для градиента потенциала геофизи-

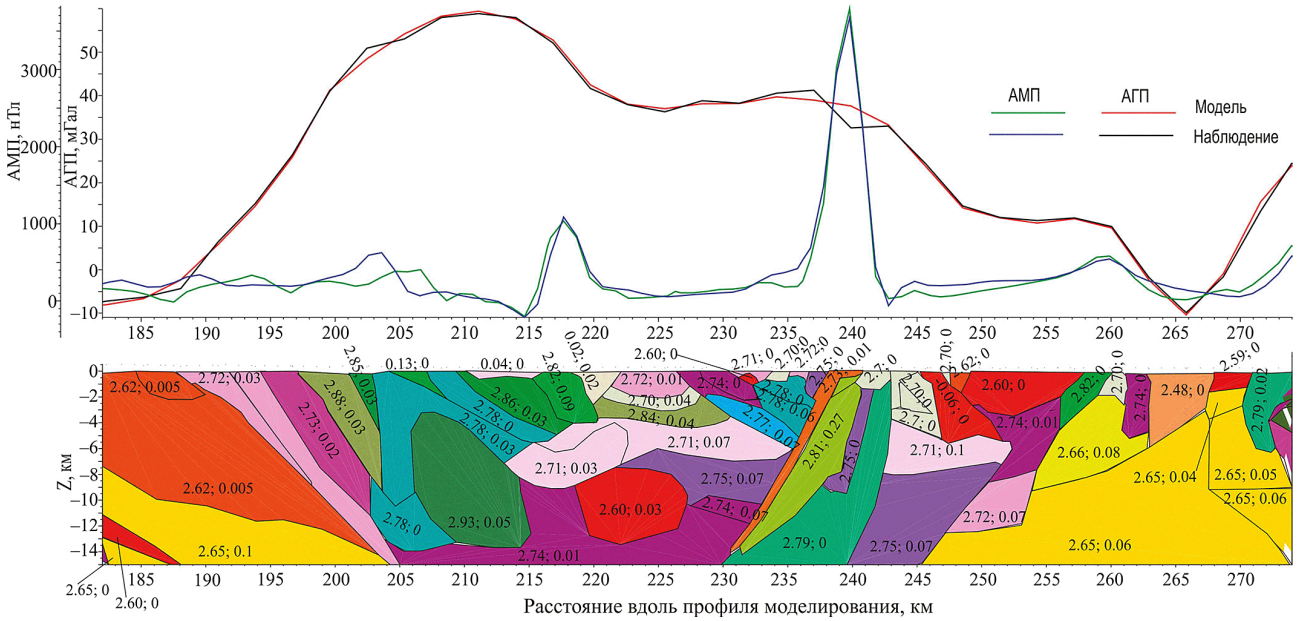


Рис. 3. Часть комплексной модели [3]. Вверху показаны аномальные поля, внизу — разрез модели. Наблюденное АМП — синяя кривая, модельное АМП — зеленая кривая; наблюденное АГП — черная кривая, модельное АГП — красная кривая. Внизу внутри контуров сечений модельных тел в круглых скобках приведена их плотность в г/см^3 и магнитная восприимчивость в единицах СИ (плотность; восприимчивость)

Fig. 3. A part of the complex model from [3]. At the upper part anomalus fields are shown. In the bottom part model section is shown. The observed anomalous total force magnetic field is shown in blue. The model anomalous total force magnetic field is shown in green. The observed anomalous gravity is shown in black. The model anomalous gravity is shown in red. At the bottom part inside contours of bodies density in g/cm^3 and magnetic susceptibility in SI are shown in parentheses: (density; susceptibility)

ческих полей // Российский геофизический журнал. 1995. № 5—6. С. 4—10.

8. *Кормильцев В. В., Ратушняк А. Н.* Объемные векторные интегральные уравнения для стационарного переноса тепла в фильтрующей среде // Деп. в ВИНИТИ. 1996. № 1849 — В96. 21 с.

9. *Костров Н. П., Манушко Е. А., Иванов К. С.* Построение комплексных плотностных и магнитных моделей глубинного строения Западной Сибири и их геологическая интерпретация (на примере Даниловского грабена) // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры: Пятнадцатая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2013. Т. 2. С. 169—178.

10. *Костров Н. П., Манушко Е. А., Иванов К. С.* Магнитная модель центральной части Даниловского грабена Западной Сибири // Литосфера. 2014. № 1. С. 94—103.

11. *Костров Н. П., Кормильцев В. В., Федоров Ю. Н.* Система 3D-интерпретации результатов гравимагнитных наблюдений с целью геологического картирования доюрского комплекса Западной Сибири // Горные ведомости. 2005. № 1. С. 57—61.

12. *Сорокин Л. В.* Гравиметрия и гравиметрическая разведка. М.: Государственное изд-во нефтяной и горно-топливной литературы. Ленинград, 1953. 483 с.

13. *Петров А. В.* Информация по современному программному обеспечению и техническим средствам решения основных профессиональных задач в области геологического изучения, поисков и разведки МПИ / Российский государственный геологоразведочный университет. Москва, 2012. С. 15.

14. *Atkinson K. E.* The numerical Solution of Integral Equations of the Second Kind. Cambridge: Cambridge University Press, 1997.552 pages.

15. *Byrd R. H, Lu P., Nocedal J.* A Limited Memory Algorithm for Bound Constrained Optimization, (1995), SIAM Journal on Scientific and Statistical Computing, 16, 5, pp. 1190—1208.

16. *Blokh Yu. I.* Magnetic field calculation for threedimensional anisotropic geological objects with corrections for demagnetization // Izvestiya, Earth Physics 1987. V. 23, No 12. P. 1003—1008.

17. Clipper — an open source freeware library for clipping and offsetting lines nd polygons. http://www.angusj.com/delphi/clipper.php.

18. *Eloranta E. H.* Potential field of a stationary electric current using Fredholm's integral equations of the second kind // Geophysical Prospecting. 1986. 34. P. 856—872.

19. *Lepage G. P.*, 1978, Journal of Computational Physics, vol. 27, pp. 192—203

20. *Lepage G. P.*, 1980, «VEGAS: An Adaptive Multidimensional Integration Program», Publication CLNS-80/447, Cornell University.

21. Geosoft. http://www.geosoft.com/

22. LAPACK — Linear algebra PACKage. http://www.netlib.org/lapack/

23. *Kostrov N. P.* Calculation of magnetic anomalies caused by 2D bodies of arbitrary shape with consideration of demagnetization // Geophysical Prospecting. 2007. V. 55 (1), P. 91—115.

24. *Sharma P. V.* Rapid computation of magnetic anomalies and demagnetization effects caused by bodies of arbitrary shape // Pure and Applied Geophysics. 1966. V. 64, No 2. P. 89—109.

25. Scilab. Open source software for numerical computation. http://www.scilab.org/

26. *Thébault E., Finlay C. C., Beggan C. D.,* Alken P., Aubert J., Barrois O., Bertrand F., Bondar T., Boness A., Brocco L., Canet E., Chambodut A., Chulliat A., Coпsson P., Civet F., Du A., Fournier A., Fratter I., Gillet N., Hamilton B., Hamoudi M., Hulot G., Jager T., Korte M., Kuang W., Lalanne X., Langlais B., Léger J-M., Lesur V., Lowes F. J., Macmillan S., Mandea M., Manoj C., Maus C., Olsen N., Petrov V., Ridley V., Rother M., Sabaka T. J., Saturnino D., Schachtschneider R., Sirol O., Tangborn A., Thomson A., Tøffner-Clausen L., Vigneron P., Wardinski I., Zvereva T. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation // Earth, Planets and Space. 2015. P.67—79. DOI 10.1186/s40623-015-0228-9.

27. Triangle. A two dimentional quality mesh generator and Delaunay triangulator. https://www.cs.cmu.edu/~quake/triangle.html

28. *Zhu C., Byrd R. H., Nocedal J.* L-BFGS-B: Algorithm 778: L-BFGS-B, FORTRAN routines for large scale bound constrained optimization (1997), ACM Transactions on Mathematical Software, Vol 23, Num. 4, pp. 550—560.

References

1. Ivanov K. S., Koroteev V. A., Kostrov N. P. *Glubinnye struktury sochleneniya Urala s Russkoi i Zapadno-Sibirskoi platformami* (Deep structures of juncture of the Urals with Russian and West Siberian platforms). Doklady Earth Sciences, 2017, V. 475, No. 1, pp. 64—67.

2. Ivanov K. S., Kostrov N. P. *Novaya geologo-geofizicheskaya interpretatsiya potentsialnyh polei v raione Sredne-Uralskogo seismicheskogo transekta. Statya 1. Zapadnaya chast Urala* (New geological and geophysical interpretation of potential fields in the area of Middle Uralian seismic transect. Article 1. Western Urals). Litosfera, 2016, No.5, pp. 916—108.

3. Ivanov K. S., Kostrov N. P. *Novaya geologo-geofizicheskaya interpretatsiya potentsialnyh polei v raione Sredne-Uralskogo transekta. Statya 2. Vostok Urala i Zapadnaya Sibir* (New geological and geophysical interpretation of potential fields in the area of Middle Uralian seismic transect. Article 2. Eastern Urals and Western Siberia). Litosfera, 2017, No. 1, pp. 96—115.

4. Ivanov K. S., Kostrov N. P., Manushko E. A. *Glubinnoe stroenie Danilovskogo grabena Zapadnoi Sibiri: geologicheskaya interpretatsiya plotnostnyh modelei* (Deep structure of Danilov graben of Western Siberia: geological interpretation of density models). Doklady Earth Sciences, 2013, V. 451, No. 5, pp. 569—573.

5. Ivanov K. S., Panov V. F., Pisetskii V. B., Kostrov N. P., Manushko E. A. Glubinnaya neft i razlomy: geologicheskoe primenenie nekotoryh geofizicheskih tehnologii (Deep oil and faults: geological use of some geophysical technologies). *Glubinnaya neft*, 2013, V. 1, No. 10, pp. 1545—1555.

6. Kormiltsev V. V., Kostrov N. P. *Issledovanie algoritmov, osnovannyh na obemnom vektornom integral'nom uravnenii dlya napryazhennosti magnitnogo polya* (Researches of algorithms based on volumetric vector integral equation for intensity of magnetic field). *Dep. VINITI*: 1999, No. 83-B99, 19 pp.

7. Kormiltsev V. V., Ratushnyak A. N. *Vektornye integralnye uravneniya dlya gradienta potentsiala geofizicheskih polei* (Vector integral equations for gradient of potential of geophysical fields). *Rossiiskii geofizicheskii zhurnal*, 1995, No. 5—6, pp. 4—10.

8. Kormiltsev V. V., Ratushnyak A. N. *Obemnye vektornye integralnye uravneniya dlya statsionarnogo perenosa tepla v filtruyuschei srede* (Volumetric vector integral equations for stationary transmission of heat in filtering environment). *Dep. VINITI*, 1996, No. 1849 — B96, 21 pp.

9. Kostrov N. P., Manushko E. A., Ivanov K. S. *Postroenie kompleksnyh plotnostnyh i magnitnyh modelei glubinnogo stroe-*

niya Zapadnoi Sibiri i ih geologicheskaya interpretatsiya (na primere Danilovskogo grabena) (Building of complex density and magnetic models of deep structure of Western Siberia and their geological interpretation (on example of Danilov graben). Collection *«Puti realizatsii neftegazovogo i rudnogo potentsiala HMAO-Yugry»* (Realization of oil and gas potential of Yugra Region). 15th conference. Khanty-Mansiysk, 2013, V. 2, pp. 169—178.

10. Kostrov N. P., Manushko E. A., Ivanov K. S. *Magnitnaya model tsentralnoi chasti Danilovskogo grabena Zapadnoi Sibiri* (Magnetic model of central part of Danilov graben of Western Siberia). Litosfera, 2014, No. 1, pp. 94—103.

11. Kostrov N. P., Kormil'tsev V. V., Fedorov Yu. N. *Sistema 3D interpretatsii rezultatov gravimagnitnyh nablyudenii s tselyu geologicheskogo kartirovaniya doyurskogo kompleksa Zapadnoi Sibiri* (3D interpretation of results of gravimetric observations aiming at geological mapping of Pre-Jurassic complex of Western Siberia). *Gornye vedomosti*, 2005, No. 1, pp. 57—61.

12. Sorokin L. V. *Gravimetriya i gravimetricheskaya razvedka* (Gravymetry and gravimetrical survey). Moscow: State publishing house of oil and mining literature, Leningrad, 1953, 483 pp.

13. Petrov A. V. *Informatsiya po sovremennomu programmnomu obespecheniyu i tehnicheskim sredstvam resheniya osnovnyh professionalnyh zadach v oblasti geologicheskogo izucheniya, poiskov i razvedki MPI.* (Information about modern software and technologies for main tasks in area of geological survey). Moscow: *Rossiiskii gosudarstvennyi geologorazvedochnyi universitet*, 2012, pp. 15.

14. Atkinson K. E. The numerical Solution of Integral Equations of the Second Kind. Cambridge: Cambridge University Press, 1997, 552 pp.

15. Byrd R. H, Lu P., Nocedal J. A Limited Memory Algorithm for Bound Constrained Optimization, (1995), SIAM Journal on Scientific and Statistical Computing, 16, 5, pp. 1190—1208.

16. Blokh Yu. I. Magnetic field calculation for threedimensional anisotropic geological objects with corrections for demagnetization. Izvestiya, Earth Physics 1987, V. 23, No 12. P. 1003—1008.

17. Clipper — an open source freeware library for clipping and offsetting lines nd polygons. http://www.angusj.com/delphi/clipper.php.

18. Eloranta E. H. Potential field of a stationary electric current using Fredholm's integral equations of the second kind. Geophysical Prospecting. 1986, 34, pp. 856—872.

19. Lepage, G. P., 1978, Journal of Computational Physics, V. 27, pp. 192—203

20. Lepage, G. P, 1980, "VEGAS: An Adaptive Multidimensional Integration Program", Publication CLNS—80/447, Cornell University.

21. Geosoft. http://www.geosoft.com/

22. LAPACK — Linear algebra PACKage. http://www.netlib.org/lapack/

23. Kostrov N. P. Calculation of magnetic anomalies caused by 2D bodies of arbitrary shape with consideration of demagnetization. Geophysical Prospecting. 2007, V. 55 (1), pp. 91—115.

24. Sharma P. V. Rapid computation of magnetic anomalies and demagnetization effects caused by bodies of arbitrary shape. Pure and Applied Geophysics. 1966, V. 64, No 2, pp. 89—109.

25. Scilab. Open source software for numerical computation. http://www.scilab.org/

26. Thébault E., Finlay C. C., Beggan C. D., Alken P., Aubert J., Barrois O., Bertrand F., Bondar T., Boness A., Brocco L., Canet E., Chambodut A., Chulliat A., Coпsson P., Civet F., Du A., Fournier A., Fratter I., Gillet N., Hamilton B., Hamoudi M., Hulot G., Jager T., Korte M., Kuang W., Lalanne X., Langlais B., Léger J-M., Lesur V., Lowes F. J., Macmillan S., Mandea M., Manoj C., Maus C., Olsen N., Petrov V., Ridley V., Rother M., Sabaka T. J., Saturnino D., Schachtschneider R., Sirol O., Tangborn A., Thomson A., Tøffner-Clausen L., Vigneron P., Wardinski I., Zvereva T. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. Earth, Planets and Space. 2015, pp. 67—79. DOI 10.1186/s40623-015-0228-9

27. Triangle. A two dimentional quality mesh generator and Delaunay triangulator. https://www.cs.cmu.edu/~quake/triangle.html

28. Zhu C., Byrd R. H., Nocedal J. L-BFGS-B: Algorithm 778: L-BFGS-B, FORTRAN routines for large scale bound constrained optimization (1997), ACM Transactions on Mathematical Software, V. 23, Num. 4, pp. 550 — 560.

УДК 551.24 DOI: 10.19110/2221-1381-2017-10--9-19

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

И. Л. Потапов[1], К. С. Попвасев[2]
[1] Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
[2] Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, Сыктывкар
ilpotapov@geo.komisc.ru

В ходе исследований нижне- и верхнепротерозойских образований Приполярного Урала возникла необходимость в более четкой геологической интерпретации и уточнении их возраста. Данная работа призвана предложить, хотя бы частично, дополнительные критерии для расчленения упомянутых докембрийских отложений. В настоящей статье мы приводим данные исследований, полученные по результатам полевых работ на Приполярном Урале. С помощью методов анализа макроструктур, а также микроструктурного анализа, который заключался в определении ориентировок оптических осей кварца в шлифах, показано, что для отложений няртинского комплекса, маньхобеинской и щокурьинской свит объединяющим критерием может служить то, что в них представлены реликтовые изоклинальные складки, отсутствующие в отложениях пуйвинской свиты и вышележащих образованиях. Для упомянутых выше комплексов и двух свит в определенной степени совпадают узоры стереографических диаграмм распределений оптических осей кварца и четко отличаются от диаграмм для пуйвинской свиты. Все это позволяет отнести няртинский комплекс, маньхобеинскую и щокурьинскую свиты к отдельному от пуйвинской свиты структурному уровню.

Ключевые слова: *Приполярный Урал, докембрий, структурная геология, складки, микроструктурный анализ, оптические оси кварца.*

STRUCTURAL EVOLUTION OF THE PRECAMBRIAN ROCKS OF THE NORTHERN PART OF THE SUBPOLAR URALS

I. L. Potapov[1], K. S. Popvasev[2]
[1]Institute of Geology of Komi Scientific Center of Ural Division of RAS, Syktyvkar, Russia
[2]Syktyvkar State University, Syktyvkar, Russia
ilpotapov@geo.komisc.ru

In the course of studies of the Lower and Upper Proterozoic formations of the Subpolar Urals, there was a need for a clearer geological interpretation and clarification of their age. This work is intended to offer, at least in part, additional criteria for the dismemberment of the above Precambrian formations. In this article, we present the results of studies, including those obtained from field work in the Subpolar Urals. Using the methods of macrostructure analysis, as well as microstructural analysis, which consisted in determining the orientations of the optical axes of quartz in thin sections, it was shown that for the deposits of the Nyartin complex, the Manhobeu and Shokurya suites, the unifying criterion was the presence of can be that they contain relict isoclinal folds absent in sediments of the Puiva suite and overlying formations. For the complexes and two suites mentioned above, the patterns of the stereographic diagrams of the distributions of optical quartz axes to a certain extent coincide, and the patterns from the diagrams for the Puiva suite are clearly distinguished. All this allows to classify the Nyartin complex, the Manhobeu and Shokurya formations to a structural level separate from the Puiva suite.

Keywords: *Subpolar Urals, Precambrian, structural geology, folds, microstructure analysis, optical axes of quartz.*

Введение

Район Приполярного Урала в бассейне р. Кожим имеет достаточно долгую историю геологических исследований. Однако многие вопросы геологии здесь остаются до сих пор не решенными или дискуссионными. Особенно это касается геологии докембрия Приполярного Урала, в разрезе которого выделяются нижне- и верхнепротерозойские образования. К ним относятся, в частности, рассматриваемые в данной работе няртинский комплекс, маньхобеинская, щокурьинская и пуйвинская свиты. Разные исследователи предлагают различные схемы стратиграфического расчленения этих пород [1]. К тому же в настоящее время нет полной определенности в возрасте няртинского комплекса, по-разному интерпретируется маньхобеинская свита, существуют отличающиеся представления о возрасте пород щокурьинской свиты, а также ведутся споры о возрасте пуйвинской свиты. Изучение структурных особенностей древнейших пород Приполярного Урала и установление особенностей их структурной эволюции позволит предложить дополнительные критерии для расчленения этих образований.

Методы исследования

В работе используются данные, полученные авторами в экспедициях по верховьям р. Кожим и ее многочисленным притокам, а также по водоразделам. Для более подробного изучения структурных особенностей пород няртинского комплекса и его доверхнерифейского обрамления использовались методы геометрического анализа плоскостных и линейных элементов пород. Ряд структур получил обозначения: складки — «F,» шарниры — «b», сланцеватость — «S». Каждой генерации структур присваивался соответствующий индекс (n+1, n+2 и т. д.) — от более древних к более молодым. За самую древнюю принималась генерация (индекс n), предположительно соответствующая возрасту формирования первичной слоистости, например параллельная контактам гнейсов и амфиболитов няртинского комплекса. Для сланцеватости брался индекс, соответствующий одновозрастным складкам.

Дополнительно нами был проведен микроструктурный анализ, который заключался в определении ориентировок оптических осей кварца в шлифах с применением универсального четырехосного столика Федорова на поляризационном микроскопе [2, 9]. Часть ориентированных образцов отбиралась согласно контактам пород на крыльях характерных типов складок для различных разновозрастных толщ, другая часть — по ориентировке сланцеватости и полосчатости в метаморфических породах. Из этих образцов вырезалось по два шлифа, ориентированных перпен-

дикулярно к плоскости (контакта, полосчатости или сланцеватости), соответственно параллельно и перпендикулярно простиранию. Результаты замеров макро- и микроструктур выносились на стереографические диаграммы (нижняя полусфера, равноугольная сетка) и анализировались с использованием компьютерной программы Sereonet [10].

Геологическое строение

Согласно ранее проведенным исследованиям [4], няртинский комплекс слагает одноименный тектонический блок в ядре Хобеизской антиклинали, расположенной на Приполярном Урале в северной части Ляпинского антиклинория в пределах Кожимского поперечного поднятия (рис. 1). В его разрезе наибольшим распространением пользуются гранатовые и гранатсодержащие слюдистые гнейсы и кристаллические сланцы, а также продукты их гранитизации (мигматиты). В подчиненном количестве присутствуют амфиболиты, амфиболсодержащие кристаллические сланцы, кварциты, карбонатсодержащие кварциты, мраморы. Низкотемпературные диафториты имеют вид хлорит-мусковит-альбит-кварцевых, эпидот-альбит-хлорит-актинолитовых, кальцит-эпидот-хлоритовых сланцев.

По имеющимся представлениям о тектонике района породы няртинского комплекса, возникшие по образованиям фундамента и метаморфизованные преимущественно в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма, относятся к породам нижнепротерозойского (нижнего) структурного этажа.

В строении среднего верхнепротерозойского структурного этажа участвуют рифейские и вендские отложения, которые метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Рассматриваемое нами обрамление няртинского комплекса относят к нижнему ярусу упомянутого структурного этажа. Оно слагает западные и восточные крылья Хобеизской антиклинали и включает в том числе рассматриваемые в данной работе маньхобеинскую, щокурьинскую и пуйвинскую свиты (рис. 1).

Маньхобеинская свита представлена мусковит-альбит-кварцевыми и мусковит-кварцевыми кристаллическими сланцами с прослоями слюдисто-полевошпатовых кварцитов и эпидот-альбит-хлорит-актинолитовых сланцев. В ряде разрезов маньхобеинской свиты среди низкотемпературных метаморфических пород были выявлены реликты высокотемпературных метаморфитов (гранатовых амфиболитов и гранат-слюдяных кристаллических сланцев). Таким образом, можно сказать, что, скорее всего, маньхобеинская свита выделена на месте участков развития низкотемпературных диафторитов по породам няртинского комплекса [6].

В составе щокурьинской свиты преобладают карбонатсодержащие породы: слюдяные мраморы и известковые слюдяные кристаллические сланцы. Подчинённое значение имеют обычные для нижележащих толщ слюдистые и амфиболсодержащие сланцы и полевошпатовые кварциты. С юга на север в разрезе свиты возрастает роль кварцитовых прослоев и уменьшается насыщенность толщи породами карбонатного состава. Севернее широтного течения р. Народы отложения свиты резко выклиниваются. На крайнем северном участке развития пород щокурьинской свиты, в бассейне р. Хасаварки, мощность свиты вновь резко увеличивается, а в её составе доминирующее значение снова приобретают карбонатные породы. В породах щокурьинской свиты, так же как и маньхобеинской, отмечаются реликты высокотемпературных метаморфических парагенезисов [4].

Пуйвинская свита залегает с размывом на отложениях щокурьинской свиты. В разрезе, вскрытом на р. Кожим, севернее руч. Игшор, пуйвинская свита залегает на породах няртинского комплекса [6]. Отложения пуйвинской свиты сложены серыми и зеленовато-серыми слюдисто-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями амфиболовых и известковистых сланцев и кварцитов. В подчиненном количестве встречаются риолитовые и дацитовые метапорфиры и их туфы [7, 5].

Макроструктурные исследования

Породы няртинского комплекса и обрамляющих его свит имеют складчатое строение с обширным развитием разрывной тектоники [4]. Изучение структурных элементов разных видов, анализ морфологии складчатых форм и последовательности их формирования во времени позволяют говорить о длительной и многоэтапной истории развития деформаций.

В рассматриваемых породах слоистость диагностируется редко, поскольку на нее накладываются метаморфическая полосчатость и сланцеватость. Более или менее уверенно ее можно выделять в толщах переслаивания пород различного литологического состава, а также в кварцитах. Полосчатость проявлена в большей степени и выражается в неравномерном распределении породообразующих минералов. Сланцеватость проявлена практически повсеместно, особенно в существенно слюдистых кристаллических сланцах, и выражается в субпараллельном расположении чешуйчатых минералов. Как сланцеватость, так и полосчатость в процессе структурной эволюции комплекса формировались неоднократно, что наблюдается в обнажениях, где видно наложение двух или более их генераций. Для уточнения возрастных взаимоотношений и поисков более крупных структур данные замеров сланцеватости, полосчатости, контактов различающихся по составу пород, в какой-то мере представляющих реликтовую слоистость или композитную сланцеватость, а также ориентировки погружений шарниров были вынесены на стереографические диаграммы (рис. 1, I—IV).

Преобладающие ориентировки падения кристаллизационной сланцеватости и полосчатости в западной части няртинского комплекса северо-западные, в северо-восточной части — юго-восточные. Ближе к контакту комплекса с вышележащими свитами его породы преобразованы в низкотемпературные сланцы (бластомилониты), сланцеватость в которых ориентирована параллельно плоскостям сместителей разломов, ограничивающих комплекс [4]. Реже встречаются северо-западные простирания с пологим падением на северо-восток. Шарниры в основном погружаются на северо-запад и на запад под пологими (от 0 до 30°) углами, реже на северо-восток и юго-запад (рис. 1).

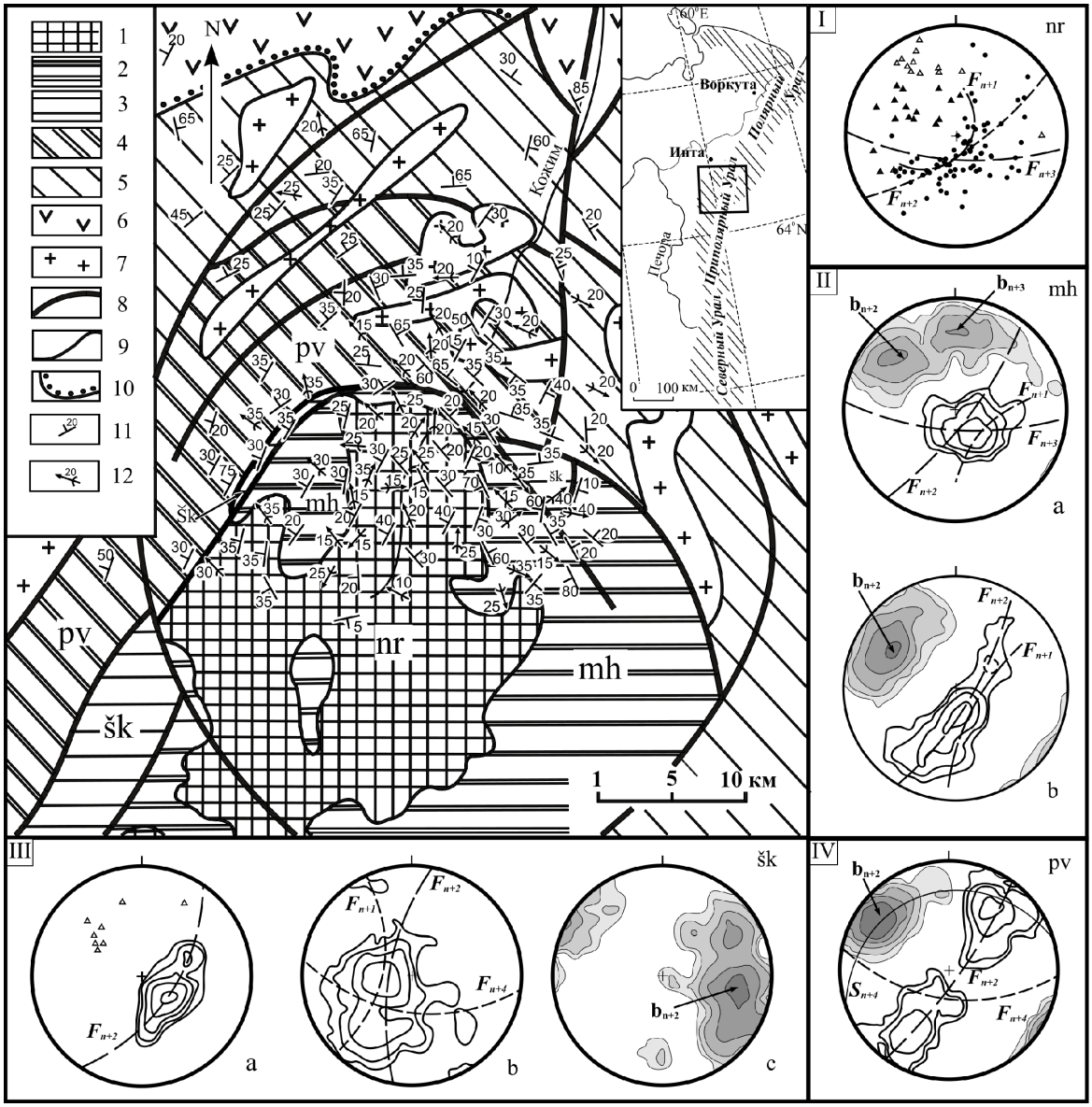


Рис. 1. Геолого-структурная схема докембрийских отложений северной части Приполярного Урала (по [5] с дополнениями) и стереографические диаграммы (I—IV) основных структурных элементов. На карте в правом верхнем углу показано местоположение Верхнекожимского района

Условные обозначения к карте: 1 — няртинский метаморфический комплекс (PR_1); 2 — маньхобеинская свита (RF_1?); 3 — щокурьинская свита (RF_1?); 4 — пуйвинская свита (RF_2); 5 — нерасчленные отложения верхнего рифея (RF_3); 6 — нерасчлененные отложения нижнего палеозоя (Є-О); 7 — граниты; 8 — разломы; 9 — границы стратиграфических и интрузивных подразделений; 10 — границы стратиграфических несогласий; 11 — сланцеватость, полосчатость; 12 — шарниры.

На вкладках I—IV — стереографические диаграммы основных структурных элементов (подробные пояснения в тексте): I — для пород няртинского комплекса (nr), замеры проведены в верховьях и истоках р. Кожим, в нижнем течении и устье р. Николай-Шор; II — для пород маньхобеинской свиты (mh) : a — в устье и нижнем течении руч. Сергей-Шор, район рудника на г. Хасаварка-Из; b — в нижнем и среднем течении руч. Хасаварка и его правых безымянных притоков; III — для пород щокурьинской свиты (љk): a — в среднем течении р. Николай-Шор; b, c — в районе истоков руч. Хасаварка и руч. Понъю; IV — для пород пуйвинской свиты (pv) по берегам р. Кожим в верхнем течении, дуга в виде сплошной линии показывает след усредненной плоскости сланцеватости S_{n+4}.

Fig. 1. Geological and structural scheme of Precambrian formations of the northern part of the Subpolar Urals (according to [5] with additions) and stereographic diagrams (tabs I-IV) of the main structural elements. The map in the upper right corner shows the location of the Upper Kozhim area

Legend to the map: 1 — Nyartin metamorphic complex (PR1); 2 — Manhobeu suite (RF_1?); 3 — Shokurya suite (RF_1?); 4 — Puiva suite (RF_2); 5 — Upper Riphean undivided sediments (RF_3); 6 — Lower Paleozoic undivided sediments (Є-О); 7 — granites; 8 — faults, 9 — borders of stratigraphic and intrusive subdivisions; 10 — borders of stratigraphic unconformities; 11 — schistosity, banding, 12 — apices.

On the tabs I—IV stereographic diagrams of the main structural elements (detailed explanations in the text): I — of the rocks of the Nyartin complex (nr), measurements were taken in the upper reaches and sources of the Kozhim river in the lower reaches and mouth of the Nikolay-Shor creek; II — for the rocks of the Manhobeu suite (mh) for the areas: a — the mouth and the lower reaches of the Sergey-Shor creek, the area of the mine in the of Hasavarka-Iz mountine; b — in the lower and middle reaches of the Khasavarka creek and its right nameless inflow; III — Stereographic diagrams of structural elements obtained for rocks of the Shokurya suite (љk): a — in the middle reaches of the Nicholas-Shor creek,; b, c — near the source of the Khaswavarka creek and Pon-Yu creek; IV — Stereographic diagrams of the main structural elements obtained for the rocks of the Puiva suite (pv) along the banks in the upper course of the Kozhim river, the arc in the form of a solid line shows the trace of the averaged plane of schistosity of S_{n+4}.

Преобладающие ориентировки сланцеватости маньхобеинской свиты также имеют северо-восточное простирание с падением под пологими углами на северо-запад, реже восточное и юго-восточное простирание. Шарниры погружаются главным образом на северо-запад под углами 10—40°, в верхней части маньхобеинской свиты часто также встречаются шарниры, погружающиеся на север и северо-восток под пологими углами.

Преобладающие ориентировки сланцеватости щокурьинской свиты имеют юго-восточное простирание с углами падения от 5 до 60° на северо-запад и запад в восточном крыле Хобеизской антиклинали, а в западном крыле наблюдается северо-восточное простирание с углами падения от 15 до 45° на восток и юго-восток. В восточном крыле антиклинали встречается также поздняя пологая сланцеватость, которая сечет раннюю, при этом параллельна осевым поверхностям открытых лежачих складок. Шарниры складок погружаются главным образом на восток и юго-восток в восточной части под углами от 10 до 40°. В западной части шарниры складок погружаются на запад и северо-запад под пологими углами, что совпадает с наблюдаемым погружением линейных элементов в породах няртинского комплекса и маньхобеинской свиты (рис. 1).

В исследованных обнажениях пуйвинской свиты особенно сильно проявление сланцеватости-кливажа осевых плоскостей складок, и на разрезах это проявляется как монотонное залегание толщ. Фрагменты первичных структур и текстур здесь относительно хорошо фиксируются благодаря сплошной обнаженности и наличию среди сланцев прослоев метапорфиров. Здесь так же, как и для щокурьинской свиты, можно выделить два типа сланцеватости. Ранняя сланцеватость крутопадающая, северо-западного и юго-восточного простирания, представляет собой сланцеватость-кливаж осевой поверхности закрытых асимметричных складок с пологими шарнирами, погружающимися на северо-запад под пологими углами 10—20°. Поздняя сланцеватость пологая, погружающаяся на север и северо-восток, сечет раннюю, часто с образованием мелких кренуляционных складок.

Поверхности метаморфической полосчатости рассматриваемых докембрийских образований, а также сланцеватости, прожилки гранитного состава (в мигматизированных породах) деформированы и образуют складки. В редких случаях наблюдаются смятые в складки контакты таких пород, как гнейсы (или слюдистые кристаллические сланцы) с амфиболитами, кварциты с кристаллическими сланцами, мраморы со сланцами.

В центральной части няртинского комплекса широко развиты лежачие подобные, сильно сжатые, чаще изоклинальные складки F_{n+1} с субгоризонтальной ориентировкой осевых плоскостей. Образованы они по кристаллизационной сланцеватости и полосчатости в кристаллических сланцах, гранитогнейсах и амфиболитах, а также по контактам кристаллических сланцев с амфиболитами в породах няртинского комплекса (рис. 2, a; 3, a). Крылья складок имеют северо-западное простирание, падают на юго-запад под небольшими углами в центральной части комплекса. При движении от центра к периферийным частям комплекса углы падения метаморфической полосчатости и кристаллизационной сланцеватости постепенно увеличиваются до 30—40° и более. При этом сланцеватость в северной периклинальной части падает на север, в западной части комплекса — на запад и в восточной — на восток. Шарниры складок погружаются на запад и северо-запад под пологими углами. Полюса элементов плоскостных неоднородностей (крылья складок, контакты, полосчатость, кристаллизационная сланцеватость, кливаж) отображены на диаграмме (рис. 1, I) как кружки (количество замеров n_S=78), шарниры b_{n+1} представлены в виде закрашенных треугольников, шарниры b_{n+2}, представлены в виде неокрашенных треугольников (общее количество замеров шарниров n_L=71). Здесь можно увидеть, что полюса крыльев мелких складок F_{n+1} ложатся на дугу малого круга с осью, погружающейся под углом около 60° на северо-запад. Шарниры b_{n+1} складок F_{n+1} (закрашенные треугольники на рис. 1, I) собираются в фигуру сферического треугольника. Такое распределение, скорее всего, связано с тем, что ближе к границам комплекса при попадании в область периклинали в части пород образуются конические складки.

Упомянутые реликтовые структуры в маньхобеинской и щокурьинской свитах встречаются реже, чем в нижележащих породах няртинского комплекса, а в верхних частях манхобеинской свиты, особенно в кристаллических сланцах, практически не обнаруживаются, однако имеют место в кварцитах. В разрезах пуйвинской свиты генерации складок, аналогичной рассмотренной выше, не наблюдается. В маньхобеинской свите складки F_{n+1} образованы в основном слоями гранатовых амфиболитов в гранат-слюдистых кристаллических сланцах, реже по полосчатости и кристаллизационной сланцеватости в слюдистых сланцах и в кварцитах (рис. 2, c; 3, b). На стереографической диаграмме для нижних частей маньхобеинской свиты (рис. 1, II, a) полюса элементов плоскостных неоднородностей представлены как изолинии плотности с шагом 1—2—4—6 % (количество замеров n_S = 106), ориентировки шарниров отображены в виде закрашенных областей плотностей с шагом 1—2—4—6 % (количество замеров n_L= 62). На диаграмме для верхних частей маньхобеинской свиты (рис. 1, II, b) полюса элементов плоскостных неоднородностей представлены как изолинии плотности с шагом 1—2—4—6 % (количество замеров n_S=135), ориентировки шарниров отображены в виде закрашенных областей с плотностью серого цвета, меняющаяся с шагом 1—2—4—6—8 % (количество замеров n_L = 97). Для обеих частей свиты можно увидеть, что полюса крыльев мелких складок F_{n+1} распределены по дугам малых кругов, что может говорить о переориентировке элементов складок при поздних деформациях. В щокурьинской свите наибольшее количество реликтов таких складок обнаруживаются также в кварцитах и в глыбовых развалах мраморов (рис. 2, d), в сланцах их практически нельзя выделить. На стереографических диаграммах для восточного крыла щокурьинской свиты полюса плоскостных неоднородностей (рис. 1, III, b) отображены в виде изолиний плотности с шагом 1—2—4—6 % (количество замеров n_S = 213), ориентировки

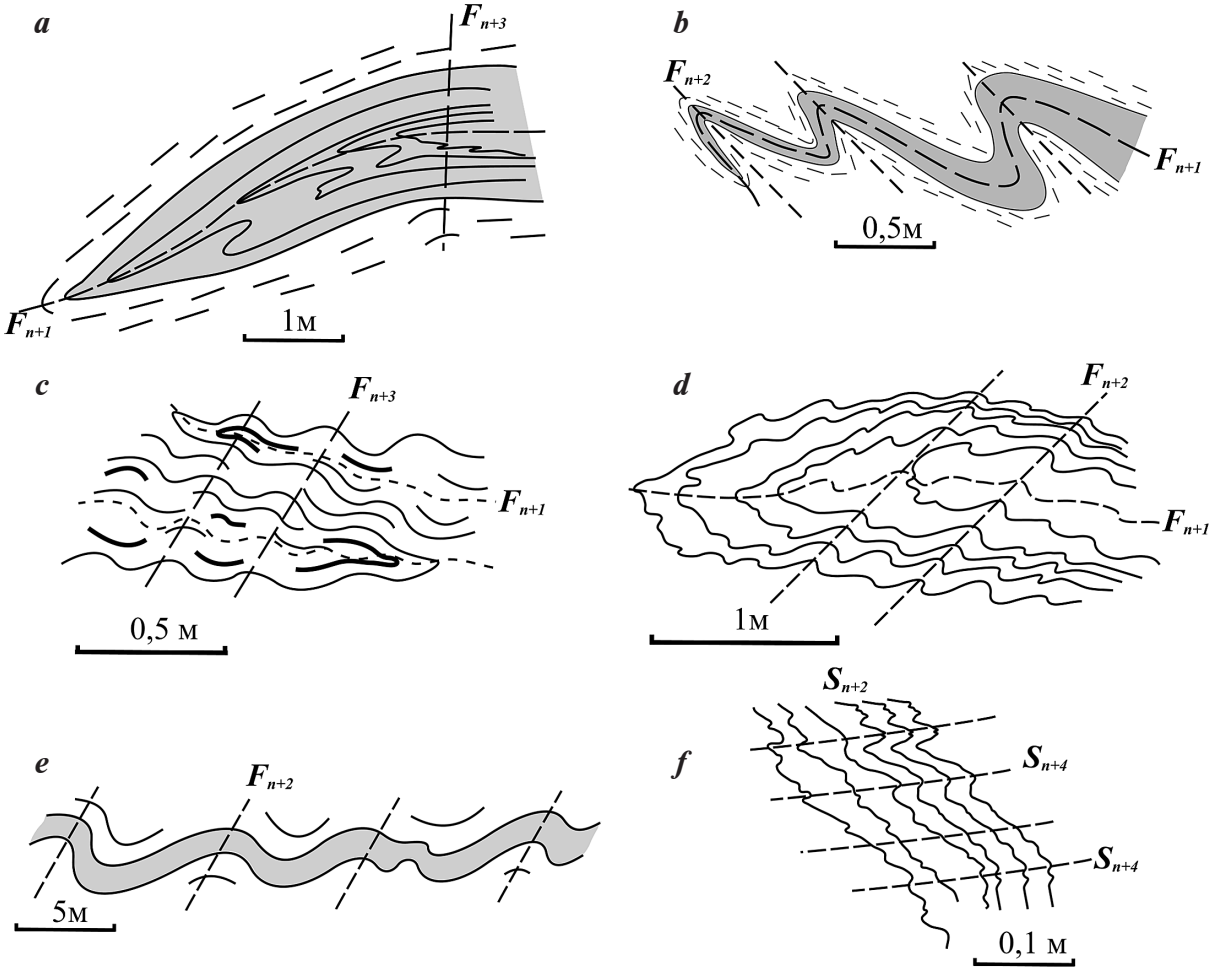


Рис. 2. Реликтовые складки (зарисовки):

a) няртинского комплекса (левый берег руч. Николай-Шор в 170 м выше устья). В плане изображен фрагмент лежачей подобной ныряющей изоклинальной складки F_{n+1}, крылья сложены кристаллическими сланцами, ядро сложено амфиболитом с полевошпатовыми прожилками, которые смяты в сжатые подобные складки течения. Крылья и осевые поверхности смяты в пологие подобные складки F_{n+3} с крутопадающими осевыми поверхностями и полого погружающимися на север шарнирами; **b)** няртинского комплекса (левый берег р. Кожим в 190 м ниже впадения ручья Николай-Шор). В разрезе изображен фрагмент изоклинальной складки F_{n+1}, крылья сложены кристаллическими сланцами, ядро сложено амфиболитом. Крылья и осевая поверхность смяты в асимметричные подобные закрытые складки F_{n+2} с крутопадающими осевыми поверхностями, шарниры b_{n+2} погружаются под малыми углами на северо-запад; **c)** маньхобеинской свиты (правый берег руч. Сергей-Шор, в 65 м от устья). В разрезе изображены подобные изоклинальные складки F_{n+1}, сложенные кристаллическими сланцами. Крылья и осевые поверхности смяты в подобные открытые складки F_{n+3} с крутопадающими осевыми поверхностями и полого погружающимися на север шарнирами, замки складок иногда заполнены кварцевыми жилами; **d)** щокурьинской свиты (водораздел, обнажение мраморов в истоках ручьев Хасаварка и Понъю). В плане изображен фрагмент подобной изоклинальной складки F_{n+1}, сложенной слоями мраморов. Крылья и осевые поверхности смяты в асимметричные складки F_{n+2} с крутопадающими осевыми поверхностями и полого погружающимися на юго-восток шарнирами; **e)** пуйвинской свиты (р. Кожим, левый берег, в 1,5 км ниже впадения руч. Хасаварка (по [6])). В разрезе изображен слой метапорфиров в сланцах, смятый в подобные асимметричные закрытые складки F_{n+2}, шарниры погружаются на северо-запад под пологими углами; **f)** пуйвинской свиты (р. Кожим, левый берег, в 1,5 км ниже впадения руч. Хасаварка). В разрезе фрагмент крутопадающего крыла складки, где ранняя сланцеватость S_{n+2} в метапорфирах пересекается поздней пологопадающей сланцеватостью S_{n+4}, образуя небольшие лежачие концентрические складки

Fig. 2. Sketches of folds:

a) nyartin complex, left bank of the Nikolay-Shor creek is 170 meters above the mouth. The plan depicts a fragment of a lying duck-like isoclinal fold F_{n+1}, the wings are composed of crystalline schists, the core is composed of amphibolite with feldspar veins, which are crushed into compressed currents of such a fold. Wings and axial surfaces are deformed into flat folds of F_{n+3} with steeply falling axial surfaces and hinges are gently plunging northward; **b)** nyartin complex, left bank of the Kozhim river is 190 m below the confluence of the Nicholay-Shor creek. In the section there is a fragment of the isoclinal fold F_{n+1}, the wings are composed of crystalline schists, the core is composed of amphibolite. Wings with an axial surface are deformed into asymmetric closed folds F_{n+2} with steeply falling axial surfaces, the hinges b_{n+2} are plunging at small angles northwestward; **c)** manhobeu suite, right bank of the Sergey-Shor creek, 65 m from the mouth. The section shows similar isoclinal folds F_{n+1} composed of crystalline schists. The wings and axial surfaces are deformed into such open folds F_{n+3} with steeply dipping axial surfaces and hinges are gently plunging northward, the fold locks sometimes filled with quartz veins; **d)** shokurya suite, watershed, exposure of marbles in the sources of Khasavarka and Pon-Yu creeks. The plan depicts a fragment of a similar isoclinal fold F_{n+1}, folded by layers of marbles. The wings and axial surfaces are crumpled into similar asymmetric folds F_{n+2}, with steeply dipping axial surfaces and apices are gently plunging southeastward; **e)** puiva suite, left bank of Kozhim river 1.5 km below the confluence of the Hasavarka creek (according to [6]). The section shows a layer of metaporphyrs in shales, deformed into similar asymmetric closed folds F_{n+2}, the apices are plunging NW under gently sloping corners; **f)** puiva suite, left bank of Kozhim river 1.5 km below the confluence of the Hasavarka creek. The section depicts the fragment of the steeply dipping wing of the fold, where the early schistosity of S_{n+2} in metaporphyre intersects with the late hollow incidence of S_{n+4}, forming small recumbent concentric folds

шарниров (рис. 1, III, c) представлены как закрашенные области изменяющейся плотности с шагом 1—2—4—6—8 % (количество замеров $n_L = 132$). Здесь можно увидеть, что полюса крыльев мелких складок F_{n+1} так же, как и для маньхобеинской свиты, распределяются по дуге малого круга.

Следующая генерация складок F_{n+2} в няртинском комплексе представляет собой цилиндрические асимметричные складки разной степени сжатости, главным образом закрытые, с круто ориентированными осевыми поверхностями и полого погружающимися шарнирами (рис. 2, b). Данная генерация связана с распространенной крутопадающей сланцеватостью S_{n+2} северо-западного простирания, представляющей собой кливаж осевой поверхности. Шарниры погружаются под углами от 5 до 45° на северо-запад и юго-восток. На стереографической диаграмме для няртинского комплекса (рис. 1, I) полюса крыльев мелких складок F_{n+2} ложатся на дугу большого круга, а их полого погружающиеся шарниры b_{n+2} концентрируются в области вокруг общего максимума.

В породах маньхобеинской свиты данная генерация складок образована в основном по прослоям кварцитов в кристаллических сланцах (рис. 3, c). В нижних частях свиты складки F_{n+2} более сжаты, что можно увидеть на диаграммах (рис. 1, II, a), где область распределения полюсов крыльев складок имеет небольшую протяженность. На диаграмме для верхних частей свиты (рис. 1, II, b) полюса крыльев складок ложатся на дугу большого круга с большей протяженностью. В обоих случаях шарниры b_{n+2} полого погружаются на северо-запад и собраны в достаточно компактной области (рис. 1, II, a, b).

Асимметричные складки F_{n+2} имеют повсеместное распространение в щокуринской свите. Данные складки развиты по контактам кварцитов и сланцев, по сланцеватости и полосчатости в кварцитах и мраморах (рис. 2, d). Шарниры складок F_{n+2} погружаются на северо-запад в районе руч. Николай-Шор в среднем течении (западное крыло антиклинали), и на восток под пологими углами в районе истока руч. Хасаварка (восточное крыло). На стереографической диаграмме для западного крыла щокурьинской свиты (рис. 1, III, a) полюса элементов плоскостных неоднородностей отображены в изолиниях плотности с шагом 1—2—4—6—8 % (количество замеров $n_S = 33$), шарниры представлены в виде неокрашенных треугольников (количество замеров $n_L = 9$). На данной диаграмме можно увидеть, что полюса крыльев мелких складок F_{n+2} ложатся, как и в маньхобеинской свите, на дуги большого круга, а их шарниры b_{n+2} распределяются достаточно компактно около области генерализованного шарнира крупной складки, погружающегося на северо-запад под углом около 35°. Полюса крыльев мелких асимметричных складок F_{n+2} для восточного крыла также концентрируются в области дуги большого круга (рис. 1, III, b). Шарниры b_{n+2} асимметричных складок F_{n+2} для восточного крыла (рис. 1, III, c) погружаются на восток под пологими и средними углами и образуют на диаграммах вытянутый пояс. Здесь наибольшая часть шарниров для щокурьинской свиты распределяется в достаточно компактной области, меньшая часть — симметрично относительно данного шарнира и осевой плоскости, и это, скорее всего, говорит о том, что данные шарниры ранние и изменили свою ориентировку при образовании складок F_{n+2}.

Для отложений пуйвинской свиты имеет место аналогичная система закрытых асимметричных складок F_{n+2} (рис. 2, e; 3, d) с шарнирами, полого погружающимися на северо-запад. Параллельно осевой поверхности складок проявляется кливаж в виде полосчатости, подчеркивающийся тонкими кварцевыми и гранат-кварцевыми прожилками. На стереографической диаграмме для пуйвинской свиты (рис. 1, IV) полюса элементов плоскостных неоднородностей представлены в виде изолиний плотностей с шагом 1—2—4—6 % (количество замеров $n_S = 55$), ориентировки шарниров отображены в виде закрашенных областей с изменяющейся плотностью с шагом 1—2—4—6—8 % (количество замеров $n_L = 106$). Здесь видно, что полюса крыльев складок ложатся на дугу большого круга, а шарниры b_{n+2} концентрируются в компактной области.

В отложениях няртинского комплекса и маньхобеинской свиты выделяются подобные открытые складки F_{n+3}, деформирующие крылья ранних складок F_{n+1} (рис. 2, a, 2, c). Шарниры складок b_{n+3} полого погружаются на север (рис. 1, II). Осевые плоскости субвертикальны, простираются на север, падают на восток и запад. Замки складок, как ранних, так и поздних, часто заполняются кварцевым материалом с образованием седловидных жил.

В северо-восточной части щокурьинской свиты и в отложениях пуйвинской свиты в разрезах вдоль р. Кожим по крутопадающим крыльям и осевым плоскостям складок F_{n+2} часто можно наблюдать концентрические лежачие, чаще открытые, реже закрытые симметричные складки F_{n+4} (рис. 2, f; 3, e, f). Сланцеватость S_{n+4} (рис. 1, IV), параллельная осевым плоскостям упомянутых складок, падает главным образом на северо-запад под пологими углами. Шарниры погружаются на север под углами от 5 до 15°. По нашим наблюдениям установлено, что генерации складок F_{n+3} и F_{n+4}, а также сланцеватость S_{n+4} часто встречаются и в вышележащих отложениях верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного Урала.

Таким образом, в рассматриваемых докембрийских породах прослеживается следующая последовательность генераций складок, изображенная на рисунке 4. Первая генерация представлена изоклинальными складками F_{n+1} в парагенезисе с сланцеватостью S_{n+1}, особенно развитой в сланцах в центральных частях няртинского комплекса. Далее появляется следующая генерация главным образом асимметричных складок F_{n+2} (рис. 4), проявленная во всех докембрийских отложениях района, в парагенезисе со сланцеватостью-кливажом S_{n+2}. Генерация лежачих концентрических складок F_{n+4} с развитой по осевым плоскостям сланцеватостью S_{n+4} (рис. 4) имеет место главным образом в породах, в зонах, приуроченных к структурам высокого порядка (надвигов и взбросов), связанных с Главным Уральским надвигом. Генерация открытых подобных складок F_{n+3} с субвертикальными осевыми поверхностями, наоборот, проявляется в основном в удалении от таких зон.

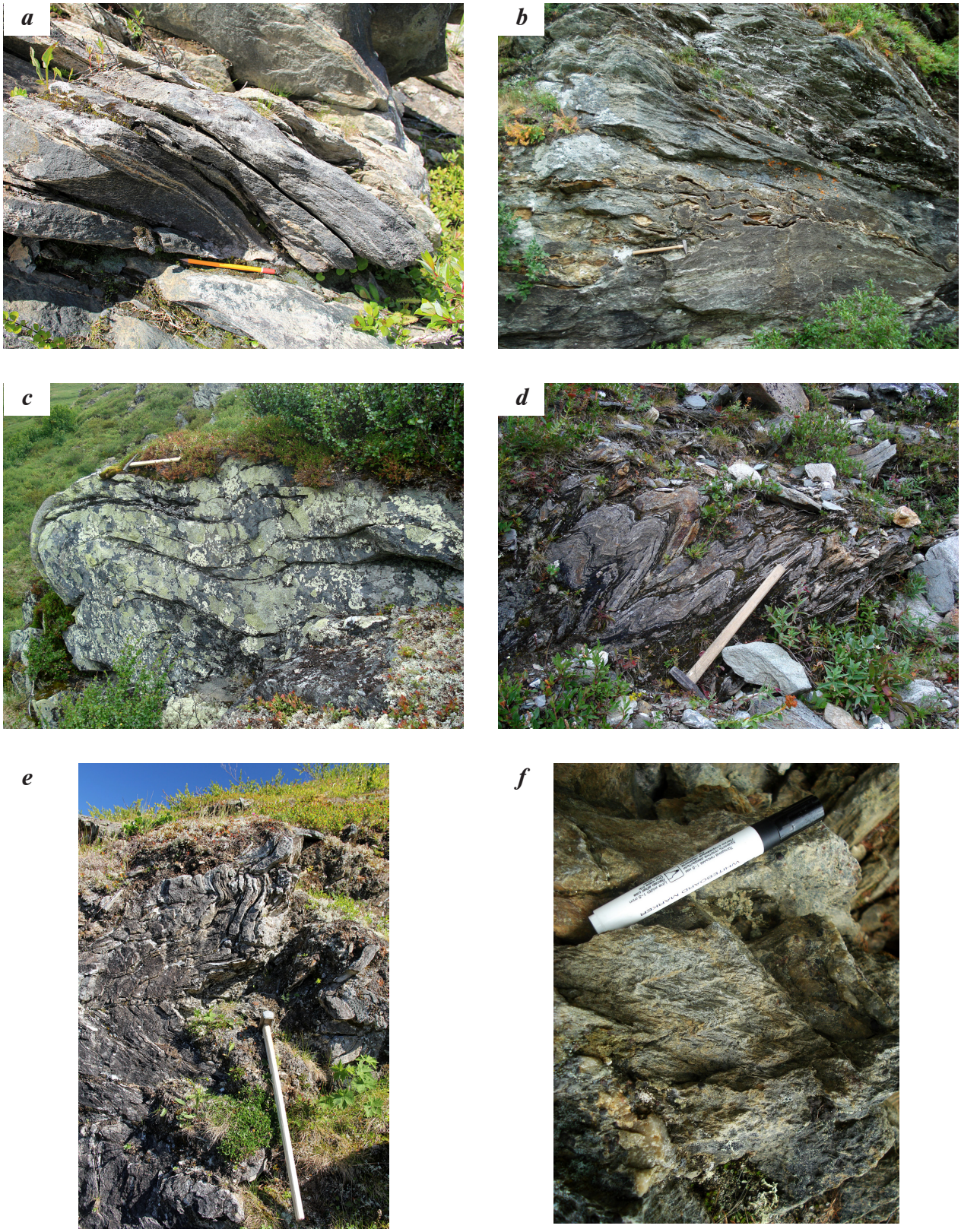


Рис. 3. Реликтовые складки (фото):

a) няртинского комплекса (левый берег р. Кожим в 45 м ниже впадения ручья Николай-Шор). Фрагмент подобной лежачей изоклинальной складки F_{n+1}, крылья сложены гнейсом, ядро сложено амфиболитом. Шарнир погружается по азимуту 290° под углом 15°; **b)** маньхобеинской свиты (левый берег р. Кожим в 100 м ниже устья ручья Сергей-Шор). Изоклинальная складка F_{n+1} в диафторированных амфиболитах. Крылья сложены слюдистыми сланцами. Крылья и осевая плоскость смяты в асимметричные складки F_{n+2}. (Фото А. М. Пыстина, [6])); **c)** маньхобеинской свиты (левый берег первого левого безымянного притока руч. Хасаварка, в 1050 м от устья). Фрагмент закрытой асимметричная запрокинутой складки F_{n+2}, сложенной кварцитовым слоем в сланцах, можно различить фрагменты реликтовых изоклинальных складок F_{n+1}; **d)** пуйвинской свиты (в 2,7 км от устья четвертого левого безымянного притока руч. Кузьпуаю, левый берег). Система мелких асимметричных запрокинутых складок F_{n+2} в кристаллических сланцах; **e)** щокурьинской свиты (правый берег второго левого безымянного притока ручья Хасаварка, в 100 м от устья). В карбонатсодержащих кристаллических сланцах крутопадающее крыло асимметричной складки F_{n+2} деформировано в лежачие концентриче-

ские складки F_{n+4}, параллельно осевым плоскостям которых развита пологопадающая сланцеватость S_{n+4}; **f)** пуйвинской свиты (р. Кожим, левый берег, в 1,5 км ниже впадения руч. Хасаварка). В метапорфире ранняя сланцеватость S_{n+2} пересекается поздней сланцеватостью S_{n+4}, при этом образуются микроскладки

Fig. 3. Photos of folds:

a) nyartin complex, left bank of the Kozhim river is 45 m below the confluence of the Nicholay-Shor creek. A fragment of the lying isocline fold F_{n+1}, the wings are composed of gneiss, the core is composed of amphibolite. The hinge is plunged in azimuth 290° at an angle of 15°; **b)** manhobeu suite, left bank of the Kozhim river is 100 m below the mouth of the Sergey-Shor creek. Isoclinal fold F_{n+1} in diaphthorised amphibolites. The wings are composed of mica schists. The wings and the axial plane are crumpled into asymmetric folds F_{n+2}. (Photo by AM Pystin, [6]); **c)** manhobeu suite, the left bank of the first left nameless tributary of the Khasavarka creek, in 1050 m from the mouth. The fragment closed asymmetric folds F_{n+2}, folded from the quartzite layer in the shales, it is possible to distinguish fragments of relict isoclinal folds F_{n+1}; **d)** puiva suite, 2.7 km from the mouth of the fourth left nameless tributary of the Kuzpuayu creek, the left bank. A system of small asymmetric folds of F_{n+2} in crystalline schists; **e)** shokurya suite, right bank of the second left anonymous tributary of the Khasavarka creek, 100 m from the mouth. In the carbonate containing crystalline schists, the steeply dipping wing of the asymmetric fold F_{n+2} is deformed into recumbent concentric folds F_{n+2}, parallel to the axial planes of which the declining schistosity of S_{n+4} is developed; **f)** puiva suite, left bank jf Kozhim river, 1.5 km below the confluence of the Hasavarka creek. In the metaporphyre, the early schistosity of S_{n+2} is intersected by the late schistosity of S_{n+4}, while microfolds are formed

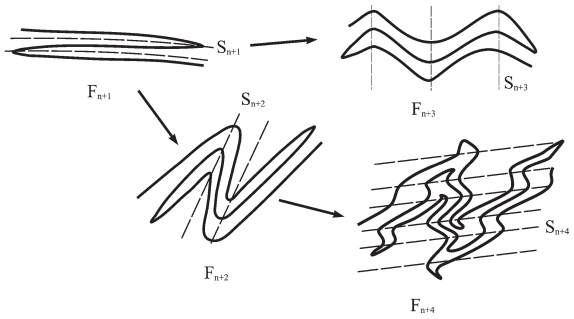


Рис. 4. Схематическое отображение эволюции складчатости докембрийских отложений северной части Приполярного Урала

Fig. 4. Schematic representation of evolution of folding of Precambrian deposits in the northern part of the Subpolar Urals

Микроструктурные исследования

Для уточнения структурных особенностей рассматриваемых в данной работе образований и дальнейшего их сравнения нами дополнительно проведен микроструктурный анализ, основанный на определении ориентировки оптических осей (*c*-осей) кварца в породах. При этом направления петроструктурных осей выбирались для каждого образца отдельно, с учетом рассмотренных выше макроструктурных особенностей пород, наблюдений и анализа ориентировок плоскостных и линейных структурных элементов.

Для пород нярτинского комплекса при определении ориентировки оптических осей кварца взят ориентированный образец из гнейса, отобранный в 250 м выше устья руч. Николай-Шор по правому борту. Ориентирован образец по контакту гнейсов и амфиболитов, который образует изоклинальную складку с шарниром, полого погружающимся на северо-запад под углом около 35°. Плоскостью скольжения выбрана плоскость крыла складки. На стереографической диаграмме (рис. 5, a) оптические оси кварца ложатся в компактную область, совпадающую с петроструктурной осью *b*, и образуют два пояса, осью которых служит петроструктурная ось *a*. Исходя из этого можно определить, что получившийся узор на сферической диаграмме относится к так называемому второму листеровскому типу [9, 13]. При этом подобный широкий разброс характерен для пород, претерпевших метаморфизм высокой степени.

Касательно пород маньхобеинской свиты для определения ориентировки оптических осей кварца взят ориентированный образец из кварцсодержащих сланцев на правом борту выше устья руч. Сергей-Шор из крыла сильно сжатой складки с пологим погружением шарнира осевой плоскости на северо-запад под углом 15°. Плоскостью скольжения выбрана поверхность сланцеватости. Полученный в результате узор, образуемый на диаграмме (рис. 5, b), представляет собой первый листеровский тип. Осью поясов также служит петроструктурная ось *a*, которая в отличие от пород нярτинского комплекса имеет в наличии два максимума, отстоящих от петроструктурной оси *b* на углы около 30°. При этом наблюдается небольшой разброс, две дуги практически сливаются, ближе к петроструктурной оси с происходит расщепление. Небольшой разброс, скорее всего, говорит о более слабой степени метаморфизма пород по сравнению с нярτинским комплексом.

Для микроструктурного анализа щокурьинской свиты нами было взято два образца. Один из образцов отобран из кварцита в западной части антиклинальной структуры в среднем течении руч. Николай-Шор, второй взят в восточной части из кварцитов в истоках руч. Хасаварка. Оба отобраны из пологопогружающихся крыльев асимметричных складок. Плоскостями скольжения для обоих образцов выбраны плоскости, параллельные крыльям складок. На стереографических диаграммах ориентировок оптических осей кварца (рис. 5, c, d) для обоих образцов выделяются два пояса, осью которых служит петроструктурная ось *a (L* на рисунке), и два максимума, отстоящих от петроструктурной оси *b* на углы средней величины. Полученные диаграммы также схожи с диаграммой для маньхобеинской свиты, то есть представляют первый листеровский тип. Здесь также можно наблюдать асимметрию рисунка, особенно во втором образце (рис. 5, d) из восточной части района. Наблюдаемая асимметрия говорит о влиянии сдвиговых компонент (деформация простого сдвига) на кварцсодержащие породы [12, 14].

Для пород пуйвинской свиты был отобран ориентированный образец из рассланцованных кварц-хлорит-мусковитовых метапорфиров на правом берегу р. Кожим в 1,5 км ниже устья руч. Хасаварка.

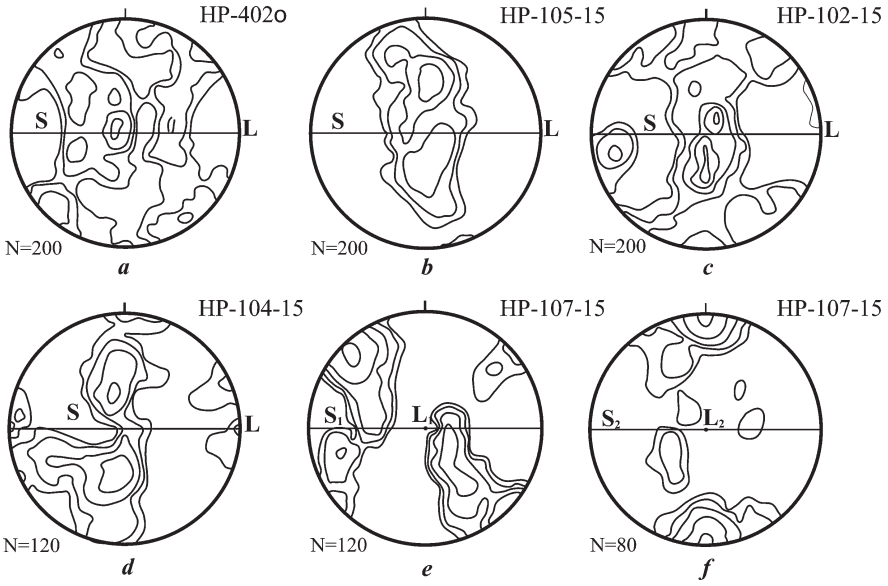


Рис. 5. Стереографические диаграммы оптических осей кварца: a — няртинского комплекса; b — маньхобеинской свиты; c — щокурьинской свиты, западной части; d — щокурьинской свиты, восточной части; e, f — пуйвинской свиты. S — плоскость скольжения, L — направление скольжения. Изолинии плотности оптических осей кварца даны с шагом 1—2—4—6—8 %

Fig. 5. Stereographic diagrams of optical quartz axes: a — nyartin complex; b — manhobeu suite; c — schokurya suite, western part; d — schokurya suite, eastern part; e, f — puiva suite. S — slip plane, L — slip direction. The isolines of the density of optical quartz axes are given in increments of 1—2—4—6—8 %

Образец взят из крутоориентированного крыла складки, образованной прослоем метапорфиров. Шарнир складки погружается на северо-восток под пологим углом, осевая плоскость субвертикальна и параллельна сланцеватости (кливажу течения). Также здесь наблюдается поздняя секущая субгоризонтальная сланцеватость. Часть зерен кварца ориентирована по плоскости скольжения, которая совпадает с субвертикальной осевой плоскостью складки. Распределение оптических осей имеет вид двух поясов (рис. 5, e), ложащихся на малокруговые дуги с несколькими максимумами, осью дуг является петроструктурная ось *b*. Это можно объяснить межзерновыми вращательными движениями и дифференциальным скольжением параллельно оси складки при ее формировании [9]. Другая небольшая часть зерен кварца рассмотренного образца связана с плоскостью скольжения, параллельной поздней сланцеватости, имеющей пологое падение на северо-запад и секущей осевые поверхности и крылья выше упомянутой закрытой складки. На сферической диаграмме (рис. 5, f) оптические оси кварца главным образом ложатся в область, совпадающую с петроструктурной осью *c* (ориентировка по правилу Тренера). Такое распределение [9] связывается со скольжением по плоскости пинакоида в кварце при низких температурах с малыми скоростями деформации.

Обсуждение

Исходя из вышеизложенного, можно сказать, что в структурно-деформационном плане породы няртинского комплекса и обрамляющих его свит имеют как некоторые сходства, так и различия. Породы маньхобеинской и в меньшей степени щокурьинской свит включают в себя реликты изоклинальных складок F_{n+1}, характерных для древних пород няртинского комплекса. Начиная с пуйвинской свиты следов данных складок не наблюдается, что отличает данную свиту от упомянутых выше. Позднедокембрийский этап формирования региона оставил отпечаток во всех породах рассмотренных свит и няртинского комплекса, что отразилось в формировании закрытых, главным образом асимметричных, иногда запрокинутых складок F_{n+2}. В няртинском комплексе данные складки наблюдаются реже, в основном в породах, претерпевших ретроградный метаморфизм. Чаще такие складки можно наблюдать в породах маньхобеинской свиты, особенно в кварцитах, а также повсеместно в породах щокурьинской и пуйвинской свит, нередко с развитием сланцеватости-кливажа осевой поверхности. Анализ стереографических диаграмм (рис. 1, I—IV) показывает, что образованные ранними складками крылья и шарниры деформированы и демонстрируют на диаграммах похожие рисунки для маньхобеинской и щокурьинской свит, а также для няртинского комплекса. Узор распределения полюсов крыльев и шарниров мелких складок для пуйвинской свиты такого распределения не дает, что отличает ее от вышеназванных.

Поздний палеозойский (уральский) этап развития для данного района проявляется в деформации крутопадающих крыльев и осевых плоскостей ранних складок F_{n+1} и F_{n+2}, появлении поздней сланцеватости и различных разрывных нарушений (сбросов, сдвигов, надвигов и т. д.). В рассматриваемых отложениях, в зонах развития палеозойских надвигов, наблюдается пологопогружающаяся сланцеватость S_{n+4}, параллельная осевой плоскости лежачих концентрических складок F_{n+4}. Вне таких зон развиваются от-

крытые подобные складки F_{n+3} (с субвертикальными осевыми поверхностями), которые деформируют также пологопадающие крылья ранних складок, ранние сланцеватость и полосчатость.

При микроструктурных исследованиях также выявлены в некоторой мере сходства в ориентировке оптических осей кварца для пород няртинского комплекса, маньхобеинской и щокурьинской свит [3]. В частности, схожи рисунки сферических диаграмм для них (рис. 5), а отличие заключается в условиях, при которых протекала деформация пород. Можно сказать, что для няртинского комплекса это была деформация пластического течения и протекала она в условиях высокой степени метаморфизма и на больших глубинах. Асимметрия, в большей степени проявляющаяся для пород северо-восточной части щокурьинской свиты, говорит о влиянии сдвиговых составляющих в процессе формирования пород [11]. Диаграммы оптических осей кварца для пуйвинской свиты существенно отличаются от рассмотренных выше. Здесь представляется существенная роль вращения и сдвига при складкообразовании ранее сформировавшихся или отложившихся зерен кварца. Поздние деформации для данной свиты, связанные с пологопадающей на северо-запад сланцеватостью, скорее всего, происходили при изначально слабом метаморфизме в условиях сравнительно низких температур.

Заключение

Таким образом, в макро- и микроструктурном планах породы няртинского комплекса, маньхобеинской и в некоторой степени щокурьинской свиты имеют много общего. В них более или менее представлены реликтовые изоклинальные складки. Узор распределения оптических осей кварца, особенно для маньхобеинской и щокурьинской свит, практически совпадает, различия только в ширине рассеивания. Что касается пуйвинской свиты, то можно сказать, что в структурном плане она находится на отдельном уровне, отличном от няртинского комплекса, маньхобеинской и щокурьинской свит.

Поэтому можно сделать вывод о том, что для няртинского комплекса, маньхобеинской и щокурьинской свит прослеживается четкая корреляция и их можно более уверенно относить к одному структурному этажу, в подтверждение данных по метаморфизму и раннедокембрийскому возрасту пород [8]. Породы пуйвинской свиты, предположительно средне- и верхнерифейского возраста [5], не несущие в себе признаки структур, характерных для вышеперечисленных образований, принадлежат, по-видимому, к другому, вышележащему структурному этажу.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

Литература

1. Колесник П. А., Бушенев А. А. Взаимоотношение нижне- и верхнепротерозойских образований на Приполярном Урале: история исследований и современное состояние проблемы // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 13—16.

2. Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М.: Наука, 1965. 123 с.

3. Попвасев К. С., Потапов И. Л. Сравнение структурных особенностей пород няртинского комплекса и маньхобеинской свиты с использованием микроструктурного анализа // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 25-й научной конференции. Сыктывкар, 2016. С. 158—160.

4. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

5. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе // Литосфера. № 3. 2014. С. 41—50.

6. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Потапов И. Л. и др. Нижний докембрий Приполярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2010. 44 с.

7. Пыстина Ю. И. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 124 с.

8. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Новые данные о палеопротерозойском возрасте метаморфизма пород няртинского комплекса (Приполярный Урал) // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления: Материалы всерос. науч. конф. с междунар. участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 181—183.

9. Родыгин А. И. Микроструктурный анализ кварца. Томск: Изд. ТГУ, 1994. 217 с.

10. Cardozo N., Allmendinger R. W. Spherical projections with OSXStereonet: Computers & Geosciences, v. 51, 2013. P. 193—205.

11. Law R. D., Casey M., Knipe R. J. Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from the Assynt and Eriboll regions of the Moine thrust zone, NW Scotland // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1986. 77, P. 99—125.

12. Law R. D. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: Knipe R. J., Rutter E. H. (eds) Deformation mechanisms, rheology and tectonics. Geol Soc Spec Publ. 1990. № 54, P 335—352.

13. Lister G. S., Hobbs B. E. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: influence of deformation history // Jour. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. N. 3. P. 335—370.

14. Passchier C. W., Trouw R. A. J. Microtectonics. Springer Science & Business Media, 2005. 366 p.

References

1. Kolesnik P. A., Bushenev A. A. *Vzaimootnosheniye nizhne- i verkhneproterozoyskikh obrazovaniy na Pripolyarnom Urale: istoriya issledovaniy i sovremennoye sostoyaniye problemy. (*The relationship between the Lower and Upper Proterozoic formations in the Subpolar Urals: the history of research and the current state of the problem). Geology and mineral resources of the European North-East of Russia: proceedings of the 16th Geological Congress of Komi Republic. V. II. Syktyvkar: Institute of geology Komi SC UB RAS, 2014, pp. 13—16.

2. Lukin L. I., Chernyshev V. F., Kushnarev I. P. *Mikrostrukturnyy analiz* (Microstructural analysis). Moscow: Nauka, 1965, 123 p.

3. Popvasev K. S., Potapov I. L. *Sravneniye strukturnykh osobennostey nyartinskogo kompleksa i man'khobeinskoy svity s ispol'zovaniyem mikrostrukturnogo analiza* (Comparison of the structural features of the rocks of the Nyartin complex and the Manhobeya suite with the use of microstructural analysis). Proceedings of the 25th scientific conference «Structure, matter, lithosphere history of the Timan-Nothern Ural segment», Syktyvkar, 2016, pp. 158—160.

4. Pystin A. M. *Polimetamorficheskiye kompleksy zapadnogo sklona Urala* (Polymetamorphic complexes of the western slope of the Urals). St. Petersburg: Science, 1994, 208 pp.

5. Pystin A. M, Pystina Yu. I. *Bazalnyye otlozheniya verkhnego dokembriya v Timano-Severouralskom regione* (Basal deposits of the Upper Precambrian in the Timan-Nothern Ural region). Lithosphere, No. 3, 2014, pp. 41—50.

6. Pystin A. M., Pystina Yu. I., Potapov I. L. et al. *Nizhniy dokembriy Pripolyarnogo Urala* (The Precambrian of the Subpolar Urals). Syktyvkar: Geoprint, 2010. 44 p.

7. Pystina Yu. I. *Mineralogicheskaya stratigrafiya metamorficheskikh obrazovaniy Pripolyarnogo Urala* (Mineralogical stratigraphy of metamorphic formations of the Subpolar Urals). Ekaterinburg: UB RAS, 1997. 124 p.

8. Pystina Yu. I., Pystin A. M. *Novyye dannyye o paleoproterozoyskom vozraste metamorfizma porod nyartinskogo kompleksa (Pripolyarnyy Ural)* (New data on the Paleoproterozoic age of the metamorphism of the rocks of the Nyartin complex (the Subpolar Urals). Geodynamics, substance, ore genesis of the East European platform and its folded framing: Extended abstract of scientific conference reports. Syktyvkar: Institute of geology Komi SC UB RAS, 2017, pp. 181—183

9. Rodygin A. I. *Mikrostrukturnyy analiz kvartsa* (Microstructural analysis of quartz). Tomsk: TSU, 1994, 217 p.

10. Cardozo N., Allmendinger R. W. Spherical projections with OSXStereonet: Computers & Geosciences, V. 51, 2013, pp. 193—205.

11. Law R. D., Casey M., Knipe R. J. Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from the Assynt and Eriboll regions of the Moine thrust zone, NW Scotland. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1986. 77, pp. 99—125.

12. Law R. D. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: Knipe R. J., Rutter E. H. (eds) Deformation mechanisms, rheology and tectonics. Geol Soc Spec Publ. 1990. No 54, pp 335—352.

13. Lister G. S., Hobbs B. E. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: influence of deformation history. Jour. Struct. Geol. 1980. V. 2, No. 3, pp. 335—370.

14. Passchier C. W., Trouw R. A. J. Microtectonics. Springer Science & Business Media, 2005, 366 p.

УДК 56.016 DOI: 10.19110/2221-1381-2017-10-20-25

СТРУКТУРА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА КОНОДОНТОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ – ДАННЫЕ АТОМНО-СИЛОВОЙ МИКРОСКОПИИ

А. В. Журавлев
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
micropalaeontology@gmail.com

Изучение деминерализованных в 1Н-соляной кислоте франских конодонтовых элементов хорошей сохранности (температура катагенеза менее 60 ˚С) с помощью атомно-силовой микроскопии показало присутствие структур предположительно из нефибриллярного коллагена. Сравнение с опубликованными данными по желатинам показывает низкую вероятность того, что эти структуры отражают результат денатурации фибриллярного коллагена. В сочетании с материалами предшествующих исследований полученные результаты дают возможность предположить формирование органической матрицы конодонтовых элементов из коллагена IV типа, а самих элементов — за счет минерализации не соединительной (как костные ткани и дентин зубов позвоночных), а эпителиальной ткани.

Ключевые слова: *конодонты, органическое вещество, атомно-силовая микроскопия.*

STRUCTURE OF THE ORGANIC MATTER OF CONODONT ELEMENTS: ATOMIC FORCE MICROSCOPY DATA

A. V. Zhuravlev
Institute of Geology Komi SC UrB RAS, Syktyvkar
micropalaeontology@gmail.com

The mineral composition of conodont elements is known in details; however their organic matter is studied in a less degree. The previous investigations had demonstrated that organic matter, consisting less than 4 % of a conodont element, was composed of collagen-like protein (Kemp, 1997, 2000, 2002; Rosseeva et al., 2011; Zhuravlev & Shevchuk, 2017). This work is aimed at characterizing of the structure of organic matter of the lamellar tissue of the Frasnian conodont element. The studied conodont element (CAI = 1, temperature of catagenesis <60 ˚C) was demineralized in 1N HCl, dried, and investigated with AFM (Ntegra Prima, NT-MDT, CKP «Geonauka», Syktyvkar). The organic matter of conodont element possesses globular, not fibrillary, nanostructured. The globules of 40—60 nm in size are ordered into linear (0.3—1.5 um wide) and isometric (200—260 nm) structures. Absence of any residues of fibrillar nanostructures, characteristic for collagen I and II, suggests either denaturation of collagen, or presence of non-fibrillar collagen (e.g. IV type of collagen). The observed nanostructures differ significantly from those of gelatins, thus denaturation of collagen is of low probability. The supposition, that collagen of conodont elements is non-fibrillar, is more probable. The conodonts demonstrate extremely specific biomineralization based on non-fibrillar collagen probably of epithelial origin. Thus vertebrate affinities of conodonts are not proved by study of the organic component of conodont elements.

Keywords: *conodonts, organic matter, atomic force microscopy.*

Введение

Конодонты представляют собой полностью вымершую группу морских организмов, от которых в ископаемом состоянии, как правило, сохраняются только минерализованные части ротового аппарата (рис. 1). Последние состоят из твердых тканей, представляющих собой органоминеральные нанокомпозиты, минеральная компонента которых представлена фторапатитом. Твердые ткани разных участков конодонтового элемента характеризуются различным соотношением минеральной и органической компонент, а также отличаются по структуре [1, 5, 9].

Фторгидроксилапатит конодонтовых элементов достаточно хорошо изучен [2, 5, 7, 10, 12, 19, 21, 22, 26, 30, 32] — уточнена его кристаллическая структура, выявлены особенности элементного состава. Кристаллиты фторгидроксилапатита характеризуются следующими параметрами кристаллической решетки: a = 9.365—9.376, c = 6.880—6.892 Å [3, 7, 10, 19]. Их размер в самой распространенной ламеллярной ткани составляет 0.2—0.6 мкм в поперечнике и 0.6—4.0 мкм в длину [30]. При этом ось с кристаллитов ориентирована преимущественно по удлинению зубцов осевого гребня [30].

В качестве закономерно распределенных и, вероятно, прижизненных примесей во фторгидроксилапатите конодонтовых элементов установлен стронций [30], натрий и сера [13]. Незначительное содержание

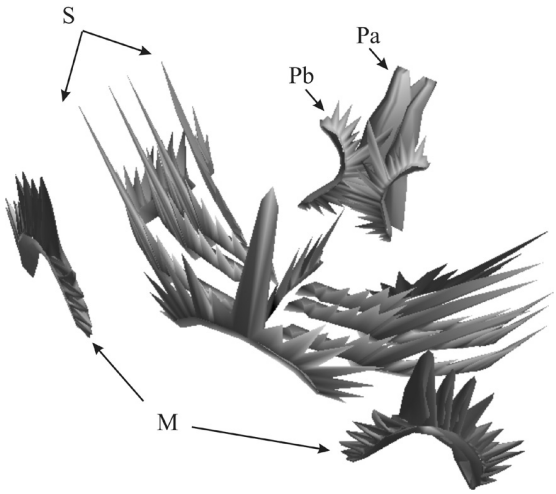


Рис. 1. Модель конодонтового аппарата франского рода *Youngquistognathus*. Буквами обозначены типы элементов

Fig. 1. Model of the apparatus of the Frasnian conodont genus *Youngquistognathus* with element notations

редких земель, а также Fe, Mn, Al, Zn, Pb, Th, Ba и U рассматриваются как следы вторичного изменения и посмертного загрязнения [26].

Гораздо меньше данных имеется об органической составляющей, содержание которой в минера-

лизованных тканях конодонтов не превышает 4 об. % [4, 30]. Небольшие размеры конодонтовых элементов (средний вес одного элемента около 10^{-5} г) в сочетании с низким содержанием органического вещества затрудняют получение достоверной информации о его составе и структуре. Тем не менее в ряде работ [2, 3, 14—16, 23] рассматривалась органическая составляющая конодонтовых элементов. Гистохимическими и биохимическими методами было установлено присутствие следов коллагена в ламеллярной и параламеллярной тканях [15, 16]. Рентгеноструктурными исследованиями деминерализованных конодонтовых элементов определено наличие глицина — наиболее распространенной аминокислоты, входящей в состав коллагена [3]. По данным электрофореза (SDS Page) органической составляющей конодонтовых элементов, основным, если не единственным, ее компонентом является коллагеноподобный белок [23]. Эта информация подтверждена для ламеллярной и альбидной тканей результатами трихромного окрашивания по Ван Гизону [2]. Таким образом, по имеющимся в настоящее время данным, все твердые ткани корональной части конодонтовых элементов содержат коллагеноподобный белок.

Задача данной работы состоит в характеристике надмолекулярной структуры органического вещества ламеллярной ткани конодонтов как основы для получения модели их образования.

Материал и методы

Для исследования была выбрана коллекция конодонтовых элементов позднего девона Восточно-Европейской платформы (средний фран Главного девонского поля). Выбор указанной коллекции для изучения органического вещества обусловлен хорошей сохранностью конодонтовых элементов, в частности низким индексом окраски (ИОК = 1), свидетельствующем об отсутствии значимых термальных преобразований (температура катагенеза менее 60 °С). Среднефранские конодонтовые элементы происходят из верхней части рдейской свиты (ильменские слои семилукского горизонта, конодонтовая зона punctata, местная зона Polygnathus ilmenensis) южного Приильменья (Новгородская область) [31]. Хорошая сохранность органических остатков обеспечена фациальной природой вмещающих отложений, которые представляют собой быстро литифицировавшиеся карбонатные темпеститовые прослои в глинистой толще [6, 30].

Конодонтовые элементы после извлечения из вмещающей породы по традиционной методике кислотной дезинтеграции в 10 % уксусной кислоте и очистки от органических загрязнений 95 % этанолом были исследованы методами оптической микроскопии в проходящем и отраженном свете. Изучение поверхности конодонтовых элементов подтвердило их хорошую сохранность, отсутствие загрязнений и следов перекристаллизации. Выбранные для изучения элементы были подвергнуты деминерализации в 1Н-растворе соляной кислоты в течение 10 мин с последующим удалением продуктов реакции, промывкой водой и высушиванием при комнатной температуре на стекле в течение 60 мин (рис. 2, А, В). Полученная таким способом органическая пленка толщиной около 8 мкм представляет собой результат проекции на плоскость подложки (стекла) объемной структуры органической компоненты нанокомпозита (рис. 2, С).

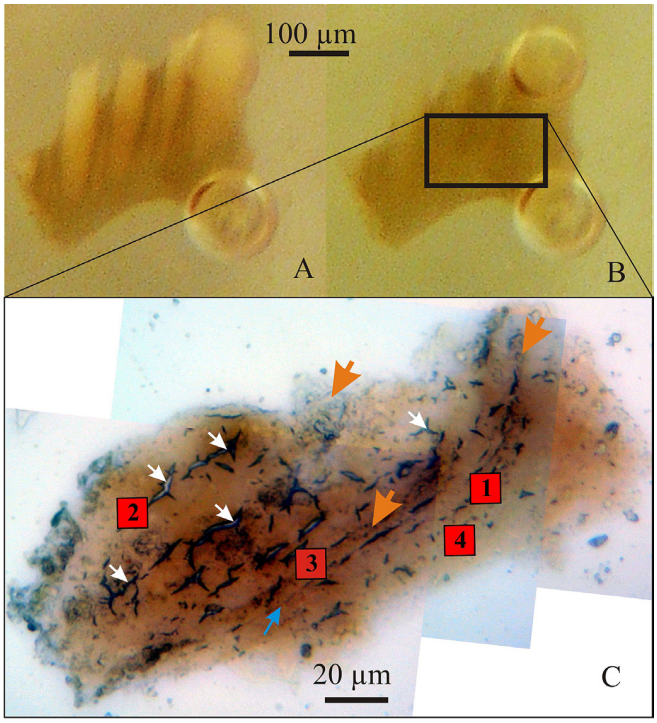


Рис. 2. Деминерализованный М-элемент *Youngquistognathus*. А, В — стадии деминерализации; С — деминерализованная органическая пленка. Белые стрелки отмечают трещины высыхания; голубая стрелка — складку, отвечающую границе ламелл; оранжевые стрелки — минеральные реликты альбидной ткани. Красными прямоугольниками отмечены участки, изученные атомно-силовой микроскопией

Fig. 2. Demineralized M-element of *Youngquistognathus*. A, B — stages of demineralization; C — demineralized organic film. White arrows mark the cracks; blue arrow — fold corresponding to the boundary of lamellae; orange arrows — mineralized relicts of the albid tissue. The red rectangles mark localities, which were studied by Atomic Force Microscopy

Продукты деминерализации были исследованы с помощью оптической (с пространственным разрешением 1 мкм) и атомно-силовой микроскопии (Ntegra Prima, NT-MDT, ЦКП «Геонаука», Сыктывкар; оператор В. А. Радаев). Компьютерная обработка атомно-силовых изображений и измерения проводились программой Gwyddion v. 2.48 (http://gwyddion.net/). Измерения осуществляли после выравнивания (приведение к горизонтали) рельефа по трем точкам и вычитания «фона», аппроксимированного полиномом второго порядка.

Результаты

Методы оптической микроскопии, использованные в данной работе, обладают пространственным разрешением до 0.44 мкм/пиксель, что дает возможность различать контрастные детали размером не менее 1 мкм. Такого разрешения недостаточно для того, чтобы наблюдать все особенности структуры органической пленки. В проходящем свете в деминерализо-

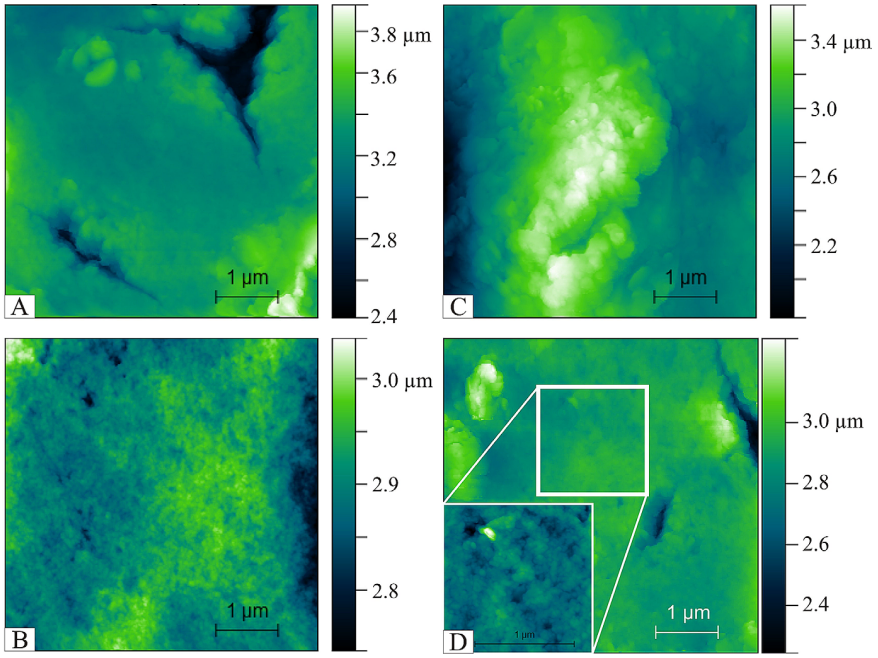


Рис. 3. Обзорные атомно-силовые изображения рельефа поверхности органической пленки: A — участок 1; B — участок 2; C — участок 3; D — участок 4

Fig. 3. General atomic force images of the relief of the organic film: A — locality 1; B — locality 2; C — locality 3; D — locality 4

ванном органическом веществе были отмечены реликты ламеллярной текстуры (соответствующие границам ламелл складки) и участки с неполной деминерализацией, отвечающие ядрам альбидной ткани (рис. 2, C). Альбидная ткань, характеризующаяся упорядоченной нанокомпозитной структурой, представляющей собой мезокристалл [5, 7], хуже подвергается деминерализации по сравнению с менее структурно упорядоченными ламеллярной и параламеллярной тканями [2, 23]. На участках неполной деминерализации оптическими методами установлено наличие кристаллитов фосфата кальция. Кроме того, на органической пленке присутствуют артефакты высыхания в виде коротких, часто ветвящихся трещин (рис. 2, C). Участки для изучения с помощью атомно-силовой микроскопии выбирались в наименее нарушенных трещинами областях.

Изучение поверхности органических пленок, полученных при деминерализации конодонтовых элементов с помощью атомно-силовой микроскопии на четырех участках (рис. 2, C; 3) показало, что на трех участках (1, 2 и 4) поверхность имеет микроглобулярный рельеф (размер глобулей 40—60 нм, высота 20—30 нм) (рис. 3, 4). Глобули имеют правильную овальную форму. На двух участках (2 и 4) выявлена упорядоченность распределения глобулей, которые образуют линейные структуры («блоки») высотой 20—50 нм, расположенные с шагом 1.5—0.3 мкм (рис. 3, B, C). Близкие значения высоты глобулей делает «полосчатость» малоконтрастной. Вероятно, именно из-за низкой контрастности «блоки» практически не наблюдаются на участке 1 (рис. 3, A). Кроме протяженных «блоков», глобули также формируют неотчетливые короткие линейные и близкие к изометричным агрегаты. Линейные агрегаты состоят из 4—7 глобулей и имеют длину 130—350 нм (участки 1 и 2) (рис. 4, A, B). Изометричные агрегаты наблюдаются на участке 4 и

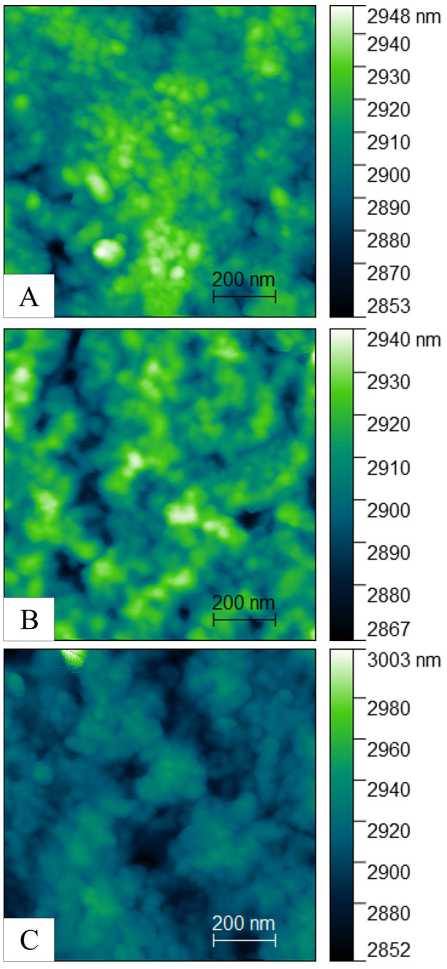


Рис. 4. Атомно-силовое изображение деталей рельефа поверхности органической пленки: A — участок 1; B — участок 2; C — участок 4

Fig. 4. Atomic force images of the details of relief of the organic film: A — locality 1; B — locality 2; C — locality 4

достигают в поперечнике 200—260 нм (рис. 4, С). При этом упорядоченность самих изометричных агрегатов приводит к образованию упомянутых ранее линейных структур («блоков»).

На участке 3 наблюдается частично деминерализованная альбидная ткань с кристаллитами апатита от 100 до 300 нм в поперечнике (рис. 5). На сохранившихся минерализованных участках видна плотная упаковка параллельно расположенных кристаллитов призматического габитуса (рис. 5).

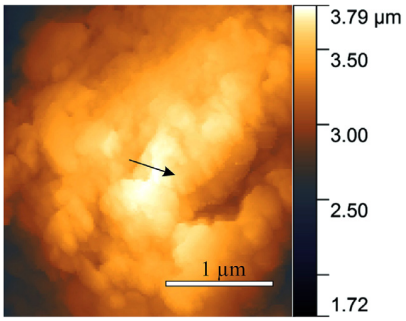


Рис. 5. Минерализованные реликты альбидной ткани (участок 3). Стрелкой отмечен сохранившийся блок кристаллитов

Fig. 5. Mineralized relicts of the albid tissue (locality 3). The arrow marks preserved set of crystallites

Обсуждение результатов

Выявленные с помощью атомно-силовой микроскопии в органическом веществе конодонтов линейные структуры («блоки»), распределенные с шагом 0.3—1.5 мкм, вероятнее всего, отвечают границам кристаллитов в ламеллярной и параламеллярной тканях. Шаг этих структур близок к диаметру кристаллитов (0.3—0.4 мкм), а их ориентировка отвечает преобладающей ориентировке кристаллитов. Вероятно, белковые пленки окружали кристаллиты, создавая органический каркас минерализованной ткани. Эти данные подтверждают разработанную ранее модель формирования твердых тканей конодонтов [2].

Следы фибриллярных структур в органических пленках из деминерализованных конодонтовых элементов, по данным атомно-силовой микроскопии, отсутствуют. Фибриллярная структура коллагена I и II типов с отчетливой поперечной исчерченностью (шаг 67 нм) хорошо диагностируется атомно-силовой микроскопией даже в существенно деформированных осаждением и высыханием препаратах [8, 25]. Это позволяет предположить, что коллаген конодонтовых элементов не принадлежит к группе фибриллярных, т. е. к I, II, III, V, XI, XXIV и XXVII типам [11, 27]. Следует отметить, что именно фибриллярные коллагены I и II типов доминируют в минерализованных тканях позвоночных [11].

Наблюдаемая глобулярная структура коллагена конодонтовых элементов сходна со структурами, формируемыми нефибрилярными («сетчатыми») коллагенами при их осаждении на стеклянный гидрофильный субстрат [18, 20]. Из нефибриллярных коллагенов наиболее распространен коллаген IV типа [11], присутствие которого является синапоморфным признаком многоклеточных [24]. Однако этот тип белка встречается у многоклеточных практически исключительно в базальных мембранах, а не в минерализованных тканях.

Таким образом, отсутствие следов фибриллярного и присутствие «сетчатого» коллагена в конодонтовых элементах дает возможность предположить их формирование за счет минерализации не соединительной (как костные ткани и дентин зубов позвоночных), а эпителиальной ткани. Не исключено, что специфика роста конодонтовых элементов [2] обусловила нехарактерное для многоклеточных формирование белковой основы для образования минерализованных тканей из нефибрилярного коллагена. Для вещества конодонтовых элементов предполагается внеклеточная секреция эпителиальной тканью [2]. Возможно, клеточные структуры эпителия формировали гомолог базальной мембраны на поверхности секреции, который впоследствии входил в состав минерализованных тканей.

Другой возможной интерпретацией полученных данных может быть существенное влияние вторичных процессов на наблюдаемую структуру органической матрицы. В этом случае глобулярное строение органической компоненты нанокомпозита может быть объяснено денатурацией коллагена, поскольку для продукта денатурации, желатина, также характерно формирование глобулей. Однако глобули желатина формируются лишь при низких концентрациях, а также, как правило, имеют гораздо больший размер (около 200 нм) и неправильную форму [28, 29]. При высоких концентрациях желатин демонстрирует реликты фибриллярной структуры (толщина реликтов фибрилл 3—4 мкм) и не образует глобули [28]. Кроме того, желатин в отличие от органического вещества конодонтовых элементов не дает гистохимических реакций [2, 15] и не диагностируется в качестве коллагена электрофорезом [23]. Следовательно, маловероятно, что наблюдаемые структуры органического вещества конодонтовых элементов отражают результат денатурации фибриллярного коллагена, хотя этот вариант тоже нельзя полностью исключить из рассмотрения.

При интерпретации полученных результатов следует также учитывать, что при осаждении и высушивании объемная структура органической компоненты нанокомпозита подвергалась деформациям, которые нарушили первичное пространственное расположение ее отдельных элементов, что обязательно должно было исказить структуру исследуемой органической пленки.

Заключение

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

Органическая матрица ламеллярной ткани конодонтовых элементов представлена глобулярными белковыми агрегатами, сходными по структуре с нефибриллярным («сетчатым») коллагеном.

Наблюдаемые в органическом веществе конодонтов линейные структуры («блоки», распределенные с шагом 0.3—1.5 мкм), вероятнее всего, соответствуют деформированным при деминерализации белковым пленкам, которые окружали кристаллиты фторапатита, создавая органический каркас минерализованной ткани.

Отсутствие следов фибриллярного коллагена в конодонтовых элементах дает возможность предположить их формирование за счет минерализации не соединительной (как в случае костных тканей и дентина зубов позвоночных), а эпителиальной ткани. В этом случае конодонтовые элементы не могут считаться гомологом минерализованных структур позвоночных, а некоторое гистологическое сходство конодонтовых элементов и зубов не является доказательством принадлежности конодонтов к позвоночным.

Автор выражает признательность В. А. Радаеву за помощь в проведении исследований на атомно-силовом микроскопе и анонимным рецензентам за конструктивные замечания. Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН, проект № 15-18-5-37.

Литература

1. Журавлев А. В. Гистология и микроскульптура позднепалеозойских конодонтовых элементов. СПб: НПФ «Геосервис-Плюс». 2002. 94 с.

2. Журавлев А. В., Герасимова А. И. Альбидная ткань конодонтовых элементов: строение и модель формирования // Вестник Института геологии. 2015. № 10 (250). С. 21—27.

3. Журавлев А. В., Сапега В. Ф. Особенности состава твердых тканей у позднепалеозойских конодонтов по данным рентгеноструктурного анализа // Биокосные взаимодействия: жизнь и камень: Материалы III Международного симпозиума (Санкт-Петербург, 26—29 июня, 2007). СПб., 2007. С. 63—64.

4. Журавлев А. В., Штурм Е. В. Органическое вещество конодонтовых элементов // Материалы LXII сессии Палеонтологического общества. СПб., 2016. С. 61—62.

5. Россеева Е. В. Кристаллохимия и морфогенезис природных и биомиметических апатит_(CaF)-органических композитов: дис. канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2010, 209 с.

6. Тарасенко А. Б. Темпеститовые слои в ильменских глинах франского яруса Главного девонского поля (северо-запад Русской плиты) // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. Т. 153, кн. 4. 2011. С. 260—266.

7. Франк-Каменецкая О. В., Рождественская И. В., Россеева Е. В., Журавлев А. В. Уточнение атомной структуры апатита альбидной ткани позднедевонских конодонтов // Кристаллография. 2014. Том 59. № 1. С. 46—52.

8. Bozec L., van der Heijden G., and Horton M. Collagen Fibrils: Nanoscale Ropes // Biophysical Journal. 92, 2007. P. 70—75.

9. Donoghue P. C. J. Growth and patterning in the conodont skeleton // Phil. Trans. Royal Society London. B. 353. 1998. P. 633—666.

10. Frank-Kamenetskaya O. V., Rosseeva E. V., Zhuravlev A. V., Rozhdestvenskaya I. V., Banova I. I., Simon P., Buder J., Carrillo-Cabrera W., Kniep R. Hard tissues of S-elements of late Paleozoic conodont: microstructural and crystallographic aspects // Fedorov Session 2008. Abstracts. RMS DPI 2008-2-72-1. P. 229—231.

11. Fratzl P. (ed.) Collagen. Structure and Mechanics. Springer, 2008. 506 p.

12. Hass W. H., Lindberg M. L. Orientation of the crystal units in conodonts // Journal of Paleontology. 20, 1946. P. 501—504.

13. Katvala E. C., Henderson C. M. Chemical element distributions within conodont elements and their functional implications // Paleobiology. 38, 2012. P. 447—458. doi:10.1666/11038.1.

14. Kemp A. A refined method for the staining of organic remnants in conodont elements // Ichthyolith Issues 20, 2000. P. 44—45.

15. Kemp A. Amino acid residues in conodont elements // Journal of Paleontology. 76(3), 2002. P. 518—528.

16. Kemp A., Nicoll R. S. A histochemical analysis of biological residues in conodont elements // Modern Geology. 21(3), 1997. P. 197—213.

17. Lindström, M., Ziegler, W. Feinstrukturelle Untersuchungen an Conodonten. 1. Die Uberfamilie Panderodontacea // Geologica et Palaeontologica. 5, 1971. S. 9—33.

18. Miranda Coelho N., González-García C., Planell J. A., Salmeryn-Sánchez M. and Altankov G. Different assembly of type IV collagen on hydrophilic and hydrophobic substrata alters endothelial cells interaction // European Cells and Materials. 19, 2010. P. 262—272.

19. Nemliher J., Kallaste T. Conodont bioapatite resembles vertebrate enamel by XRD properties // Estonian Journal of Earth Sciences. 61(3), 2012. P. 191—192.

20. Nocedal I., Espinosa H., Fukui Y., Kim K.-H. Imaging of in Vitro Collagen Fibers by Atomic Force Microscopy// Nanoscape. 3(1), 2006. P. 65—75.

21. Pierce R. M., Langenheim R. L. Ultrastructure in *Palmatolepis* sp. and *Polygnathus* sp. // Geological Society of America, Bulletin. 80(7), 1969. P. 1397—1400.

22. Pucéat E., Reynard B., Lécuyer C. Can crystallinity be used to determine the degree of chemical alteration of biogenic apatites? // Chemical Geology, 205. 2004. P. 83– 97

23. Rosseeva E., Borrmann H., Cardoso-Gil R., Carrillo-Cabrera W., Frank-Kamenetskaya O. V., Öztan Y., Prots Y., Schwarz U., Simon P., Zhuravlev A. V., and Kniep R. Evolution and Complexity of Dental (Apatite-Based) Biominerals: Mimicking the Very Beginning in the Laboratory // Max-Planck-Institut fьr Chemische Physik fester Stoffe, Scientific Report 2009—2010. 2011. P. 171—176.

24. Sperling E. A., Pisani D., Peterson K. J. Poriferan paraphyly and its implications for Precambrian palaeobiology. In: P. Viskers-Rich & P. Komarower (eds.) The rise and fall of the Ediacarian biota. Geological Society of London, Special Publication 286. 2007. P. 355—368.

25. Stylianou A., Yova D. Surface nanoscale imaging of collagen thin films by Atomic Force Microscopy // Materials Science and Engineering: C. 33(5), 2013. P. 2947—2957.

26. Trotter J. A., Eggins S. M. Chemical analysis of conodont apatite determined by laser ablation ICPMS // Chemical Geology. 233, 2006. P. 196—216. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.03.004

27. Van Der Rest M., Garrone R. Collagen family of proteins // The FASEB Journal. 5, 1991. P. 2814—2823.

28. Wang Y., Yang H., Regenstein J. M. Characterization of Fish Gelatin at Nanoscale Using Atomic Force Microscopy// Food Biophysics. 3, 2008. P. 269—272.

29. Yang H., Wang Y., Regenstein J. M., Rouse D. B. Nanostructural Characterization of Catfish Skin Gelatin Using Atomic Force Microscopy // Journal of food science C: Food Chemistry and Toxicology. 72(8), 2007. P. 430—440.

30. Zhuravlev A. V., Shevchuk S. S. Strontium distribution in Upper Devonian conodont elements: a palaeobiological proxy // Riv. It. Paleontol. Strat. 123(2), 2017. P. 203—210.

31. Zhuravlev, A. V., Sokiran, E. V., Evdokimova, I. O., Dorofeeva, L. A., Rusetskaya, G. A., and Małkowski, K. Faunal and facies changes at the Early-Middle Frasnian boundary in the

north-western East European Platform // Acta Palaeontologica Polonica. 51 (4), 2006. P. 747—758.

32. Ziegler W., Lindström M. Fortschrittsbericht Conodonten // Paläontologische Zeitschrift. 49(4), 1975. S. 565—598.

References

1. Zhuravlev A. V. *Gistologiya i mikroskulptura pozdnepaleozoiskih konodontovyh elementov* (Histology and microsculpture of Late Paleozoic conodont elements). St. Petersburg: Geoservis-Plyus. 2002, 94 pp.

2. Zhuravlev A. V., Gerasimova A. I. *Albidnaya tkan konodontovyh elementov: stroenie i model formirovaniya* (Albide tissue of conodont elements: structure and model of formation). Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS. 10 (250), 2015, pp. 21—27.

3. Zhuravlev A. V., Sapega V. F. *Osobennosti sostava tverdyh tkanei u pozdnepaleozoiskih konodontov po dannym rentgenostrukturnogo analiza* (Features of composition of solid tissues for Late Paleozoic conodonts according to X-ray analysis). Proceedings, St. Peterburg, 2007, pp. 63—64.

4. Zhuravlev A. V., Shturm E. V. *Organicheskoe veschestvo konodontovyh elementov* (Organic matter of conodont elements). Proceedings of conference of paleontogical society. St. Petersburg, 2016, pp. 61—62.

5. Rosseeva E. V. *Kristallohimiya i morfogenezis prirodnyh i biomimeticheskih apatit_(CaF)-organicheskih kompozitov* (Crystal chemistry and morphogenesis of natural and biomimetical apatite-organic composites). Candidate thesis. St. Petersburg: SPbGU, 2010, 209 pp.

6. Tarasenko A. B. *Tempestitovye sloi v il'menskih glinah franskogo yarusa Glavnogo devonskogo polya (severo-zapad Russkoi plity)* (Tempest layers in ilmen clays of Frasnian stage of Main Devonian field (north-west of Russian plate). Notes of Kazan University. V. 153, Book 4, 2011, pp. 260—266.

7. Frank-Kamenetskaya O. V., Rozhdestvenskaya I. V., Rosseeva E. V., Zhuravlev A. V. *Utochnenie atomnoi struktury apatita al'bidnoi tkani pozdnedevonskih konodontov* (Clarification of atomic structure of apatite of albide tissue of Late Devonian conodonts). Kristallografiya, V 59, № 1, 2014, pp. 46—52.

8. Bozec L., van der Heijden G., and Horton M. Collagen Fibrils: Nanoscale Ropes. Biophysical Journal. 92, 2007. P. 70—75.

9. Donoghue P. C. J. Growth and patterning in the conodont skeleton. Phil. Trans. Royal Society London. B. 353, 1998. P. 633—666.

10. Frank-Kamenetskaya O. V., Rosseeva E. V., Zhuravlev A. V., Rozhdestvenskaya I. V., Banova I. I., Simon P., Buder J., Carrillo-Cabrera W., Kniep R. Hard tissues of S-elements of late Paleozoic conodont: microstructural and crystallographic aspects. Fedorov Session 2008. Abstracts. RMS DPI 2008-2-72-1. P. 229—231.

11. Fratzl P. (ed.) Collagen. Structure and Mechanics. Springer, 2008. 506 p.

12. Hass W.H., Lindberg M.L. Orientation of the crystal units in conodonts. Journal of Paleontology. 20, 1946. P. 501—504.

13. Katvala E.C. & Henderson C.M. Chemical element distributions within conodont elements and their functional implications. Paleobiology. 38, 2012. P. 447—458. doi:10.1666/11038.1.

14. Kemp A. A refined method for the staining of organic remnants in conodont elements. Ichthyolith Issues 20, 2000. P. 44—45.

15. Kemp A. Amino acid residues in conodont elements. Journal of Paleontology. 76(3), 2002. P. 518—528.

16. Kemp A. & Nicoll R. S. A histochemical analysis of biological residues in conodont elements. Modern Geology. 21(3), 1997. P. 197—213.

17. Lindström, M. & Ziegler, W. Feinstrukturelle Untersuchungen an Conodonten. 1. Die Uberfamilie Panderodontacea. Geologica et Palaeontologica. 5, 1971. S. 9—33.

18. Miranda Coelho N., González-García C., Planell J. A., Salmeryn-Sánchez M. and Altankov G. Different assembly of type IV collagen on hydrophilic and hydrophobic substrata alters endothelial cells interaction. European Cells and Materials. 19, 2010. P. 262—272.

19. Nemliher J. & Kallaste T. Conodont bioapatite resembles vertebrate enamel by XRD properties. Estonian Journal of Earth Sciences. 61(3), 2012. P. 191—192.

20. Nocedal I., Espinosa H., Fukui Y., Kim K.-H. Imaging of in Vitro Collagen Fibers by Atomic Force Microscopy. Nanoscape. 3(1), 2006. P. 65—75.

21. Pierce, R. M. & Langenheim, R. L. Ultrastructure in *Palmatolepis* sp. and *Polygnathus* sp. Geological Society of America, Bulletin. 80(7), 1969. P. 1397—1400.

22. Pucéat, E., Reynard, B., Lécuyer, C. Can crystallinity be used to determine the degree of chemical alteration of biogenic apatites?. Chemical Geology, 205. 2004. P. 83—97.

23. Rosseeva E., Borrmann H., Cardoso-Gil R., Carrillo-Cabrera W., Frank-Kamenetskaya O. V., Öztan Y., Prots Y., Schwarz U., Simon P., Zhuravlev A. V., and Kniep R. Evolution and Complexity of Dental (Apatite-Based) Biominerals: Mimicking the Very Beginning in the Laboratory. Max-Planck-Institut für Chemische Physik fester Stoffe, Scientific Report 2009–2010. 2011. P. 171—176.

24. Sperling E.A., Pisani D., and Peterson K. J. Poriferan paraphyly and its implications for Precambrian palaeobiology. In: P. Viskers-Rich & P.Komarower (eds.) The rise and fall of the Ediacarian biota. Geological Society of London, Special Publication 286. 2007. P. 355—368.

25. Stylianou A. & Yova D. Surface nanoscale imaging of collagen thin films by Atomic Force Microscopy. Materials Science and Engineering: C. 33(5), 2013. P. 2947—2957.

26. Trotter J.A. & Eggins S.M. Chemical analysis of conodont apatite determined by laser ablation ICPMS. Chemical Geology. 233, 2006. P. 196—216. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.03.004

27. Van Der Rest M. & Garrone R. Collagen family of proteins. The FASEB Journal. 5, 1991. P. 2814—2823.

28. Wang Y., Yang H., Regenstein J. M. Characterization of Fish Gelatin at Nanoscale Using Atomic Force Microscopy. Food Biophysics. 3, 2008. P. 269–272.

29. Yang H., Wang Y., Regenstein J. M., and Rouse D. B. Nanostructural Characterization of Catfish Skin Gelatin Using Atomic Force Microscopy. Journal of food science C: Food Chemistry and Toxicology. 72(8), 2007. P. 430-440.

30. Zhuravlev A. V. & Shevchuk S. S. Strontium distribution in Upper Devonian conodont elements: a palaeobiological proxy. Riv. It. Paleontol. Strat. 123(2), 2017. P. 203—210.

31. Zhuravlev, A. V., Sokiran, E. V., Evdokimova, I. O., Dorofeeva, L. A., Rusetskaya, G. A., and Małkowski, K. Faunal and facies changes at the Early-Middle Frasnian boundary in the north-western East European Platform. Acta Palaeontologica Polonica. 51 (4), 2006. P. 747—758.

32. Ziegler W. & Lindström M. Fortschrittsbericht Conodonten. Paläontologische Zeitschrift. 49(4), 1975. S. 565—598.

УДК 552:51 DOI: 10.19110/2221-1381-2017-10-26-30

ГРАНАТЫ ИЗ ПОРОД ТЕЛЬПОССКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО ОРДОВИКА (Г. МАЯК, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н. Ю. Никулова[1], Б. А. Макеев[1], В. Н.Филиппов[1], А. В. Жарков[2]
[1] Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
[2]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург
nikulova@geo.komisc.ru

Приведены результаты изучения морфологических и химических особенностей гранатов из грубообломочных метатерригенных пород в основании палеозойского разреза западной части Приполярного Урала. Особенности химического состава гранатов позволяют сделать вывод об метаморфическом и контактово-метасоматическом происхождении. Сделаны предположения о том, что одним из источников поступления обломочного материала являлись метаморфические породы фундамента, в настоящее время распространенные в южной части Ляпинского антиклинория в осевой зоне Центрально-Уральского поднятия.

Ключевые слова: *гранат, химический состав, обломочный материал, источники сноса.*

GARNETS FROM LOWER ORDOVICIAN TELPOSSKAYA SUITE (MAYAK MT, SUBPOLAR URALS)

N. Yu. Nikulova[1], B. A. Makeev[1], V. N. Filippov[1], V. A. Zharkov
[1] Institute of geology of Komi Science Center of Ural Branch of RUS, Syktyvkar
[2] Russian Geological Research Institute, St.-Petersburg
nikulova@geo.komisc.ru

We have studied the morphological and chemical features of garnets from coarse clastic metaterrigenous rocks in Paleozoic basement of Western Subpolar Urals. The garnets are represented by rhombododecahedrons, cuboctahedra and intergrowths of crystals of different habit. The internal structure of the studied grains is homogeneous — they do not have zonality and do not contain inclusions. Regardless of the morphology, four groups of garnets are distinguished by their chemical composition: pyrope-grossular-almandine, grossular-pyrope-almandine, grossular almandine-pyrope and almandine-grossular. The absence of rounding and perfect preservation of the surface of the grains and their intergrowths indicates an insignificant distance from the source areas. The comparison of the morphological and chemical characteristics of the studied garnets with typomorphic features of garnets from various rock species suggested that the source of the garnets was metamorphic rocks of the basement, at present widespread in the southern part of the Lyapinsky anticlinorium in the axial zone of Central Ural uplift and, possibly, contact-metasomatic structures associated with introduction of granitoids.

Keywords: *garnet, chemical composition, clastic material, source areas.*

Введение

Изучение типоморфных особенностей акцессорных минералов терригенных толщ позволяет получить сведения об источниках обломочного материала и постдиагенетических преобразованиях отложений. Гранат, характеризующийся значительной изменчивостью химического состава и устойчивостью к выветриванию, сохраняет свойства, полученные им при образовании, поэтому широко используется в качестве минерала-индикатора при поиске и разведке различных типов месторождений полезных ископаемых и критерия термодинамических условий образования метаморфических пород. Изученный гранат обнаружен в грубообломочных отложениях нижнего ордовика на г. Маяк в западной части Приполярного Урала (рис. 1). Поскольку в нижнепалеозойских терригенных отложениях данного района гранат встречается редко, а в содержащих гранат породах обнаружено золото, то получение сведений о составе и источниках обломочного материала содержащих золоторудную минерализацию отложений является актуальным, в том числе для металлогенического прогнозирования.

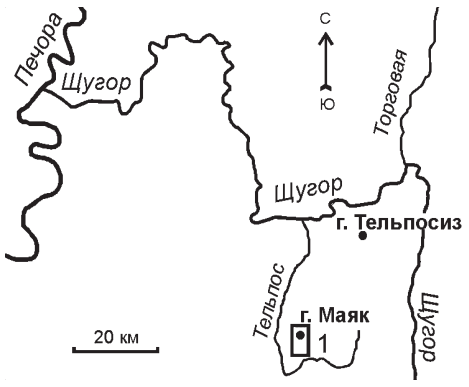


Рис. 1. Схема расположения изученного разреза (1)

Fig. 1. Location of the studied section (1)

Целью изучения гранатов из конгломератов тельпосской свиты была характеристика химических и морфологических особенностей, позволяющих установить происхождение гранатов, сделать предположение об источниках обломочного материала, участвовавших в формировании пород, проводить сравнение и корреляцию палеонтологически неохарактеризованных толщ.

Объект и метод исследования

Объектом исследования является гранат из гравелитов и мелкогалечных конгломератов в основании разреза тельпосской свиты нижнего ордовика на г. Маяк (63°41'56" с. ш., 58°51'21" в. д.). Зерна граната извлечены из выделенной по стандартной методике (дробление, разделение на фракции) тяжелой фракции протолочных проб. Изучение морфологических особенностей, внутреннего строения и химического состава гранатов проведено на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link. Ускоряющее напряжение и ток на образцах — 20 kB и 2×10^{-8} А соответственно. В качестве стандартов использовались сертифицированные стандарты фирмы Microspec.

Краткая характеристика отложений Тельпосской свиты

Метатерригенные образования тельпосской свиты нижнего ордовика (O_1tl) представлены конгломерато-гравелитовой толщей, с маломощными прослоями песчаника, несогласно залегающей на кислых вулканитах саблегорской свиты(RF_3–Vsb).

В грубообломочной части конгломератов и гравелитов преобладает кварц, составляющий 70—80 % от общего количества обломков, реже встречаются интенсивно серицитизированные или гематитизированные обломки кислых вулканитов, очень редко — обломки магматических пород основного состава, силицитов, глинистых и гематитовых сланцев, микрозернистых полевошпат-хлоритовых и полевошпат-кварцевых пород и высокоглиноземистых образований древней метаморфизованной коры выветривания. Заполнителем является разнозернистый песчаник с поровым кварцево-серицитовым цементом. В составе тяжелой фракции присутствуют: лейкоксен, рутил, циркон, барит, апатит, титанит, пирит, турмалин, эпидот, гранат, амфибол.

Морфологические и химические особенности граната

Гранат, представленный бледно-розовыми, ярко-розовыми и оранжевыми прозрачными и полупрозрачными неокатанными и слабоокатанными кристаллами и зернами, в знаковых количествах присутствует почти во всех пробах. Выделяются три морфологических типа гранатов:

1) ромбододекаэдры (рис. 2, a, b);
2) кубооктаэдры (рис. 2, c);
3) сростки кристаллов различного габитуса (рис. 2, d, e).

Все изученные зерна имеют однородное внутреннее строение, не имеют признаков зональности и не содержат включений (рис. 2, f). Вне зависимости от морфологии по химическому составу (см. таблицу) выде-

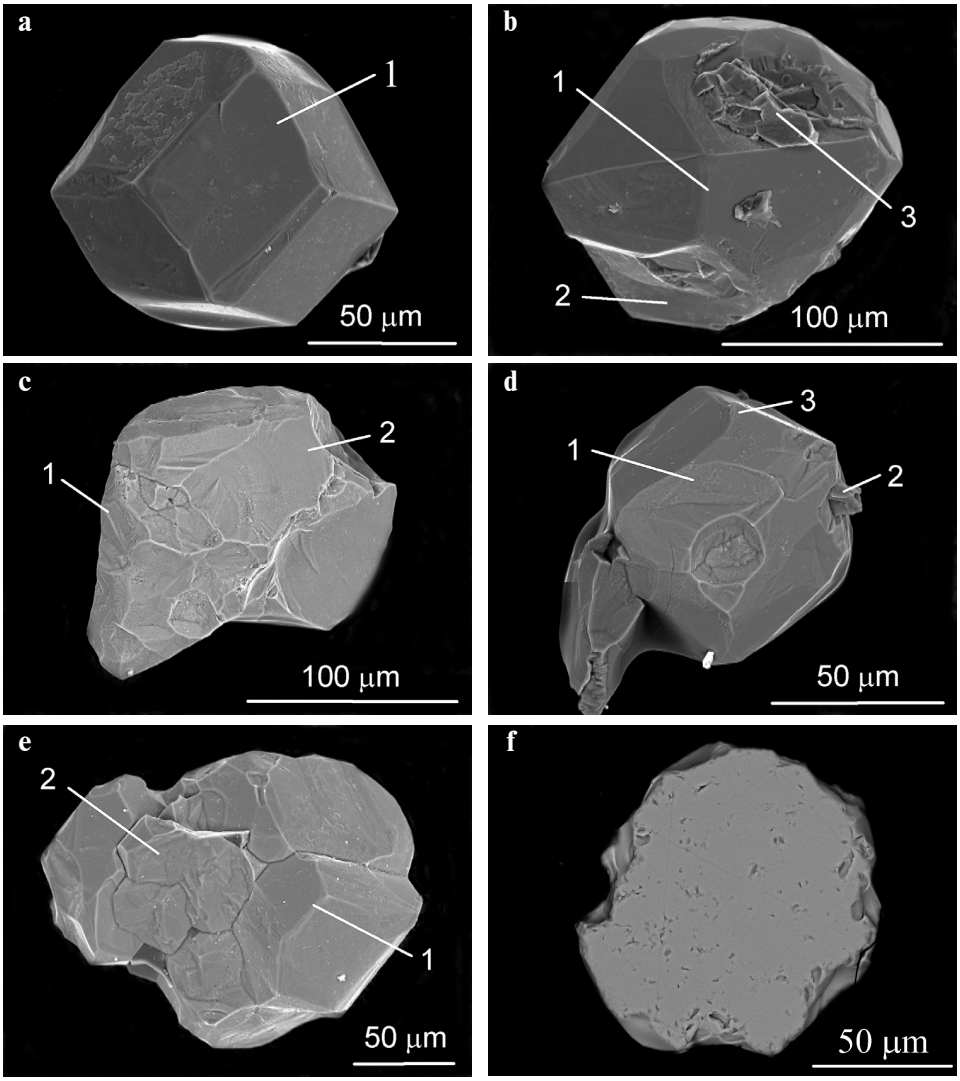


Рис. 2. Морфологические типы и внутреннее строение гранатов: a — ромбододекаэдр с гранями тригон-триоктаэдра, обр. 4-5; b — ромбододекаэдр, обр. 4-1; c — кубооктаэдр, обр. 9-4; d — сросток кристаллов, обр. 4-6; e — сросток кристаллов, обр. 9-1; f — полированный срез зерна, обр. 4-6

Fig. 2. Morphological types and inner structure of garnets: a — rhombododecahedron with trigon-trioctahedral facets, sample 4-5; b — rhombododecahedron, sample 4-1; c — cuboctahedron, sample 9-4; d — intergrowth of crystals, sample 4-6; e — intergrowth of crystals, sample 9-1; f — polished grain cut, sample 4-6

Химический состав гранатов (мас. %) и миналы (мол. %)
Chemical composition of garnets (wt. %) and minals (mol%)

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма Sum	Пир Pyr	Альм Alm	Спес Spes	Ca-comp
9-1-1	35.79	–	21.08	25.20	0.46	4.83	9.82	97.18	18.7	52.9	1.0	27.4
9-1-2	35.75	–	20.61	25.05	0.65	5.15	8.61	95.82	20.4	53.6	1.5	24.5
9*-1-1	32.95	–	20.73	25.13	0.56	5.02	8.86	93.25	19.8	53.7	1.3	25.2
9*-1-2	36.88	–	23.35	25.92	0.60	6.14	8.66	101.55	22.5	53.4	1.3	22.8
9*-1-3	32.53	–	20.99	25.83	0.44	5.66	7.94	93.39	22.1	54.7	1.0	22.2
9*-1-4	35.70	–	22.96	25.56	0.56	4.96	9.29	99.03	18.9	54.5	1.2	25.4
9-2-1	34.97	–	20.10	26.27	0.34	4.92	9.23	95.83	19.3	53.9	0.8	26.0
9-2-2	35.09	–	20.21	28.99	0.62	4.15	7.58	96.64	16.4	60.7	1.4	21.5
9*-2-1	32.68	–	21.36	26.30	0.51	5.65	7.16	93.66	22.0	56.8	1.1	20.1
9*-2-2	31.54	–	19.88	25.35	0.56	4.35	8.68	90.36	17.7	55.5	1.3	25.5
9*-2-3	37.27	–	24.07	24.65	0.47	5.64	9.17	101.27	21.4	52.6	1.0	25.0
9*-2-4	35.25	–	22.65	25.40	0.39	5.37	8.77	97.83	20.5	54.6	0.8	24.1
9-3-1	34.98	–	20.60	25.57	0.45	5.04	8.99	95.63	19.8	53.8	1.0	25.4
9-3-2	35.10	–	20.56	25.55	0.54	5.24	8.96	95.95	20.5	53.1	1.2	25.2
9*-3-1	32.51	–	19.78	24.16	0.39	4.46	9.00	90.30	18.4	54.0	0.9	26.7
9*-3-2	32.21	–	19.75	25.05	0.53	4.45	8.52	90.51	18.3	55.3	1.2	25.2
9*-3-3	33.01	–	20.30	24.97	0.40	4.56	9.03	92.27	18.4	54.6	0.9	26.1
9*-3-4	33.04	–	21.07	24.36	0.48	4.98	8.65	92.58	19.9	54.2	1.1	24.8
9-4-1	37.98	–	21.64	19.91	0.94	9.47	7.73	97.67	36.0	40.9	2.0	21.1
9-4-2	49.62	–	15.79	5.97	–	17.41	10.71	99.50	69.3	0.0	0.0	30.7
9*-4-1	33.63	–	21.34	17.86	0.74	10.31	7.09	90.97	40.2	38.3	1.6	19.9
9*-4-2	34.52	–	21.75	17.77	0.83	10.92	7.23	93.02	41.6	36.8	1.8	19.8
9*-4-3	37.53	–	24.28	18.49	0.71	11.69	7.20	99.90	42.3	37.5	1.5	18.7
9*-4-4	38.12	–	24.11	18.01	0.68	12.42	6.87	100.21	44.6	36.3	1.4	17.7
9-5-1	38.32	–	28.28	7.56	–	–	22.14	96.30	0.0	21.0	0.0	79.0
9-5-2	36.03	–	35.44	9.49	–	0.73	17.25	98.94	4.0	28.9	0.0	67.1
9*-5-1	33.72	–	26.62	6.69	0.05	0.45	21.33	88.86	2.3	19.2	0.1	78.4
9*-5-2	33.51	0.32	27.83	6.79	–	0.44	21.17	90.06	2.3	19.6	0.0	78.1
9*-5-3	36.38	0.16	29.49	6.87	0.06	0.20	22.41	95.57	1.0	19.1	0.2	79.7
9*-5-4	30.92	–	23.80	7.01	–	0.35	18.62	80.70	2.0	22.3	0.0	75.7
9*-5-5	30.90	–	23.63	7.40	–	0.89	18.27	81.09	4.9	22.8	0.0	72.3
9-6	38.95	–	28.81	7.73	–	–	23.33	98.82	0.0	20.5	0.0	79.5
9*-6-1	30.99	–	24.30	7.37	–	0.61	19.19	82.46	3.3	22.3	0.0	74.4
9*-6-2	35.61	–	28.76	7.71	0.04	0.50	22.64	95.26	2.4	20.5	0.1	77.0
9*-6-3	32.24	–	26.76	7.40	0.06	0.62	22.07	89.15	3.0	20.1	0.2	76.7
9*-6-4	33.84	–	27.26	7.64	–	0.09	22.56	91.39	0.4	20.8	0.0	78.8
4-1-1	36.95	–	21.56	19.97	0.75	9.70	7.87	96.80	36.7	40.3	1.6	21.4
4-1-2	37.10	–	26.25	16.58	0.61	10.60	5.96	97.10	43.2	37.9	1.4	17.5
4*-1-1	34.08	–	21.10	16.84	0.64	10.62	7.32	90.60	41.8	36.1	1.4	20.7
4*-1-2	34.25	–	21.98	17.67	0.66	11.10	7.03	92.69	42.2	37.1	1.4	19.3
4*-1-3	38.69	–	24.56	18.55	0.60	10.63	7.42	100.45	39.7	39.0	1.3	20.0
4-2	36.30	–	22.40	18.58	0.86	9.57	6.87	94.58	37.7	41.0	1.9	19.4
4*-2-1	33.00	–	20.51	24.53	0.32	5.51	8.59	92.46	22.0	52.7	0.7	24.6
4*-2-2	33.09	–	20.52	25.07	0.33	5.54	8.80	93.35	21.8	52.6	0.7	24.9
4*-2-3	33.78	–	21.91	25.11	0.39	5.15	8.80	95.14	20.0	54.6	0.9	24.5
4*-2-4	32.40	–	19.96	24.70	0.37	4.65	8.37	90.45	19.1	55.3	0.9	24.7
4*-3-1	33.07	–	21.00	25.37	0.38	5.42	7.97	93.21	21.4	55.1	0.9	22.6
4*-3-2	33.35	–	20.89	25.25	0.48	5.53	8.12	93.62	21.7	54.2	1.1	23.0
4*-3-3	36.22	–	22.73	25.64	0.52	5.70	8.22	99.03	21.7	54.7	1.1	22.5
4*-3-4	34.73	–	22.31	25.45	0.47	5.68	8.70	97.34	21.5	53.9	1.0	23.6
4*-4-1	32.73	–	19.86	29.60	0.52	1.10	10.25	94.06	4.5	64.4	1.2	29.9
4*-4-2	31.90	–	20.05	28.97	0.44	1.10	10.53	92.99	4.5	63.7	1.0	30.8
4*-4-3	35.14	–	21.75	30.58	0.33	1.17	10.53	99.50	4.5	65.6	0.7	29.2
4-5	38.00	–	21.85	19.71	0.78	10.75	7.28	98.37	40.0	38.8	1.7	19.5
4-6-1	37.34	–	22.56	21.99	–	6.06	8.59	96.54	24.7	50.2	0.0	25.1
4-6-2	44.05	0.38	18.13	8.95	–	14.08	9.16	94.75	58.0	14.8	0.0	27.2
4-6-3	35.87	–	20.53	23.65	0.34	6.65	8.26	95.30	26.2	49.6	0.8	23.4
4-7	34.56	0.47	19.66	29.12	–	1.99	8.82	94.62	8.2	65.8	0.0	26.0
4*-7-1	33.04	–	20.39	17.18	0.83	8.62	7.98	88.04	35.4	39.1	1.9	23.6
4*-7-2	32.79	–	20.88	17.73	0.70	10.20	7.63	89.93	39.9	37.0	1.6	21.5
4*-7-3	32.18	–	20.74	18.72	0.66	9.56	7.61	89.47	37.6	39.3	1.5	21.6
4*-7-5	35.84	–	22.84	19.56	0.57	10.16	7.46	96.43	37.9	40.9	1.2	20.0

Продолжение таблицы / Table continued

4*-8-1	36.30	–	22.62	19.83	0.55	10.07	8.17	97.54	37.1	40.1	1.2	21.6
4*-8-2	34.31	–	21.50	19.41	0.66	9.47	7.57	92.92	36.6	41.0	1.4	21.0
4*-8-3	34.31	–	22.31	20.14	0.67	9.55	6.92	93.90	36.4	43.1	1.5	19.0
4*-8-4	34.36	–	21.43	19.21	0.66	8.87	7.21	91.74	35.2	42.7	1.5	20.6
4-9	36.81	–	21.80	23.34	0.38	6.15	7.69	96.17	24.6	52.4	0.9	22.1
4*-9-3	33.90	–	21.40	18.12	0.83	8.98	7.30	90.53	36.1	40.9	1.9	21.1
4*-9-4	34.91	–	21.89	18.26	0.87	10.32	7.33	93.58	39.4	38.6	1.9	20.1
4*-9-5	35.54	–	22.30	19.53	0.85	9.97	7.99	96.18	37.1	39.7	1.8	21.4
1	37.00	0.13	18.35	12.90	19.28	0.41	10.84	98.91	1.7	22.2	44.5	31.6
2	36.00	0.19	19.01	19.51	18.42	1.36	3.19	97.68	5.6	41.6	43.3	9.5
3	36.60	0.00	20.18	21.96	10.57	1.66	8.13	99.10	6.6	46.1	24.0	23.3
4	38.16	0.00	20.24	21.20	0.39	9.75	6.37	96.11	38.3	42.9	0.9	17.9
5	37.49	0.24	21.17	21.75	0.53	8.17	7.89	97.24	31.4	45.6	1.2	21.8
6	38.60	0.14	21.78	25.46	0.61	6.94	6.69	100.22	26.4	54.0	1.3	18.3
7	38.03	0.07	22.03	28.11	0.56	9.52	1.09	99.41	36.2	59.6	1.2	3.0
8	37.51	0.00	21.60	32.64	1.12	6.81	0.22	99.90	26.4	70.5	2.5	0.6
9	36.71	0.12	20.48	28.50	1.07	4.11	8.37	99.36	15.9	58.4	2.4	23.3

Примечание: звездочкой обозначены точки замеров внутренних частей зерен.
Note: asterisk indicates measurement points of internal parts of grains.

ляются четыре группы гранатов: пироп-гроссуляр-альмандин $(Fe_{1.58-1.97}Ca_{0.67-0.92}Mg_{0.13-0.68}Mn_{0.02-0.04})_3(Al_{1.91-2}Fe_{0-0.09})_2(SiO_4)_3$, гроссуляр-пироп-альмандин $(Fe_{1.17-1.70}Mg_{0.64-1.14}Ca_{0.57-0.74}Mn_{0.02-0.06})_3(Al_{1.92-2}Fe_{0-0.08})_2(SiO_4)_3$, гроссуляр-альмандин-пироп $(Mg_{1.19-1.34}Fe_{1.08-1.17}Ca_{0.53-0.65}Mn_{0.04-0.05})_3(Al_{1.94-2}Fe_{0-0.06})_2(SiO_4)_3$ и альмандин-гроссуляр $(Ca_{2.02-2.39}Fe_{0.57-0.87}Mg_{0-0.15}Mn_{0-0.01})_3(Al_{1.97-2}Fe_{0-0.03})_2(SiO_4)_3$.

Обсуждение результатов

Сравнение морфологических и химических характеристик изученных гранатов с типоморфными особенностями гранатов из различных типов горных пород [3] позволило предположить, что гранаты имеют метаморфогенное и метасоматическое (альмандин-гроссуляр) происхождение.

На диаграмме «альмандин-спессартин — пироп — Са-компонет» с нанесенными полями составов различных парагенетических типов гранатов [6] гроссуляр-альмандин попадает в поле развития пород гранулитовой фации, пироп-гроссуляр-альмандин — в зону перекрытия составов гранатов из пород гранулитовой, эклогитовой и амфиболитовой фаций, гроссуляр-прироп-альмандин — в зону перекрытия составов гранатов гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма (рис. 3). Альмандин-гроссуляры, содержащие до 80 % кальциевого компонента, имеют следующий минальный состав: поверхность — $Py_{0-4}Alm_{20.5-28.9}Ca\text{-}comp_{67.1-79.5}$, внутренняя часть — $Py_{0.4-4.9}Alm_{19.1-22.8}Sps_{0-0.2}Ca\text{-}comp_{72.3-79.7}$. По составу эти гранаты сходны с альмандин-гроссулярами из апобазальтовых эклогитов марункеуского комплекса Полярного Урала [7] и серпентенитов максютовского комплекса Южного Урала [1]. Гранаты подобного состава могут иметь и контактово-метасоматическое происхождение, связанное с воздействием кислых интрузий на карбонатсодержащие породы фундамента [4]. Альмандин-гроссуляры в гранат-пироксеновых породах, образованных в результате поздних метасоматических процессов формирования ильменогорского комплекса [3], отличаются от изученных нами присутствием марганца.

Два состава гроссуляр-прироп-альмандина соответствуют кристаллам второй генерации (обр. 4-6-2 и 9-4-2) на поверхности зерен пироп-гроссуляр-аль-

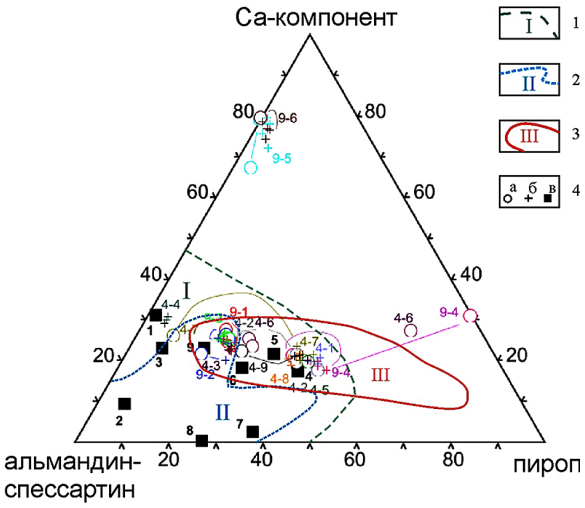


Рис. 3. Диаграмма составов пироп-альмандиновых гранатов из пород тельпосской свиты и хартесского комплекса (по: [6]). Условные обозначения: 1—3 — поля составов гранатов различных фаций метаморфизма: 1 — гранулитовой, 2 — амфиболитовой, 3 — эклогитовой; 4 — а—б составы гранатов тельпосской свиты приповерхностных (а) и внутренних (б) частей зерен, в — хартесского комплекса (по:[2]). Точки обозначены разными цветами для удобства сравнения анализов

Fig. 3. Diagram of compositions of pyrope-almandine garnets from the rocks of Telposskaya Fm and Khartessky complex (according to [6]). Legend: 1—3 fields of garnet compositions of different facies of metamorphism: 1 — granulite; 2 — amphibolite; 3 — eclogite; 4 — a-б garnet compositions of Telposskaya Fm of surface (a) and inner part (б), в — Khartessky complex (according to: [2]). The points have different colors for comparison of analyses

мандина и гроссуляр-прироп-альмандина (рис. 2, c, d, табл.). Обогащение гранатов магнием могло произойти в результате его перераспределения из биотита и роговой обманки при повышении температуры и давления — увеличения степени метаморфизма гранатсодержащей породы. Отсутствие окатанности и идеальная сохранность поверхности зерен и их сростков указывает на незначительную удаленность источника сноса или нахождение граната в обломках пород. Последнее маловероятно, поскольку при изучении более чем ста шлифов не было встречено обломков содержащих гранат метаморфических пород, в протолочных пробах не установлено характерного для этих пород неустойчивого к выветриванию биотита.

Одним из важных прикладных значений результатов изучения гранатов является использование их в качестве минералов-индикаторов при поисках кимберлитов. Примерно в 60 км к северо-востоку от изученного разреза на рр. Хартес и Керасынгья в южной части Ляпинского антиклинория расположены выходы ультраосновных субвулканических пород хартесского комплекса, ранее считавшихся кимберлитами [4]. Породы хартесского комплекса, слагающие гипабиссальные тела, приуроченные к полю развития верхнерифейских метатерригенных толщ, являются флюидально-эксплозивными пикритами, обладающими химическими особенностями, характерными для пикритов как складчатых, так и платформенных областей [2]. Для сравнения мы внесли в таблицу и на диаграмму составы гранатов из ультраосновных пород — «кимберлитов» хартесского комплекса, приведенные в статье Л. И. Лукьяновой и А. В. Бельского [5]. Локация точек гранатов из хартесских пород, за исключением отличающихся низким содержанием кальция, близка изученным нами гранатам. По нашему мнению, присутствие в пикритах бесхромистых магнезиально-железистых гранатов может объясняться их ассимиляцией из вмещающих метаморфитов.

Заключение

В составе грубообломочного материала конгломерато-гравелитовой толщи преобладают устойчивые к выветриванию преимущественно кварцевые обломки пород, не дающие однозначной информации об источниках сноса, а также обломки в различной степени измененных в коре выветривания подстилающих кислых вулканитов. Типоморфные особенности гранатов позволяют предположить, что в формировании отложений принимали участие продукты размыва комплекса пород высокой степени метаморфизма зрелой континентальной коры фундамента, располагавшегося восточнее (в современных координатах) древнего континента, и, возможно, контактово-метасоматических образований, связанных с внедрением гранитоидов. Эти породы могут служить коренным источником для образования в нижнепалеозойских толщах рудопроявлений минералов, обладающих высокой плотностью и устойчивостью к выветриванию или малой миграционной способностью, образующих россыпи ближнего сноса прибрежно-морского генезиса.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 15-18-5-47).

Литература

1. Вализер П. В., Русин А. И., Краснобаев А. А. Гранат метаультрамафитов максютовского комплекса (Южный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 6. С. 11—17.

2. Голубева И. И., Шумилова Т. Г. Пикритовые флюидизатно-эксплозивные брекчии хартесского комплекса (Приполярный Урал) // Вестник ИГ коми НЦ УрО РАН. 2012. № 11. С. 27—30.

3. Дубинина Е. В., Вализер П. М. Минералы скаполитсодержащих пород Ильменогорского комплекса // URL: geo.web.ru/conf/alkaline/2006/index67.html

4. Коржинский Д. С. Основы метасоматизма и метамагматизма // Д. С. Коржинский. Избранные труды. М.: Наука, 1993. 239 с.

5. Лукьянова Л. И., Бельский А. В. Кимберлитовый магматизм на Приполярном Урале // Сов. ueология. 1987. № 1. С. 92—102.

6. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.

7. Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.

References

1. Valizer P. V., Rusin A. I., Krasnobaev A. A. *Granat metaultramafitov maksyutovskogo kompleksa (Yuzhnyi Ural)* (Garnet of metalultramafites of maksyutovsky complex (South Urals). Vestnik IG Komi SC UB RAS, 2016, No. 6, p. 11—17.

2. Golubeva I. I., Shumilova T. G. *Pikritovye flyuidizatno-eksplozivnye brekchii hartesskogo kompleksa (Pripolyarnyi Ural)* (Picrite fluidisate-explosive breccias of khartessky complex (Subpolar Urals). Vestnik IG Komi SC UB RAS, 2012, No. 11, pp. 27—30.

3. Dubinina E. V., Valizer P. M. *Mineraly skapolitsoderzhaschih porod Ilmenogorskogo kompleksa* (Minerals of scapolite rocks of Ilmenogorsky complex). geo.web.ru/conf/alkaline/2006/index67.html

4. Korzhinskii D. S. *Osnovy metasomatizma i metamagmatizma* (Basics of metasomatism and metamagmatism) D. S. Korzhinskii. Selected works. Moscow: Nauka, 1993, 239 pp.

5. Lukyanova L. I., Belskii A. V. *Kimberlitovyi magmatizm na Pripolyarnom Urale* (Kimberlite magmatism at Subpolar Urals). Sov. Geologiya, 1987, No. 1, pp. 92—102.

6. Sobolev N. V. *Parageneticheskie tipy granatov* (Paragenetic types of garnets). Moscow: Nauka, 1964, 218 pp.

7. Udovkina N. G. *Eklogity SSSR* (Eclogites of the USSR). Moscow: Nauka, 1985, 286 pp.

УДК 534.6.550.311 DOI: 10.19110/2221-1381-2017-10-31-41

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПРЕОБЛАДАЮЩИХ ПОРОД АРХЕЙСКОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ СГ-3

О. М. Тришина, Ф. Ф Горбацевич, М. В. Ковалевский
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты
gorich@geoksc.apatity.ru

Изучены величины плотности и скорости в образцах преобладающих пород архейской части Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), пройденной в северном обрамлении Печенгской палеорифтогенной структуры. Основная часть пород архейского разреза СГ-3 представлена гнейсами, сланцами, амфиболитами. Их главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, роговая обманка, слюды, кварц. Текстура пород в основном среднезернистая гнейсовая и сланцевая, структура — нематогранобластовая, лепидогранобластовая. Выполнена оценка упругой анизотропии и направленности структуры пород методом акустополярископии, проведены определения плотности, скорости продольных и поперечных волн в лабораторных условиях и расчет перечисленных характеристик по минеральному составу. Измеренные на образцах скорости имеют необычно низкую величину, которая объясняется эффектом разуплотнения глубинных пород. Значения скоростных характеристик, близкие к условиям глубинного залегания породы, получены с учетом их конкретного минерального состава. Средние значения скорости продольных и поперечных волн у гнейсов, рассчитанных по минеральному составу, составили (6.38 ± 0.16) км/с и (3.52 ± 0.14) км/с соответственно. Для сланцев средняя величина продольной скорости — (6.40 ± 0.13) км/с, поперечной — (3.46 ± 0.09) км/с. Средние значения скорости продольных и поперечных волн для амфиболитов равны (6.84 ± 0.13) км/с и (3.82 ± 0.08) км/с соответственно. Соотношения величин модулей сжатия и сдвига, у разных пород проявляют те же тенденции, что и средние скорости, однако последние меньше у сланцев, средние — у гнейсов, большие — у амфиболитов.

Ключевые слова: *Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3), глубинные породы, свойства, плотности, скорости продольных и поперечных волн.*

SOME PETROPHYSICAL PROPERTIES OF THE PREDOMINANT ROCKS FROM THE ARCHAEAN SECTION OF THE KOLA SUPERDEEP BOREHOLE SG-3

O. M. Trishina, F. F. Gorbatsevich, M. V. Kovalevskiy
Geological Institute, KSC RAS, Apatity, Murmansk region, Russia
gorich@geoksc.apatity.ru

The values of density and velocity in the samples of the predominant rocks from the Archaean section of the Kola superdeep borehole (SG-3), drilled in the northern frame of the Pechenga palaeorift structure, were studied. The main part of rocks of the SG-3 Archaean section is represented by gneisses, schists and amphibolites. Their main rock forming minerals are plagioclase, hornblende, mica and quartz. The structure of the rocks is mainly medium-grained, the texture is nematogranoblastic and lepidogranoblastic. The elastic anisotropy and orientation of the rock texture were estimated by the acoustopolariscopy method, the density and velocity of compression and shear waves were determined in the laboratory and the mentioned characteristics were calculated by mineral composition. The measured sample velocities are unusually low, which can be explained by the decompaction effect of deep rocks. The values of the velocity characteristics that are close to those for the conditions of the rock deep occurrence are obtained by calculation with regard to their specific mineral composition. The average values of the velocity of compression and shear waves for gneisses calculated by mineral composition are 6.38 ± 0.16 km/s and 3.52 ± 0.14 km/s, respectively. The average of the compression wave velocity for schists is 6.40 ± 0.13 km/s, of the shear wave velocity — 3.46 ± 0.09 km/s, and for amphibolites 6.84 ± 0.13 km/s and 3.82 ± 0.08 km/s, respectively. The ratios of the values of compression and shear moduli in different rocks exhibit the same trends as the average velocities. However, their values are lower in schists, medium in gneisses and grater in amphibolites.

Keywords: *Kola superdeep borehole (SG-3), deep rocks, properties, densities, compression and shear wave velocities.*

Введение

Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) находится на северо-западе Кольского полуострова, в северном обрамлении Печенгской структуры, рис. 1 [7].

Координаты устья скважины 69°25' СШ и 30°44' ВД. Она пройдена в северном крыле Печенгской геосинклинали, сложенной ритмично переслаивающимися вулканогенными и туфогенно-осадочными толщами, простирающимися на СЗ под углом 300—310° и падающими на ЮЗ под углом 30—50°. Геологический разрез скважины СГ-3 опережающим стволом достиг отметки 12262 м [8].

Скважина вскрыла два комплекса пород: протерозойский (0—6842 м) и архейский (6842—12262 м). Протерозойский комплекс сложен вулканогенными и осадочными породами в соотношении 3:1 [8]. Архейский комплекс представлен I толщей (6842—7622 м) гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ), II толщей (7622—9456 м) гнейсов с высоко-



Рис. 1. Расположение Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3)

Fig. 1. Location of the Kola superdeep borehole (SG-3)

кальциевыми минералами (ВКМ), амфиболитов и теневых мигматитов, III толщей (9456—9573 м) гнейсов с ВГМ, IV толщей (9573—10144 м) гнейсов с ВКМ, амфиболитов и теневых мигматитов, V толщей (10144—10273 м) гнейсов с ВГМ, VI толщей (10273—10448 м) гнейсов с ВКМ, амфиболитов и теневых мигматитов, VII толщей (10448—10601 м) гнейсов с ВГМ, VIII толщей (10601—11411 м) амфиболовых гнейсов, амфиболитов и теневых мигматитов, IX толщей (11411—11708 м) гнейсов с ВГМ, X толщей (11708—12262 м) биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВКМ и вкрапленностью магнетита [8].

Как следует из вышеприведенных данных, архейская часть разреза СГ-3 образована очень широким спектром пород разной степени переработки, метаморфизованности, со своими структурными и текстурными особенностями. Поэтому представляется особенно интересным выявить средние величины и вариации значений плотности, скоростей распространения продольных и поперечных волн, которые необходимо учитывать при интерпретации сейсмических зондирований. По полученным характеристикам могут быть также определены модули упругости и коэффициенты Пуассона, которые используются при расчетах напряженного состояния глубинных пород.

Однако изучение петрофизических свойств пород архейской части разреза показало, что при извлечении керна из больших глубин в породе происходят необратимые изменения, связанные с механизмом внутреннего разуплотнения [5]. Согласно этому механизму, в образцах глубинных пород, вынесенных на земную поверхность, за счет разницы в коэффициентах расширения у разных минералов на границе минеральных зерен происходит образование разгрузочных микротрещин. Это снижает величины таких характеристик, как плотность и в особенности скорости распространения продольных и поперечных волн. Для определения петрофизических характеристик, близких к имеющимся на месте залегания, из диапазона глубин 7263—11487 м были отобраны 20 образцов керна основных пород Кольской сверхглубокой скважины СГ-3. Отобранные образцы представлены в основном гнейсами, сланцами, амфиболитами.

Методика

Вначале по шлифам было выполнено петрографическое описание пород и определен их минеральный состав. Затем методом Архимеда определили плотность пород. Определение скоростей распространения продольных и поперечных волн производили с использованием акустополярископа [3, 4]. Прибор содержит излучатель и приемник чисто поперечных линейно-поляризованных ультразвуковых колебаний, гониометр и указатель угла поворота платформы. Датчики акустополярископа соединены с ультразвуковым дефектоскопом. Измерения осуществлялись на рабочей частоте прибора 1.2 МГц.

Перед измерениями образец устанавливали на поворотную платформу. На рабочие поверхности излучателя и приемника наносили контактную среду, хорошо проводящую сдвиговые волны. В процессе измерений электропривод поворачивает платформу в пределах полного угла поворота 360° [6]. В точках наблюдений на экране ультразвукового прибора фиксировали амплитуду огибающей импульса проходящих колебаний [3]. Измерения проводили в два этапа: сначала при параллельных (ВП), затем при скрещенных на 90° (ВС) векторах поляризации — и выполняли на всех трех парах граней кубического образца (рис. 2).

По акустополяриграммам ВП определяется наличие и степень проявления эффекта линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) [3]. Эффект ЛААП выявляется при уплощении диаграмм, полученных при положении ВП векторов поляризации. Это означает, что в одном направлении векторов поляризации относительно структурных элементов среды поперечная волна распространяется с малым поглощением. Однако при повороте этих векторов в положение по нормали к направлению наибольшего пропускания (при амплитуде A_{RE}) волна значительно поглощается. При этом ее амплитуда становится равной A_{RR}. Расчет показателя значения линейной акустической анизотропии поглощения производят по формуле [3]:

$$D = \frac{A_{RE} - A_{RR}}{A_{RE} + A_{RR}} . \qquad (1)$$

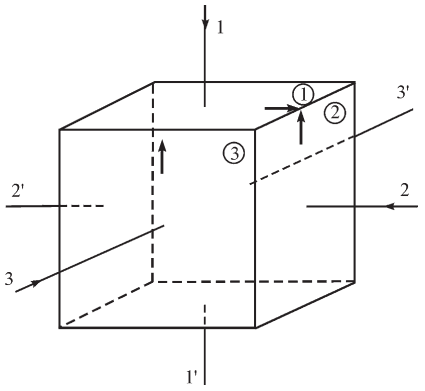


Рис. 2. Схема кубического образца и маркировка его осей

Fig. 2. Diagram of a cubic sample and marking of its axes

Акустополяриграммы, полученные в положении ВС, позволяют определить число и направленность проекций элементов упругой симметрии анизотропного образца [3]. Данные проекции являются направлениями, в которых скорости поперечных колебаний принимают экстремальные значения. Соответственно, последующие определения скоростей производили в этих направлениях.

Результаты измерений величин скорости распространения продольных (V_P) и поперечных (V_S) волн по всем граням кубического образца отображались в форме квазиматрицы [3]:

$$V_{ij} = \begin{matrix} V_{11} & V_{12} & V_{13} \\ V_{21} & V_{22} & V_{23} \\ V_{31} & V_{32} & V_{33} \end{matrix} , \qquad (2)$$

где V_{11}, V_{22}, V_{33} — скорости распространения продольных колебаний, измеренные в направлениях 1-1', 2-2', 3-3'; V_{12}, V_{13} — скорости распространения поперечных колебаний, измеренные в направлении 1-1' при ориентировке векторов поляризации (ОВП) в направле-

нии 2-2', 3-3'; V_{21}, V_{23} — скорости в направлении 2-2' при ориентировке ОВП излучателя поперечных колебаний (ВП) в направлении 1-1', 3-3'; V_{31}, V_{32} — скорость в направлении 3-3' при ОВП в направлении 1-1', 2-2' соответственно.

По данным квазиматрицы рассчитывали средние величины скорости продольной волны для образца: $V_{PR} = (V_{11} + V_{22} + V_{33})/3$. Средние величины скорости поперечной волны определены как $V_{SR} = (V_{12} + V_{13} + V_{21} + V_{23} + V_{31} + V_{32})/6$.

Как было отмечено выше, петрофизические свойства пород, находящихся на глубинах 7—12 км, отличны от свойств образцов, извлеченных на земную поверхность. В извлеченных образцах за счет разницы в коэффициентах расширения у разных минералов происходит образование разгрузочных микротрещин [3, 14]. В ряде работ показано, что значение ρ, V_P, V_S пород на больших глубинах близки к тем, которые определены по их минеральному составу [1, 2, 12, 17]. Поэтому нами выполнен расчет величин плотности и скорости распространения продольных и поперечных волн по минеральному составу породы. В качестве исходных учитывались минеральный состав породы (табл. 1) и значения параметров отдельных минералов, слагающих породу [1, 15]. Расчеты средних значений плотности (ρ_C) и скорости распространения продольных (V_{PC}) и поперечных (V_{SC}) волн выполнены по формуле [8]:

$$\ln V_k = \frac{\Sigma \ln(V_i) P_i}{\Sigma P_i}, \quad (3)$$

где V_k — средняя расчетная плотность (скорость) в породе, V_i — средняя плотность (скорость) в каждом минерале, P_i — парциальная доля минерала, составляющего породу.

На основе полученных скоростных характеристик также были рассчитаны технические постоянные: модуль упругости (E), модуль сдвига (G) и коэффициент Пуассона (ν). Эти показатели вычислялись по формулам:

$$E = [\rho V_S^2(3V_P^2/V_S^2 - 4)]/(V_P^2/V_S^2 - 1), \quad (4)$$

$$G = \rho V_S^2, \quad (5)$$

$$\nu = (V_P^2/V_S^2 - 2)/(2V_P^2/V_S^2 - 2). \quad (6)$$

Обсуждение результатов

Фотографии шлифов преобладающих пород архейской части разреза представлены на рис. 3. Описание структуры пород и минерального состава приведено в табл. 1.

Отобранные образцы представлены в основном гнейсами, сланцами, амфиболитами. Гнейсы обладают среднезернистой лепидогранобластовой структурой. Основные породообразующие минералы гнейсов (%): плагиоклаз (47—65), биотит (11—42), кварц (0.7—24), гранат ~ 12 и кианит ~ 8. Присутствуют и акцессорные минералы — ильменит, эпидот, циркон, апатит, силлиманит. Сланцы характеризуются среднезернистой лепидогранобластовой структурой. Они содержат (%) плагиоклаз (43—50), биотит (12—42), кварц (2—18), в небольшом количестве эпидот ~ 12 и мусковит ~ 8. Акцессорные минералы — роговая обманка, ильменит, апатит, хлорит, эпидот, циркон,

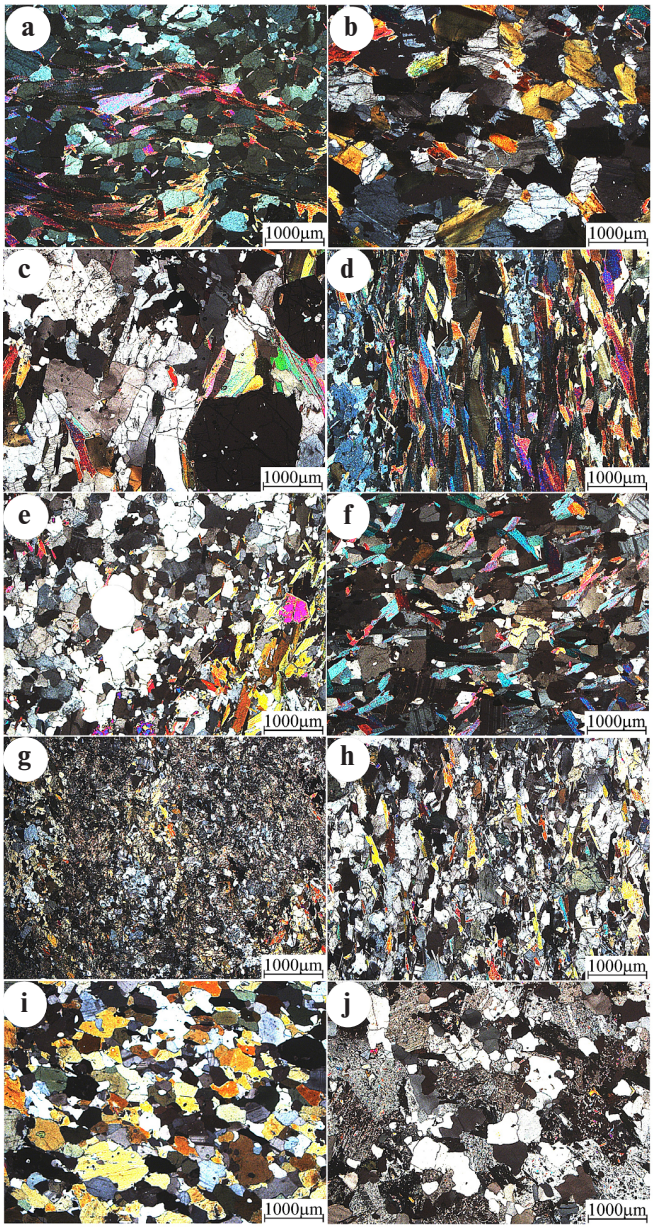


Рис. 3. Фотографии шлифов преобладающих пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3). Гнейсы: a) SG-23881a, b) SG-41154-2, c) SG-42148-2. Сланцы: d) SG-23542н, e) SG-30025н, f) SG-39164. Амфиболиты: g) SG-23467, h) SG-28186н, i) SG-40903н. Мусковит-эпидот-плагиоклазовая порода: j) SG-43384-3

Fig. 3. Photos of the thin sections of the predominant rocks from the Kola superdeep borehole (SG-3) Archaean section. Gneisses: a) SG-23881a, b) SG-41154-2, c) SG-42148-2. Schists: d) SG-23542n, e) SG-30025n, f) SG-39164. Amphibolites: g) SG-23467, h) SG-28186n, i) SG-40903n. Muscovite-epidote-plagioclase rock: j) SG-43384-3

рудные минералы. Текстура амфиболитов в основном среднезернистая, массивная (SG-40903н) и сланцеватая (SG-28186), структуры — нематогранобластовая, нематобластовая. Основными породообразующими минералами амфиболитов являются (%): амфибол (30—83), плагиоклаз (4—32), кварц ~11. В качестве акцессорных минералов представлены апатит, эпидот, ильменит, биотит, хлорит, циркон, рудные минералы.

Петрофизические свойства образцов приведены в табл. 2. В ней представлены: эксперименталь-

Таблица 1. **Минеральный состав и структура пород образцов из архейской части разреза СГ-3**
Table 1. **Mineral composition and rock texture of the samples from the SG-3 Archaean section**

Номер образца Sample No	Глубина, м Depth, m	Минеральный состав, % Mineral composition, %	Структура / Texture	Определение породы Rocks
Гнейсы / Gneisses				
SG-23881а полир.	7382.1—7396.1	Bt — 13.3; Grt — 6.5; Pl — 54.9; Qtz — 23.7; Ilm — 1.5; Ep — 0.05; Zrn — 0.05	с/з, лепидогранобластовая, порфировидная lepidogranoblastic, porphyry-like	гранат-биотитовый гнейс garnet-biotite gneiss
SG-38631н	10502.0—10518.6	Bt — 34.6; Ms — 5.5; Pl — 47.3; Qtz — 10.4; Ilm — 2.2; ед. з-на Ap и Zrn	неравномерно-зернистая, лепидогранобластовая, слабая перекристаллизация, обособления Qtz-Pl состава irregular-grained, lepidogranoblastic, weak recrystallization, Qtz-Pl aggregates	мусковит-биотитовый гнейс muscovite-biotite gneiss
SG-41154-2	11324.0—11336.0	Bt — 42.3; Ky — 8.4; Pl — 46.9; Qtz — 0.7; Ilm — 1.45; Ep — 0.25	с/з, лепидогранобластовая lepidogranoblastic	кианит-биотитовый гнейс глиноземистый kyanite-biotite aluminous gneiss
SG-42003н	~ 11487.05	Bt — 14.0; Ky — 5.3; Pl — 65.4; Qtz — 4.1; Ilm — 5.4; Ep — 4.25; Sil — 1.5; Ap — 0.05	с/з, лепидогранобластовая lepidogranoblastic	кианит-биотитовый гнейс глиноземистый, с силлиманитом kyanite-biotite aluminous gneiss with syllimanite
SG-42148-2	~ 11487.05	Grt — 12.6; Bt — 10.8; Ky — 5.3; Pl — 57.4; Qtz — 7.1; Ilm — 2.4; Sil — 4.5	с/з, лепидогранобластовая, порфировидная lepidogranoblastic, porphyry-like	гранат-кианит-биотитовый гнейс глиноземистый, с силлиманитом kyanite-biotite aluminous gneiss with syllimanite
Сланцы / Shales				
SG-23542н полир.	7331.4—7340.8	Bt — 41.6; Ms — 8.5; Pl — 42.9; Qtz — 2.2; Hbl — 0.1; Ttn — 0.2; Ilm — 3.0; Ap — 0.1; Chl — 0.3. Ep — 1.0; Zrn — 0.1	с/з, лепидогранобластовая, интенсивное рассланцевание, послойная перекристаллизация с образованием агрегатов Bt lepidogranoblastic, foliation, layered recrystaliization with Bt aggregates	сланец двуслюдяной bimica shales
SG-23696а	7357.6—7366.6	Bt — 18.4; Ms — 8.3; Grt — 1.5; Pl — 49.9; Qtz — 18.0; Ilm — 1.6; Ap — 0.05; Ep — 2.2; Zrn — 0.05	с/з, лепидогранобластовая, интенсивное рассланцевание, послойная перекристаллизация с образованием Qtz-Pl-агрегатов lepidogranoblastic, foliation, layered recrystaliization with Qtz-Pl aggregates	сланец двуслюдяной, с гранатом bimica shales with garnet
SG-30025н	~ 8107.1	Ep — 12.4; Bt — 23.9; Pl — 47.3; Qtz — 12.6; Or — 3.5; Ttn — 0.3	неравномерно-зернистая, лепидогранобластовая, порфировидная перекристаллизация, обособления Or-Qtz-Pl-состава irregular-grained lepidogranoblastic, foliation, layered recrystaliization with Or-Qtz-Pl aggregates	эпидот-биотитовый сланец epidote-biotite shales
SG-34016н.	~ 8865.95	Bt — 11.7; Ms — 1.4; Ep — 4.4; Qtz — 18.0; Pl — 64.4; Ttn — 0.1	м/з, лепидогранобластовая, перекристаллизация, обособления Qtz-Pl-состава lepidogranoblastic, recrystaliization with Qtz-Pl aggregates	эпидот-биотитовый сланец, с мусковитом epidote-biotite shales with muscovite
SG-39164	10666.8—10679.0	Ep — 8.6; Bt — 28.3; Pl — 44.2; Qtz — 12.2; Chl — 1.2; Ilm — 2.2; Ttn — 3.3; ед. з — на Ap и Zrn	неравномерно-зернистая, лепидогранобластовая, легкая перекристаллизация, обособления Qtz-Pl-состава irregular-grained lepidogranoblastic, foliation, layered recrystaliization with Qtz-Pl aggregates	эпидот-биотитовый сланец epidote-biotite shales

Продолжение таблицы 1 / Table 1 continued

Амфиболиты / Amphibolites				
SG-23467 полир.	7263.0—7275.1	Hbl — 63.5; Pl — 20.1; Qtz — 5.1; Ttn — 0.3; Bt — 1.6; Ilm — 3.9; Or — 3.4; Ap — 0.4; Cb — 1.7	с/з, нематогранобластовая, реликты габбро-офитовой, линзовидные обособления Hb-Qz-Cb-состава nematogranoblastic, gabbroophytic relics, lens-like aggregates of Hb-Qz-Cb composition	Амфиболит полевошпатовый Feldspar amphibolite
SG-26158a, н.	~ 7695.25	Hbl — 83.3; Pl — 4.1; Bt — 3.6; Ilm — 4.2; Srp — 4.4; Ep — 0.4	м/з, гранобластовая, реликты панидиоморфно-зернистой структуры granoblastic, panidiomorphograined relics	Амфиболит анхимономинеральный (метапироксенит) Anchymonomineral amphibolites (metapyroxenite)
SG-26977н полир.	7994.4—8000.3	Hbl — 46.8; Bt — 11.1; Pl — 22.1; Qtz — 0.2; Or — 2.4; Ep — 15.1; Ttn — 2.3	с/з, нематогранобластовая, интенсивное рассланцевание nematogranoblastic, foliation	Амфиболит полевошпатовый Feldspar amphibolite
SG-28186н	8213.9—8222.0	Act — 30.0; Bt — 5.2; Pl — 42.8; Qtz — 4.4; Or — 3.0; Ep — 14.3; Ttn — 0.3	с/з, нематогранобластовая, интенсивное рассланцевание, перекристаллизация, обособления Or-Qtz-Pl-состава nematogranoblastic, foliation, recrystallization, Or-Qtz-Pl aggregates	Амфиболит полевошпатовый Feldspar amphibolite
SG-31093н	8701.2—8715.7	Hbl — 61.7; Bt — 0.2; Pl — 32.9; Ilm — 5.2	с/з, нематогранобластовая, интенсивное рассланцевание, перекристаллизация, обособления, с образованием к-з-агрегатов Hbl и линзовидных агрегатов зерен Ilm nematogranoblastic, foliation, recrystallization, Hbl and lens-like Ilm aggregates	Амфиболит полевошпатовый Feldspar amphibolite
SG-37263	~ 10253.7	Hbl — 62.1; Pl — 20.0; Qtz — 11.7; Or — 2.13; Ep — 3.33; Chl — 0.02; Ilm — 2.2; Ap — 0.03; Zrn — 0.02	с/з, нематогранобластовая, слабое рассланцевание nematogranoblastic, weak foliation	Амфиболит полевошпатовый Feldspar amphibolite
SG-40903н	11253.7—11263.0	Hbl — 66.9; Pl — 22.1; Qtz — 7; Ep — 0.35; Ilm — 3.6; Ap — 0.05	с/з, нематогранобластовая, слабое рассланцевание nematogranoblastic, weak foliation	Амфиболит полевошпатовый Feldspar amphibolite
Мусковит-плагиоклазовая порода / Muscovite-plagioclase				
SG-33386н	9016.2—9022.9	Pl — 78.3; Ms — 6.4; Ep — 15.1; Ttn — 0.2	с/з, аллотриоморфно-зернистая allotriomorphograined	Мусковит-эпидот-плагиоклазовая порода Muscovite-epidote-plagioclase
SG-37208н	10002.6—10005.4	Qtz — 22.4; Pl — 75.2; Ms — 2.15; Ep — 0.03; Ilm — 0.2; Chl — 0.02	с/з, аллотриоморфно-зернистая allotriomorphograined	Мусковит-кварц-плагиоклазовая порода Muscovite-epidote-plagioclase
SG-43384-3	10996.5—10997.2	Pl — 60.3; Qtz — 33.2; Ms — 4.4; Ep — 2.1	с/з, аллотриоморфно-зернистая allotriomorphograined	Кварц-плагиоклазовая порода, перекристаллизованная, с мусковитом Quartz-plagioclase, recrystallized with muscovite

Примечание. Обозначение минералов дано по Kretz R. [13].
Note. Minerals are described according to Kretz R. [13].

Таблица 2. **Петрофизические свойства образцов (экспериментальные и расчетные данные) из архейской части разреза СГ-3**

Table 2. **Petrophysical properties of the samples (experimental and calculated data) from the SG-3 Archaean section**

Номер образца Sample No	Наименование породы Name of rocks	ρ_R, г/см^3	ρ_C, г/см^3	Матрица скорости V_{ij}, км/с Velocity matrix, km/sec	V_{PR}, км/с	V_{PC}, км/с	V_{SR}, км/с	V_{SC}, км/с	ЛААП: D_1, D_2, D_3
Гнейсы Gneisses									
SG-23881a полир.	гранат-биотитовый гнейс garnet-biotite gneiss	2.68	2.82	5.87 2.47 3.11 2.54 5.62 2.80 1.97 1.94 4.24	5.24	6.33	2.47	3.64	0.53 0.70 0.0
SG-38631н.	мусковит-биотитовый гнейс muscovite-biotite gneiss	2.50	2.81	3.36 2.42 2.19 2.59 3.28 2.53 --‘ --‘ 3.06	3.23	6.15	2.43	3.35	0.29 0.01 0.20
SG-41154-2	кианит-биотитовый гнейс глиноземистый kyanite-biotite aluminous gneiss	2.97	2.92	3.87 2.36 2.19 --‘ --‘ --‘ --‘ --‘ --‘	3.87	6.39	2.28	3.38	0.28 0.45 0.58
SG-42003н.	кианит-биотитовый гнейс глиноземистый, с силлиманитом kyanite-biotite aluminous gneiss with sylimanite	2.63	2.89	2.57 1.93 2.16 1.96 1.33 1.91 --‘ --‘ --‘	1.95	6.44	1.99	3.55	0.62 0.77 0.02
SG-42148-2	гранат-кианит-биотитовый гнейс глиноземистый, с силлиманитом garnet-kyanite-biotite aluminous gneiss with sylimanite	2.85	2.97	2.41 1.70 1.48 1.43 2.95 1.56 --‘ --‘ --‘	2.68	6.63	1.54	3.70	0.51 0.29 0.06
Среднее / Average		2.73± 0.17	2.88± 0.06		3.39± 1.11	6.38± 0.16	2.14± 0.34	3.52± 0.14	0.35± 0.26
Сланцы / Shales									
SG-23542н. полир.	сланец двуслюдяной bimica shales	2.89	2.85	1.40 1.83 1.73 1.40 2.46 2.44 4.64 --‘ 5.41	3.09	6.39	2.41	3.29	0.72 0.88 0.54
SG-23696a	сланец двуслюдяной, с гранатом bimica shales with garnet	2.67	2.76	4.76 2.30 2.90 2.53 4.15 2.09 2.60 2.65 5.89	4.93	6.44	2.50	3.51	0.25 0.65 0.34
SG-30025н.	эпидот-биотитовый сланец epidote-biotite shales	2.53	2.83	4.72 2.33 2.02 2.06 2.65 1.76 1.68 1.67 1.91	3.09	6.63	1.92	3.50	0.18 0.58 0.58
SG-34016н.	эпидот-биотитовый сланец, с мусковитом epidote-biotite shales with muscovite	2.59	2.73	5.51 3.05 2.51 2.50 4.29 2.21 1.94 2.01 4.29	4.70	6.25	2.37	3.53	0.43 0.66 0.69
SG-39164	эпидот-биотитовый сланец epidote-biotite shales	2.78	2.93	4.81 2.57 2.31 2.00 3.14 1.98 1.48 1.36 --‘	3.98	6.31	1.95	3.48	0.40 0.75 0.75
Среднее / Average		2.69± 0.13	2.82± 0.07		3.96± 0.77	6.40± 0.13	2.23± 0.24	3.46± 0.09	0.56± 0.20
Амфиболиты / Amphibolites									
SG-23467 полир.	амфиболит полевошпатовый feldspar amphibolite	2.80	3.06	6.81 4.12 3.91 3.77 6.56 3.78 3.65 3.10 6.44	6.60	6.77	3.72	3.81	0.05 0.03 0.13
SG-26158a, н.	амфиболит анхимономинеральный (метапироксенит) metapyroxenite	3.08	3.18	5.80 3.76 2.68 2.50 3.26 2.24 2.05 2.39 3.97	4.34	7.04	2.56	3.89	0.29 0.48 0.39
SG-26977 н. полир.	амфиболит полевошпатовый feldspar amphibolite	2.96	3.09	5.77 2.58 2.61 2.79 3.75 2.36 1.84 1.68 2.34	3.95	6.85	2.31	3.77	0.02 0.0 0.07
SG-28186 н.	амфиболит полевошпатовый feldspar amphibolite	2.87	2.87	2.57 2.40 2.25 2.44 4.55 2.62 1.71 2.38 3.26	3.46	6.59	2.30	3.65	0.08 0.29 0.59
SG-31093н.	амфиболит полевошпатовый feldspar amphibolite	2.93	3.07	5.96 2.21 2.53 2.28 4.83 2.68 2.58 2.62 6.20	5.66	6.87	2.48	3.82	0.55 0.16 0.0

Продолжение таблицы 2 / Table 2 continued

SG-37263	амфиболит полевошпатовый feldspar amphibolite	2.93	3.02	5.22 2.69 2.58 2.91 7.18 4.14 2.42 2.66 5.47	5.96	6.84	2.90	3.89	0.09 0.07 0.14
SG-40903н.	амфиболит полевошпатовый feldspar amphibolite	2.97	3.06	3.55 2.77 2.71 1.87 3.00 1.89 1.65 1.69 2.33	2.96	6.89	2.10	3.88	0.07 0.08 0.05
Среднее / Average		2.93± 0.08	3.05± 0.09		4.70± 1.27	6.84± 0.13	2.62± 0.50	3.82± 0.08	0.17± 0.18
Мусковит-плагиоклазовая порода Muscovite-plagioclase rocks									
SG-33386н.	мусковит-эпидот- плагиоклазовая порода muscovite-plagioclase rocks	2.57	2.74	4.17 2.52 2.47 2.16 3.64 1.85 2.02 2.00 2.66	3.49	6.43	2.17	3.56	0.07 0.30 0.07
SG-37208н.	мусковит-кварц- плагиоклазовая порода muscovite-plagioclase rocks	2.61	2.65	3.78 2.28 2.00 2.48 4.22 2.57 2.87 2.30 4.44	4.14	6.23	2.42	3.59	0.11 0.11 0.04
SG-43384-3	кварц-плагиоклазовая порода, перекристаллизо- ванная, с мусковитом quartz-plagioclase rocks recrystallized with muscovite	2.74	2.65	6.11 2.87 3.55 3.54 6.18 3.62 3.36 3.38 6.04	6.11	6.21	3.39	3.67	0.06 0.03 0.17
Среднее / Average		2.64± 0.08	2.68± 0.52		4.58± 1.11	6.29± 0.10	2.66± 0.52	3.61± 0.04	0.11± 0.08

но измеренная плотность (ρ_R) и рассчитанная по минеральному составу (ρ_C); матрица скорости V_{ij}, средние скорости распространения экспериментально определенных продольных (V_{PR}) и поперечных (V_{SR}), волн. В таблице также приведены рассчитанные скорости продольных (V_{PC}) и поперечных (V_{SC}) волн и показатели ЛААП *D*. В отдельной таблице 3 представлены динамические модули упругости и коэффициенты Пуассона пород.

Сравнение петрофизических свойств образцов преобладающих пород из разреза архейской части СГ-3 (табл. 2) показывает, что плотность, полученная в лабораторных условиях (ρ_R), несколько меньше, чем рассчитанная по минеральному составу (ρ_C), как для гнейсов, так для сланцев и амфиболитов. Это объясняется трещинной пористостью, образовавшейся в результате разгрузки от литостатических напряжений глубинных образцов [5, 14]. В этих работах показано, что освобождение глубинных пород от геостатического давления (при выбуривании и извлечении керна на поверхность) приводит к разуплотнению, разрушению внутренних прочностных связей минерального скелета. Основной механизм этого явления состоит в том, что при освобождении внешней нагрузки в породе происходит расширение каждого минерального зерна в соответствии с его константами упругости. Деформации, возникающие в каждом анизотропном минеральном зерне, приводят к разрыву первоначально прочных межзеренных контактов. В целом освобождение кристаллической горной породы от действующих в массиве сжимающих напряжений связано с разуплотнением, обусловленным анизотропией механических свойств минеральных зерен. Это разуплотнение сопровождается снижением плотности, скорости распространения упругих колебаний, возрастанием пористости и проницаемости образцов пород.

Предварительный анализ упругих свойств образцов можно выполнить по очертаниям акустополяриграмм (рис. 4). Заметим, что диаграммы ВС большей части образцов имеют форму четырехлепестковых фигур, что свидетельствует о наличии в них упругой анизотропии. Минимумы диаграмм ВС дают возможность определить пространственное положение элементов симметрии [3].

Акустополяриграммы образцов гнейсов: SG-23881а, SG-41154-2, SG-42148-2 — характеризуются четко выраженным проявлением эффекта ЛААП по всем граням с высокими показателями ЛААП. Для образца SG-23881а показатель $D_1 = 0.53$, $D_2 = 0.7$. Для образцов SG-41154-2 SG-42148-2 показатели *D* находятся в пределах 0.28—0.58. Фотографии шлифов (рис. 3) показывают, что зерна минералов этих образцов имеют удлиненную форму, что объясняет наличие эффекта ЛААП. На фотографии шлифа SG-42148-2 имеется крупное включение, что, вероятно, повлияло на изломанную форму диаграммы ВП, полученной на 3-й грани. Следует отметить, что шлиф этого образца сделан только в одном сечении и не отражает объемную текстуру породы.

Акустополяриграммы ВП образцов сланцев (SG-23542н, SG-30025н, SG-39164) показали еще более значимое влияние линейной акустической анизотропии поглощения. Это подтверждается очень высокими показателями ЛААП. Для образца SG-23542н показатели D_1, D_2, D_3 соответственно равны 0.72, 0.88, 0.54. Для образца SG-39164 эти показатели равны 0.40, 0.75, 0.75. Соответственно, на фото шлифов сланцев отмечается более строгая ориентировка вытянутых в одном направлении зерен, чем в гнейсах. Следует отметить, что эффект ЛААП в большой степени отражает контраст акустических свойств на контактах, ориентированных в одном направлении соседних зерен минералов и микротрещин, развитых на этих контактах.

Акустополяриграммы ВП первых двух граней (1-1', 2-2') образца амфиболита SG-23467 указывают на наличие умеренной анизотропии, практически без влияния ЛААП (рис. 4). Это же отражено в показателях *D*. На всех трех гранях наблюдаются минимумы диаграмм ВС. Из обзора фотографии шлифа прослеживается директивная ориентировка зерен минералов. Анализ аку-

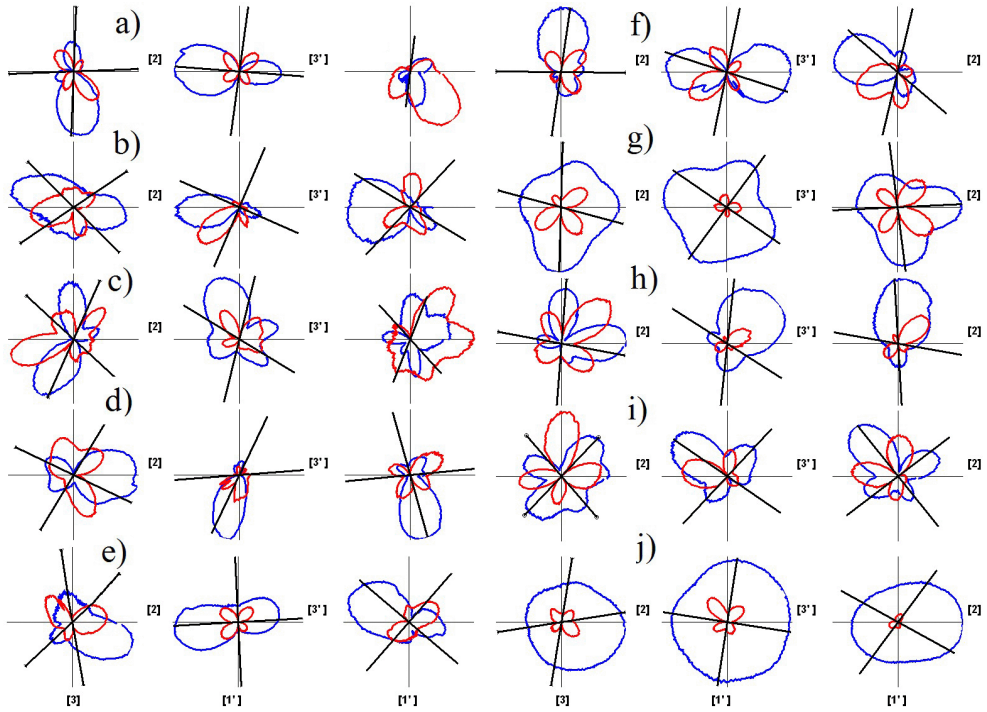


Рис. 4. Акустополяриграммы преобладающих пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3). *Гнейсы:* a) SG-23881a, b) SG-41154-2, c) SG-42148-2. Сланцы: d) SG-23542н, e) SG-30025н, f) SG-39164. *Амфиболиты:* g) SG-23467, h) SG-28186н, i) SG-40903н. *Мусковит-эпидот-плагиоклазовая порода:* j) SG-43384-3. Синяя линия — векторы параллельны; красная — скрещены

Fig. 4. Acoustopolarigrams of the predominant rocks of the Kola superdeep borehole (SG-3) Archaean section. *Gneisses:* a) SG-23881a, b) SG-41154-2, c) SG-42148-2. Schists: d) SG-23542n, e) SG-30025n, f) SG-39164. *Amphibolites:* g) SG-23467, h) SG-28186n, i) SG-40903n. *Muscovite-epidote-plagioclase rocks:* j) SG-43384-3. Blue line — parallel vectors, red line — crossed vectors

стополяриграмм образца амфиболита SG-28186н указывает на наличие эффекта ЛААП практически на всех гранях. Для образца SG-28186н величины $D_1 = 0.08$, $D_2 = 0.29$, $D_3 = 0.59$ довольно значительны. На фото шлифов образца SG-28186н хорошо видна достаточно четкая ориентировка зерен минералов.

Диаграммы ВП на всех трех гранях образца SG-43384-3 (кварц-плагиоклазовая порода) близки к круговым, без влияния эффекта ЛААП ($D_1 = 0.06$, $D_2 = 0.03$, $D_3 = 0.17$). Диаграммы ВС первой и второй граней образца демонстрируют малое наличие анизотропии. Таким образом, данный образец можно условно отнести к упругоизотропным. Это объясняется низким содержанием сугубо анизотропного минерала мусковита (4.4 %, табл. 1) и большим содержанием кварца, упругая анизотропия которого мала [1]. Кроме этого, на фотографии шлифа породы (рис. 3) видимой ориентировки зерен не наблюдается.

Сравнение средних значений ЛААП для породы в целом показывает, что этот показатель численно отражает степень рассланцевания породы. Например, для сланцев, ориентированная структура которых в шлифах наиболее выражена, $D_{сл} = 0.56 \pm 0.20$. Для гнейсов она составляет $D_{гн} = 0.35 \pm 0.26$. В амфиболитах, в которых содержится наименьшее количество слюд, $D_{гн} = 0.17 \pm 0.18$.

При экспериментальных определениях скоростей, замеренных в образцах в лабораторных условиях, полная квазиматрица V_{ij} получена не для всех образцов. Из-за сильного затухания ультразвуковых волн в некоторых образцах величины скорости получены в двух или одном направлении. Неполные матрицы скорости получены на образцах SG-23542н, SG-38631н, SG-39164, SG-41154-2, SG-42003н и SG-42148-2. Причем измеренные скорости имеют необычно низкую величину, нехарактерную для крепких скальных пород [9, 10]. Вариации изменения средних значений скорости распространения для продольных колебаний гнейсов расходятся в широком диапазоне V_{PR} = (1.95—5.24) км/с. Такой же разброс наблюдается для скорости распространения поперечных волн: V_{SR} = (1.54—2.47) км/с. Среднее значение экспериментально замеренных продольных скоростей гнейсов составило 3.39 ± 1.11 км/с, поперечных — 2.14 ± 0.34 км/с. Широкие пределы разброса экспериментальных скоростей наблюдаются у сланцев и у амфиболитов. Такие низкие значения средних продольных и поперечных скоростей и их большой разброс не являются реальными для гнейсов, сланцев, амфиболитов и других пород, слагающих разрез СГ-3. Снижение величин скорости, как продольных, так и поперечных, происходит за счет трещинной пористости, образовавшейся в результате разгрузки от литостатических напряжений глубинных образцов [5, 14]. Даже микронные трещины представляют существенное препятствие для распространения ультразвуковых волн в твердом теле [3].

Значения скоростных характеристик, близкие к условиям глубинного залегания породы, получены с учетом их минерального состава по формуле (3) (табл. 2). По данным расчетов, средние значения характеристик продольных и поперечных волн, рас-

считанных по минеральному составу, у гнейсов изменяются в пределах V_{PC} = 6.15—6.63 км/с и V_{SC} = = 3.36—3.70 км/с соответственно. Средняя величина продольной скорости составила (6.38 ± 0.16) км/с, поперечной — (3.52 ± 0.14) км/с. Для сланцев вариации скоростных характеристик составляют V_{PC} = = 6.25—6.63 км/с и V_{SC} = 3.29—3.53 км/с. Средняя продольной скорости составила (6.40 ± 0.13) км/с, поперечной — (3.46 ± 0.09) км/с. Интервал изменения средних значений характеристик продольных и поперечных волн для амфиболитов составил V_{PC} = = (6.59—7.04) км/с и V_{SC} = (3.65—3.89) км/с. Их среднее — (6.84 ± 0.13) км/с и (3.82 ± 0.08) км/с соответственно. Согласно полученным средним, наибольшие скорости отмечаются у амфиболитов, промежуточные — у гнейсов, меньшие — у сланцев. Поскольку расчет величин скорости производился по минеральному составу породы, эти средние отражают влияние более высокоскоростного амфибола у амфиболитов и низкоскоростных слюд у сланцев.

Эти данные следует сравнить с результатами исследований методами акустического каротажа (АК) и вертикального сейсмического профилирования (ВСП), полученными в архейской части разреза СГ-3. Методы АК и ВСП определяют параметры пород, расположенных наиболее близко к самой скважине. Согласно работам [7, 8, 10, 11, 13], вариации продольной скорости, измеренные методом АК, составляют 5.7—7.4 км/с. Причем нижний предел величины объясняется высокой степенью деформированности пород, повышенной трещиноватостью, вывалообразованием. В том же интервале методом ВСП определены скорости 6.1—6.2 км/с. Как следует из сопоставления, наши данные находятся в пределах данных, полученных методом АК. Понижение средних величин скорости продольных волн, зарегистрированных ВСП, по-видимому, объясняется водонасыщенностью пород, обнаруженной в архейской части разреза СГ-3 [7, 8].

Средние значения модулей упругости (E) и сдвига (G), коэффициентов Пуассона (ν) для глубинных ус-

Таблица 3. **Модули упругости и коэффициенты Пуассона образцов из архейской части разреза СГ-3**
Table 3. **The elastic moduli and Poisson's ratios of the samples from the SG-3 Archaean section**

Номер образца Sample No	Наименование породы / Name of rocks	Глубинные условия / Abyssal conditions		
		$E \cdot 10^{-4}$, МПа	$G \cdot 10^{-4}$, МПа	ν
Гнейсы / Gneisses				
SG-23881 а полир.	гранат-биотитовый гнейс / garnet-biotite gneiss	9.35	3.73	0.252
SG-38631 н.	мусковит-биотитовый гнейс / muscovite-biotite gneiss	8.14	3.16	0.288
SG-41154-2	кианит-биотитовый гнейс глиноземистый kyanite-biotite aluminous gneiss	8.73	3.34	0.306
SG-42003 н.	кианит-биотитовый гнейс глиноземистый с силлиманитом kyanite-biotite aluminous gneiss with syllimanite	9.34	3.64	0.282
SG-42148-2	гранат-кианит-биотитовый гнейс глиноземистый с силлиманитом garnet-kyanite-biotite aluminous gneiss with syllimanite	10.36	4.07	0.273
Среднее / average		9.18±0.74	3.6±0.32	0.290±0.020
Сланцы / Shales				
SG-23542 н. полир.	сланец двуслюдяной / bimica shales	8.02	3.09	0.300
SG-23696 а	сланец двуслюдяной с гранатом / bimica shales with garnet	8.60	3.40	0.265
SG-30025 н.	эпидот-биотитовый сланец / epidote-biotite shales	8.85	3.46	0.278
SG-34016 н.	эпидот-биотитовый сланец с мусковитом epidote-biotite shales with muscovite	8.62	3.41	0.265
SG-39164	эпидот-биотитовый сланец / epidote-biotite shales	9.11	3.56	0.281
Среднее / average		8.65±0.37	3.39±0.16	0.280±0.020
Амфиболиты / Amphibolites				
SG-23467 полир.	амфиболит полевошпатовый / feldspar amphibolite	11.27	4.44	0.268
SG-26158 а, н.	амфиболит анхимономинеральный (метапироксенит) metapyroxenite	12.32	4.81	0.280
SG-26977 н. полир.	амфиболит полевошпатовый / feldspar amphibolite	11.24	4.38	0.284
SG-28186 н.	амфиболит полевошпатовый / feldspar amphibolite	9.78	3.82	0.279
SG-31093 н.	амфиболит полевошпатовый / feldspar amphibolite	11.41	4.47	0.277
SG-37263	амфиболит полевошпатовый / feldspar amphibolite	11.53	4.57	0.261
SG-40903 н.	амфиболит полевошпатовый / feldspar amphibolite	11.72	4.62	0.267
Среднее / average		11.33±0.72	4.45±0.29	0.280±0.017
Мусковит-плагиоклазовая порода / muscovite-plagioclase rocks				
SG-33386 н.	мусковит-эпидот-плагиоклазовая порода muscovite-plagioclase rocks	8.86	3.46	0.279
SG-37208 н.	мусковит-кварц-плагиоклазовая порода muscovite-plagioclase rocks	8.55	3.42	0.252
SG-43384-3	кварц-плагиоклазовая порода перекристаллизованная с мусковитом quartz-plagioclase rocks recrystallized with muscovite	8.80	3.57	0.232
Среднее / average		8.73±1.34	3.48±0.63	0.254±0.019

ловий приведены в табл. 3. Значения технических постоянных, рассчитанных по минеральному составу, модуля Юнга (E), модуля сдвига (G) и коэффициент Пуассона (ν) составляют: для гнейсов $(9.18 \pm 0.74)\cdot10^4$ МПа, $(3.60 \pm 0.32)\cdot10^4$ МПа, 0.290 ± 0.020; для сланцев $(8.65 \pm 0.37)\cdot10^4$ МПа, $(3.39 \pm 0.16)\cdot10^4$ МПа, $\nu = 0.280 \pm 0.020$; для амфиболитов $(11.33 \pm 0.72)\cdot10^4$ МПа, $(4.45 \pm 0.29)\cdot10^4$ МПа, $\nu = 0.280 \pm 0.017$. Соотношения величин модулей у разных пород проявляют те же тенденции, что и средние скорости, величины которых меньше у сланцев, средние у гнейсов, большие у амфиболитов. Средние значения плотности, модулей упругости и сдвига, коэффициентов Пуассона для поверхностных и глубинных условий как производные от величин плотности и скоростей отражают поведение последних. Эти параметры могут быть использованы при оценке напряженного состояния массивов на больших глубинах.

Заключение

Изучены петрофизические свойства гнейсов, сланцев, амфиболитов, которые представляют наиболее распространенные породы архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3). Их главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, роговая обманка, слюды, кварц. Текстура пород в основном среднезернистая, структура нематогранобластовая, лепидогранобластовая. Обзор акустополяриграмм показал, что большинство образцов относятся к упругоанизотропным средам. Эффект линейной акустической анизотропии (ЛААП) проявляется в той или иной мере в большинстве образцов. Сравнение показателя ЛААП для разных пород выявило, что эта характеристика может численно отражать степень рассланцевания породы.

Плотность образцов из разреза архейской части СГ-3, полученная в лабораторных условиях, несколько меньше, чем рассчитанная по минеральному составу, причем она меньше у сланцев и больше у амфиболитов. На величины скорости распространения продольных и поперечных волн в образцах, извлеченных с глубин 7—12 км, значительное влияние оказывает эффект разуплотнения. Извлечение куска породы с большой глубины и освобождение от внешней нагрузки сопровождаются расширением каждого минерального зерна в соответствии с его константами упругости. Деформации, возникающие в каждом анизотропном минеральном зерне, приводят к разрыву первоначально прочных межзеренных контактов и образованию микротрещин. Из-за этого измеренные на образцах скорости имеют необычно низкую величину, нехарактерную для крепких скальных пород, которые залегают на глубине извлечения. Поэтому более реальными являются скоростные характеристики пород, рассчитанные по их минеральному составу. По данным расчетов, наибольшие скорости отмечаются у амфиболитов, почти равные у гнейсов и сланцев. Средние значения скорости продольных волн у гнейсов, рассчитанные по минеральному составу — (6.38 ± 0.16) км/с, поперечных — (3.52 ± 0.14) км/с. Для сланцев средняя продольной скорости равна (6.40 ± 0.13) км/с, поперечной — (3.46 ± 0.09) км/с. Средние значения скорости продольных и поперечных волн для амфиболитов равны (6.84 ± 0.13) км/с и (3.82 ± 0.08) км/с соответственно. Сравнение этих данных с результатами исследований методами акустического каротажа (АК) и вертикального сейсмического профилирования (ВСП), полученными в архейской части разреза СГ-3, показало их близкое сходство. Соотношения величин модулей сжатия и сдвига у разных пород проявляют те же тенденции, что и средние скорости, однако последние меньше у сланцев, средние у гнейсов, бóльшие у амфиболитов.

Таким образом, экспериментальные данные, полученные на образцах, извлеченных из глубины в несколько километров, непосредственно не могут быть использованы для оценки скоростных характеристик пород. Близкие значения продольных и поперечных скоростей в породах на глубине можно получить расчетным методом, используя данные по минеральному составу. Большой объем информации о свойствах пород можно получить, применяя акустополяризационный метод исследований.

Авторы выражают благодарность доктору г.-м. н. П. К. Скуфьину за проведенный минеральный анализ шлифов и Российскому фонду фундаментальных исследований (грант № 16-05-00026-а), при поддержке которого получена большая часть приведенных в статье результатов.

Литература

1. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. 276 с.

2. Головатая О. С., Горбацевич Ф. Ф., Керн Х., Попп Т. Свойства некоторых пород из разреза Кольской сверхглубокой скважины при изменении РТ-параметров // Физика Земли, 2006. № 11. С. 3—14.

3. Горбацевич Ф. Ф. Акустополярископия горных пород. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. 203 с.

4. Горбацевич Ф. Ф. Акустополярископ для измерения упругости образцов твердых сред. Авт. свид. СССР № 1281993. Бюлл. изобр. № 1, 1987.

5. Горбацевич Ф. Ф., Медведев Р. В. Механизм разуплотнения кристаллических горных пород при их разгрузке от напряжений // Рудные геофизические исследования на Кольском полуострове. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1986. С. 83—89.

6. Ковалевский М. В. Автоматизированный программно-аппаратный комплекс Acoustpol: Учеб. пособие: Апатиты: К & М, 2009. 54 с.

7. Кольская сверхглубокая: Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М.: Недра, 1984. 490 с.

8. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: Технонефтегаз, 1998. 260 с.

9. Справочник (кадастр) физических свойств горных пород / Ред. М. М. Протодьяконов М.: Недра, 1975. 279 с.

10. Строение литосферы российской части Баренцрегиона / Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2005. 318 с.

11. Структура, свойства, состояние пород и геодинамика в геопространстве Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) / Под ред. Ф. Ф. Горбацевича. СПб.: Наука, 2015. 366 с.

12. Cristensen N. I., Mooney W. D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view // J. Geophys. Res. 1995. V. 100 (B7). P. 9761—9788.

13. Digranes P., Kristoffersen Y., Karajev N. An analysis of shear waves observed in VSP data from the superdeep well at Kola, Russia // Geophys. J. Int. 1996. V. 126. P. 545—554.

14. Gorbatsevich F. F. Decompaction mechanism of deep crystalline rocks under stress relief. Tectonophysics. V. 370. Issues 1—4, 2003. P. 121—128.

15. Kern H., Mengel K., Strauss K. W., Ivankina T. I., Nikitin A. N. and Kukkonen I. T. Elastic wave velocities, chemistry and modal mineralogy of crustal rocks sampled by the Outokumpu scientific drill hole: Evidence from lab measurements and modeling // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2009. V. 175, 151—166.

16. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Mineral. 1983. V. 68. P. 277—279.

17. Rudnick R. L., Fountain D. M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. Rev. Geophysics. 1995. V. 33. P. 267—309.

References

1. Belikov B. P., Aleksandrov K. S., Ryzhova T. V. *Uprugie svoystva porodoobrazuyuschih mineralov i gornyh porod* (Elastic properties of rock-forming minerals and rocks). Moscow: Nauka, 1970, 276 p.

2. Golovataya O. S., Gorbatsevich F. F., Kern X., Popp T. *Svoistva nekotoryh porod iz pazreza Kol'skoy sverhglubokoy skvaziny pri izmenenii PT-parametrov* (Properties of some rocks from the section of the Kola ultradeep borehole as a function of the P-T parameters). Fizika Zemli, Izvestiya, (Physics of the Solid Earth), 2006, No. 11, pp. 3—14.

3. Gorbatsevich F. F. *Akustopolariskopiya gornyh porod* (Acoustopolariscopy of rock samples). Apatity: KSC RAS, 1995, 203 p.

4. Gorbatsevich F. F. *Akustopolariskop dlya izmereniya uprugosti obraztsov tverdyh sred* (Acoustopolariscope for determining of solid media elasticity) inventor's certificate, USSR, no. 1281993, 1987.

5. Gorbatsevich F. F., Medvedev R. V. *Mekhanizm razuplotneniya kristallitcheskih gornyh porod pri ih razgruzke ot napryazheniy* (Decompaction mechanism of crystalline rocks under stress release). In: *Rudnye geofisicheskie issledovaniya na Kol'skom poluostrove* (Ore geophysical investigations on the Kola Peninsula) Apatity, Kola branch AS USSR, 1986, pp. 83—89.

6. Kovalevskiy M. V. *Avtomatizirovannyi programmno-apparatnyi kompleks Acoustpol* (The automated software and hardware complex Acoustpol): Textbook. Apatity: K&M, 2009. 54 p.

7. Kolskaya sverhglubokaya (Kola superdeep). Ed. Ye. A. Kozlovsky. Moscow: Nedra, 1984, 490 p.

8. Kolskaya sverhglubokaya. Nauchnye resultaty i opyt issledovaniya (Kola Superdeep. Scientific results and research experience). Moscow: MF "Tehnoneftegaz", 1998, 260 p.

9. Spravochnik (kadastr) fizicheskih svoystv gornyh porod (Reference book (cadastre) of the rock physical properties). Ed. M. M. Protodiakonov. Moscow: Nedra, 1975, 279 p.

10. Stroenie litosfery possiyskoy chasti Barentc regiona (The lithosphere structure of the Russian part of the Barents Region). Ed. N. V. Sharov, F. P. Mitrofanov, M. L. Verba, K. Gillen. Petrozavodsk, Karelia SC RAS, 2005, 318 p.

11. Structura, svoistva, sostoyanie porod i geodinamika v geoprostranstve Kol'skoy sverhglubokoy skvazhiny (SG—3) (Structure, properties, state of rocks and geodynamics in the geospace of the Kola superdeep borehole (SG-3)). Ed. F. F. Gorbatsevich. St. Petersburg: Nauka, 2015, 366 p.

12. Cristensen N. I., Mooney W. D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. J. Geophys. Res., 1995, vol. 100 (B7), pp. 9761—9788.

13. Digranes P., Kristoffersen Y., Karajev N. An analysis of shear waves observed in VSP data from the superdeep well at Kola, Russia. Geophys. J. Int., 1996, V. 126, pp. 545—554.

14. Gorbatsevich F. F. Decompaction mechanism of deep crystalline rocks under stress relief. Tectonophysics, 2003, V. 370, No. 1—4, pp. 121—128.

15. Kern, H., Mengel, K., Strauss, K. W., Ivankina, T. I., Nikitin, A. N. and Kukkonen, I. T. Elastic wave velocities, chemistry and modal mineralogy of crustal rocks sampled by the Outokumpu scientific drill hole: Evidence from lab measurements and modeling. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2009, V. 175, pp. 151—166.

16. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals. Amer. Mineral., 1983, V. 68, pp. 277—279.

17. Rudnick, R. L. and Fountain, D. M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. Rev. Geophysics, 1995, vol. 33, pp. 267—309.

Хроника, события, факты • Chronicle, events, facts



During the past field season 11 units were formed at the Institute of Geology. 56 people took part in the field works. Studies were carried out on the territory of Komi Republic, the Nenets and Yamal-Nenets Autonomous Districts, Perm region and Tyumen region. The field works started in early June and finished in mid-September.

Лаборатория стратиграфии

Геологический отряд № 5 (нач. отряда А. Н. Плотицын) проводил исследования в Воркутинском районе Республики Коми в низовьях рек Малая и Большая Уса и по их притокам, а также в верхнем течении р. Усы.



Целью полевых исследований отряда являлось изучение геологического строения, состава и биоты девонско-пермских отложений (шервожская свита ($D_{1-2}sv$), доломитово-известняковая (D_3di) и бахромчатая толщи (D_3bh), важхановейская (C_1vz), сартьюская (C_1sj) и сезымская свиты (P_1sz)), установление предполагаемых биотических и абиотических рубежей, отвечающим региональным и глобальным событиям.

Для достижения поставленной цели геологическим отрядом № 5 были решены следующие задачи: детально описано и опробовано 18 обнажений, вскрывающих отложения девонско-пермского возраста, общей мощностью около 600 м; проведено опробование на геохимические исследования двух обнажений верхнего девона. В рамках этих задач отобрано около 300 образцов и сколков для проведения литолого-геохимических исследований; около 230 проб на микрофауну (конодонты, остракоды, фораминиферы) и 18 проб с макрофаунистическими остатками (брахиоподы, одиночные и колониальные кораллы) для проведения биостратиграфического и палеоэкологического анализов. Произведено опробование разреза верхнего визе — серпухова с целью проведения изотопно-геохимических анализов (74 пробы из раковин брахиопод и вмещающей породы); осуществлен отбор 12 проб и выпиливание из них ориентированных цилиндров для микротомографических исследований пустотного пространства из сартьюских карбонатных отложений (верхневизейско-нижнепермский НГК).

По результатам работ построены литологические колонки, уточнены мощности и литологическая характеристика и стратиграфическое положение картируемых подразделений девона—перми. Детально охарактеризована нижняя часть верхневизейско-нижнепермского НГК Воркутинского НГР ТПП.

Геологический отряд № 9 (нач. отряда Д. Б. Соболев) проводил исследования в Пермском крае в среднем течении р. Косьвы.

Задачи: изучение геологического строения, состава и комплекса биоты верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений. В частности, исследования были направлены на установление зональных подразделений по конодонтам и остракодам и выявление основных событийных уровней на основе седиментологических и изотопно-геохимических исследований с изучением динамики развития и эволюции ассоциаций микрофауны (конодонты, остракоды) и макрофауны (кораллы, брахиоподы и др.).



Детально изучен разрез пограничных отложений верхнего фамена — нижнего турне, вскрытый расчистками в правом борту долины р. Хорошевки (приток р. Косьвы). Проведено послойное литологическое описание с детальным отбором проб на микрофауну (конодонты, остракоды) и макрофауну (разнообразные кораллы, хететиды, брахиоподы, двустворки, мшанки, трилобиты, криноидеи и др.), а также на литологический и изотопно-геохимический анализы; в отдельных интервалах разреза (с обилием макрофауны) были произведены тафономические наблюдения для различных групп организмов и зафиксированы латеральные изменения, как в составе отложений, так

и биоценозов (в ряде одновозрастных срезов на протяжении 100 метров). Для коралловой фауны сделаны подробные палеоэкологические зарисовки (форма, размеры, ориентировка, деформации и симбионты).

Из пограничных отложений девона и карбона собран представительный материал для дальнейших биостратиграфических, палеоэкологических и тафономических исследований и сопоставления зональностей различных групп макро- и микрофауны. Установлены два уровня развития органогенных построек, основными строителями которых являлись колониальные кораллы.

Геологический отряд № 2 (нач. отряда В. А. Матвеев) проводил исследования в бассейне р. Падимейтывис Ненецкого АО.



Задачи: послойное описание разреза верхнего силура в бассейне р. Падимейтывис, изучение стратиграфического и фациального распространения строматолитовых построек, с отбором образцов с фаунистическими остатками, а также на геохимию и шлифы.

Изучен карбонатно-терригенный разрез силура в среднем течении р. Падымейтывис. Особое внимание уделено интервалам, заключающим строматолитовые постройки, которые являются важными объектами для палеогеографических реконструкций, для определения событийных уровней в разрезе и решения вопросов стратиграфии и корреляции силурийских отложений на территории Тимано-Североуральского региона.

Проведено послойное описание разреза с маркировкой слоев (203 слоя), отобраны эталонные коллекции фаунистических остатков: брахиоподы, кораллы, остракоды, гастроподы, ортоцерасы из стратотипического разреза верхнего силура, в котором обнажаются пограничные толщи венлока и лудлова, лудлова и пржидола. Отобрано 30 образцов со строматолитами,



59 образцов на конодонтовую микрофауну и 500 образцов с макрофауной, литологических и на изотопный анализ для последующей камеральной обработки, на количественный, спектральный, изотопный и другие виды анализов.

Изучение коллекций фауны позволит уточнить границу между ярусами силура. Верхневенлокский и лудловско-прижидольский интервалы представляют особый интерес, так как в них проявлены следы глобальных событий Мульде (венлок), Лау (лудлов) и события на рубеже лудлова и пржидола.

Лаборатория региональной геологии

Геологический отряд № 3 (нач. отряда А. В. Панфилов) проводил исследования в бассейнах рек Лонготьеган и Хадата Ямало-Ненецкого автономного округа.



Основной целью было уточнение структуры, вещественного состава, возраста и установление геодинамической эволюции магматических и метаморфических образований в северной части зоны Главного Уральского глубинного разлома (марункеуский метаморфический комплекс, няровейская и немуръюганская свиты няровейского комплекса, ханмейхойская и париквасьшорская свиты харбейского метаморфического комплекса), изучение процессов метаморфического и метасоматического изменения пород, типизация докембрийских магматитов основного и ультраосновного состава Харбейского выступа по геохимическим особенностям.

Породы париквасьшорской свиты изучались в междуречье рек Бол. Харбей и руч. Париквасьшор. Состав пород париквасьшорской свиты довольно однообразен. Преобладают гранат-слюдистые кристаллические сланцы, в составе которых иногда встречаются ставролит и кианит. В подчиненном количестве присутствуют мусковит-полевошпатовые кварциты. Для пород париквасьшорской свиты по сравнению с ханмейхойской свитой харбейского комплекса характерно относительно слабое проявление процессов гранитизации, что свидетельствует о более низкой степени метаморфизма пород. По данным наблюдений и проведенного картирования можно сказать, что породы париквасьшорской свиты претерпели по крайней мере 4 этапа деформаций и образуют тектоническую пластину, зажатую пластинами пород ханмейхойской свиты.

Продолжено изучение вещественного состава и геолого-структурных особенностей марункеуского



комплекса в районе г. Слюдяная и по бортам первого левого притока руч. Няро-Шор. Подтверждено наше предположение о том, что эклогиты относятся к продуктам наиболее раннего этапа метаморфизма: реликты исходных магматических пород (габбро) встречаются в ассоциации с парагенезисами эклогитовой фации.

Изучены разрезы верхнехарбейской свиты по руч. Няро-Шор и отобраны пробы метапесчаников на возраст (возраст свиты принимается условно как среднерифейский) и различные виды анализов.

Описаны обнажения минисейшорской свиты няровейской серии вдоль руч. Немуръюган и руч. Мраморный. Слюдисто-кварцевые сланцы минисейшорской свиты здесь повсеместно гранитизированы и окварцованы, а также пиритизированы. Среди них наблюдаются тела пиритизированных метабазальтов. Изучены породы немуръюганской свиты. Отобраны пробы предположительно метаалевропелитов на возраст для определения нижней границы свиты.

Лаборатория геологии нефтегазоносных бассейнов

Геологический отряд № 6 (нач. отряда И. С. Котик) проводил исследования в бассейне среднего течения р. Адьзва, руч. Дэршор и Памвашор Ненецкого автономного округа.



Главной целью исследований являлось установление литолого-геохимических особенностей и условий образования силурийских и девонских отложений, особенностей трещинного и порового пространства, распределения в разрезе нефтегазоматеринских пород и состава содержащегося в них органического вещества.

По результатам полевых работ проведено послойное описание естественных выходов силурийских и девонских отложений с одновременным отбором проб для проведения микропалеонтологических, литологических и изотопно-геохимических исследований.

Изученные отложения нижнего девона на прилегающей к западу территории вала Гамбурцева содержат промышленные скопления нефти. Поэтому при макроскопическом изучении разрезов уделялось внимание наличию пористо-кавернозных интервалов — потенциальных коллекторов. Такие интервалы были установлены в отложениях нижнего девона: 1) в пачке II овинпармского горизонта, слой пористо-кавернозных доломитов; 2) в кровле нижнего девона, толща закарстованных доломитов.



На руч. Дэршор вскрыт эрозионный контакт отложений лохковского яруса нижнего девона и живетских отложений среднего девона. Известно, что эрозионные процессы способствуют формированию вторичной пористости в карбонатных породах, улучшая тем самым их коллекторские свойства. Нами было проведено детальное изучение толщи закарстованных доломитов нижнего девона, являющейся результатом проявления предсреднедевонского перерыва в осадконакоплении.

Кроме наличия потенциальных коллекторов важным фактом являлось обнаружение в известняках пачки III овинпармского горизонта включений твердого битума и гнезд, заполненных нефтеподобным веществом. Наличие в изученных нижнедевонских отложениях нафтидопроявлений является прямым признаком проходивших процессов генерации углеводородов.

Геофизическая лаборатория «Сыктывкар»

Геологический отряд № 1 (нач. отряда В. В. Удоратин) проводил исследования в Усть-Куломском и Княжпогостском районах Республики Коми.



Главной целью исследований являлось изучение глубинного строения и тектонической активности разломных зон Вычегодского прогиба и Тиманской гряды.

В результате проведенных исследований на территории северо-восточной окраины Русской плиты выявлено три узла пересечения системы ортогональных глубинных разломов: Зимнебрежный, Вашкинский и Притиманский. В пределах Притиманского узла Локчимского траппового поля были намечены участки для проведения полевых работ, расположенные в градиентных зонах на периферии региональных максимумов гравиметрического и магнитного полей, предположительно основного (ультраосновного (?) состава. Выполнены 12 профилей пешеходной магнитометрической съемки. Длина профилей: 1 — 2,5 км; 2—9 — 500 м; 10 — 5 км; 11 — 10 км; 12 — 2,5 км. По материалам предварительной обработки подтверждена ранее выявленная магнитная аномалия, а также выявлены еще две аномалии. В поймах ручьев Луктырнаель, Пармаель, Седъель, вытекающих из-под аномалий, проведено шлиховое опробование.

В пределах Южного и Среднего Тимана в зоне Западно-Тиманского разлома выполнены радиометрическая, магнитометрическая и микросейсмическая съемки по профилям вблизи населенных пунктов.



В результате магнитометрических наблюдений по региональным профилям выделены зоны с аномальными значениями магнитного поля. Детальными магнитометрическими работами показан контур и морфология отдельных аномалий.

За время полевых исследований отработаны 105 пунктов наблюдения объемной активности радона, из-



мерения на которых проводились от 1 до 5 раз. Значения объемной активности радона Rn^{222} варьируют от 0 до 2000 Бк/м^3. Стандартные значения, показывающие нормальный фон, находятся в пределах 0—250 Бк/м^3. Выделяются участки с аномально высокими значениями ОАР. На отдельных участках разломных зон выполнены электроразведочные работы и проведены микросейсмические исследования.

Лаборатория минералогии

Геологический отряд № 4 (нач. отряда М. Ю. Сокерин) проводил исследования в Интинском районе Республики Коми.

Целью являлось уточнение минерального и химического состава, стадийности, возраста и условий



образования руд и метасоматитов Кожимского района Приполярного Урала.

Изучено проявление шунгита на р. Кожим в районе устья р. Балбанъю, являющееся уникальным не только для Урала, но и для всей России. Установлено, что шунгит представлен черными со смоляным блеском каплевидными агрегатами размером 1—7 мм, реже — тончайшими изогнутыми червеобразными выделениями, иногда инкрустирующими пустоты с мелкими друзами белого доломита. Вмещающими образованиями является белый вторичный доломит, слагающий цемент катаклазитов и брекчий в темно-серых мелкокристаллических интенсивно дислоцированных нижнесиллурийских кремнистых доломитах ручейной свиты таборотинской серии. Проведена детальная документация всех шунгитсодержащих коренных выходов. Связь шунгитовой минерализации с явно постседиментационными и постскладчатыми брекчиями и катаклазитами позволяет сделать предположение о гидротермальной природе этой минерализации.

Изучены уран-серебряное рудопроявление Ясное и уран-серебро-медное рудопроявление Народинское. На обоих урансодержащих проявлениях в дальнейшем планируется уточнение границ распространения радиоактивных уран-торий-содержащих пород и выявление степени радиационного заражения почвенного покрова и водотоков в районах указанных проявлений.



В районах верховьев р. Пелингичей и руч. Сюрасьрузьвож проведено изучение литогеохимических особенностей и метаморфизованных рифейских пород и метасоматитов по ним в зонах разломов, содержащих полиметаллическую (проявления Синильга, Караванное) и редкую для севера Урала пьемонтитовую минерализацию, собран необходимый материал для уточнения вещественного состава и возраста руд и пород.

Лаборатория петрографии

Геологический отряд № 8 (нач. отряда А. С. Шуйский).

I этап. Полевые исследования проводились в пределах Воркутинского района Республики Коми — верховье р. Енганеяха (кряж Енганепэ). В коренных выходах на р. Янганэ-яха и руч. Камы-шор, в зоне контакта протоуралид-тиманид и уралид проведено описание и опробование отложений манитанырдской свиты нижнего ордовика и подстилающих их отложений енганэпейской и бедамельской свит. В разрезе манитанырдской серии установлено присутствие двух разновидностей конгломератов, визуально различающихся по цвету, а также составу и окатанности обломков. Залегающие в основании палеозойского разреза серовато-зеленые конгломераты, по нашему мнению, представляют собой отложения межгорной молассы хойдышорской свиты, нижнего члена манитанырдской серии и по положению в разрезе и генетической принадлежности являются аналогами лаптопайской молассы Приполярного Урала.



На западном склоне кряжа Енганепэ установлено присутствие в толще песчаников слоя, содержащего конкреционные образования, предположительно карбонатного состава, нехарактерных для нижнепалеозойских терригенных пород. Их присутствие является индикатором смены условий осадконакопления и источника обломочного материала на локальном участке шельфа.

Отобрано 94 образца горных пород, 94 сколка на шлифы, 46 проб на химический анализ, 4 пробы на минералогический анализ.

II этап — хребет Марун-Кеу (Ямало-Ненецкого автономный округ). Проведено изучение метаморфитов и метагранитоидов марун-кеуского эклогит-гнейсового комплекса. Отобраны пробы на циркон из гнейсогранитов комплекса и пробы слюдитов для датирования Ar-Ar-методом. Установлено, что вокруг массивных блоков высокобарического парагенезиса (гранатовых перидотитов и апогаббровых эклогитов) развиты бластомилониты, содержащие изумрудно-зеленую слюду. Эти слюдосодержащие бластомилониты являются теми зонами, по которым блоки высокобарических пород выводились из зоны субдукции в более высокие участки коры.

III этап. Южная часть Гердизского массива (Ямало-Ненецкий автономный округ). Проведено опробование гранитоидов в районе р. Няровей-Хадата и ее притоков, южной части Гердизского массива, геологическая документация и фотодокументация гранитных тел. Особое внимание уделялось контактам гранитоидов с вмещающими породами. Установлено, что гранитоиды подверглись разной степени катаклаза и различаются между собой текстурно-структурными особенностями и размерностью породообразующих минералов. Во всех случаях установлены резкие контакты гранитоидов с амфиболитами, которые иногда являются тектоническими.

Лаборатория палеонтологии

Геологический отряд № 10 (нач. отряда И. В. Кряжева) проводил исследования в пределах Вуктыльского района Республики Коми, в национальном парке «Югыд ва».

Основной целью полевых исследований являлось получение нового ископаемого материала из карстовых полостей Северного Урала. В задачи полевых исследований входил поиск местонахождений костных остатков позднечетвертичных позвоночных в долине р. Подчерем и проведение в них раскопок, а также отбор образцов на литологический и спорово-пыльцевой анализы и сбор погадочного материала.





В результате маршрутных исследований в береговых обнажениях известняков карбона на правом берегу р. Подчерем на высоте 20 м от уреза воды была обнаружена глубокая карстовая полость с большим количеством костных остатков млекопитающих, птиц и рыб на полу и в рыхлых отложениях. Местонахождение представляет собой небольшую пещеру с двумя входами, глубиной 11 м, высотой 4 м и шириной 7 м. В центре одного из входов был заложен раскоп площадью 1 м^2, мощность рыхлых отложений составила 1 м. Рыхлые отложения содержат большое количество костных остатков позвоночных, предположительно средне- и позднеголоценового возраста. Собран погадочный материал, который дает представление о современной фауне мелких млекопитающих (усредненные данные за последние несколько лет).

Полученные данные по истории фауны мелких млекопитающих Северного Урала в среднем и позднем голоцене позволят восстановить динамику состава и структуры фауны в эти интервалы в связи с изменениями климата.

Геологический отряд № 11 (нач. отряда П. А. Безносов) проводил исследования на территории Ненецкого автономного округа на Северном Тимане.

Целью полевых работ являлось проведение палеонтологических и литологических исследований отложений нижнего франа верхнего девона на р. Суле.



Детально обследован разрез надбазальтовой толщи девона, выходящий ниже Сульского водопада и представленный здесь сильно конденсированной выучейской свитой и низами груборучейской свиты. Произведен отбор проб пород для СПА, а также углей, углистых сланцев (т. н. тиманской рогожки) и углефицированной древесины для различных видов анализа. Из разреза груборучейской свиты взяты образцы ископаемой ихтиофауны, включающие *Asterolepisradiata*, *Bothriolepis* cf. *obrutschewi* и *Glyptolepis* sp.

На левом берегу Сулы непосредственно ниже Сульского водопада в верхах кумушкинской свиты, в настоящее время относимой к живетскому ярусу среднего девона, обнаружено очень своеобразное захоронение остатков ископаемых позвоночных и растений. Здесь, в толще базальтов, характеризующихся шаровой отдельностью, залегает небольшой линзовидный прослой тонкослоистых углистых алевролитов средней мощностью 0.3 м (максимум до 0.8 м) и длиной около 50 м. Остатки рыб здесь характеризуются хорошей степенью сохранности и представлены не только изолированными костными элементами, но и частично сочлененными фрагментами скелетов. В полевых условиях среди них определены саркоптеригии



Laccognathus sp., *Glyptolepis* sp., Osteolepiformesgen. indet. 1, Osteolepiformes gen. indet. 2, Dipnoi gen. indet. и акантоды *Devononchus* sp. и *Haplacanthus* sp. Ранее для кумушкинской свиты остатки позвоночных отмечались только из разреза по р. Белой, где представлены плохо сохранившимися фрагментами пластин *Psammolepis* sp., *Asterolepis* sp и *Bothriolepis* sp.

Попутно для геологического музея из разрезов ассельского, сакмарского и артинского ярусов, выходящих в районе устья р. Щучьей, собрана представительная коллекция фауны раннепермских беспозвоночных, включающая остатки мшанок, брахиопод, криноидей, двустворчатых моллюсков и пр.

Лаборатория минералогии алмаза

Геологический отряд № 7 (нач. отряда Т. Г. Шумилова) проводил исследования в пределах Ненецкого и Ямало-Ненецкого автономных округов на рр. Саяха, Путью, Сибирчата-Яха, Сопча-Ю, Кара, Анарога.

Основной целью работы было минералого-геохимические изучение и анализ мобилизации минерального вещества углеродистых пород подложки при интенсивном импактном и постимпактных процессах.

В ходе полевых работ выполнены детальные исследования импактитов и пород мишени в западной, южной и юго-восточной частях Карской астроблемы. Выполнено 15 маршрутов, проанализировано 40 точек наблюдения с детальным описанием и опробованием обнажений. Всего отобрано 320 штуфных образцов импактитов и пород мишени, 107 проб импактитов и пород мишени для геохимических исследований, включая импактные стекла «жильного» типа, 86 образ-

цов стекол (неизмененных и выветрелых), в том числе стекол «жильного» типа, произведен отбор 9 проб воды (с дубликатами) в бассейнах рр. Саяха, Путью, Сибирчата-Яха, Сопча-Ю, Кара, Анарога, Хановейяха, Хальмеръю для геохимических исследований.

В результате исследований установлены особенности распределения ранее выделенных 3-х типов зювитов, вскрыты и описаны контакты с породами мишени.

Впервые выявлена новая разновидность расплавных импактитов с признаками ликвационного расслоения импактного расплава на несмешивающиеся компоненты — карбонатную, алюмосиликатную и силикатную. Впервые обнаружены признаки присутствия в зювите консолидированных реликтов карбонатного расплава с пемзовидной текстурой. Впервые на территории Карской астроблемы выявлены прогретые до состояния тагамитов ритмичные пачки пород мишени с сохранением первичной осадочной ритмичности, в том числе с разной степенью прогрева, позволяющие проследить особенности изменения осадочных пород по мере увеличения термодинамической импактной нагрузки.

Геологические наблюдения особенностей залегания импактитов с высокобарными стеклами «жильного» типа позволяют выделить среди импактитов Карской астроблемы высокобарный донный комплекс расплавных пород, образующий инъекционные



восходящие массивы, сопрягающиеся местами с площадными импактитами верхнего заложения.

Выполненные геологические наблюдения являются основой для уточнения модели образования Карской астроблемы и условий формирования импактитов по осадочным породам и механизмов образования алмазов по реликтовому органическому материалу. Большой объем опробования высокобарных импактных стекол жильного типа позволяет провести, помимо минералогических исследований, анализ физических свойств с целью выявления потенциально практически значимых высокобарных материалов, образовавшихся в экстремальных условиях температуры и давления.

Хроника

4 октября 2017 г. состоялась успешная защита докторской диссертационной работы Н. С. Бурдельной «Моделирование химической структуры керогена и ее трансформации при катагенезе средневолжских и доманиковых углеродистых пород Восточно-Европейской платформы» по специальности 25.00.09 — «геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых», в диссовете Д 003.068.02 на базе Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука Сибирского отделения РАН (Новосибирск). Научный консультант — Д. А. Бушнев (ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар).

5 октября — юбилей заведующей лабораторией петрографии ИГ Коми НЦ УрО РАН кандидата геолого-минералогических наук Ксении Викторовны Куликовой.

6 октября присвоены звания «Почетный геолог Республики Коми» Евгению Павловичу Калинину, Ксении Викторовне Куликовой и Оксане Владимировне Удоратиной.

14 октября — 35 лет трудовой деятельности вахтера (до 2011 года — старшего техника шлифовальной мастерской) Надежды Леонидовны Сорвачевой.

17—18 октября — Всероссийская научная конференция «Природное геологическое наследие Европейского Севера России».

19 октября присвоены звания «Почетный ветеран Уральского отделения Российской академии наук» Якову Эльевичу Юдовичу и Владимиру Степановичу Цыганко.

28 октября — юбилей ведущего научного сотрудника, кандидата геолого-минералогических наук Оксаны Владимировны Удоратиной.

Chronicle

October 4, 2017, N. S. Burdelnaya successfully defended her doctoral thesis «Modeling of chemical structure of kerogen and its transformation at catagenesis of Middle Volga and Domanik carbonaceous rocks of the East European Platform», specialty 25.00.09 — «Geochemistry, geochemical methods of mineral prospecting», in Novosibirsk, dissertation council D 003.068.02, on the basis of the Institute of Oil and Gas Geology and Geophysics named after A. A. Trofimuk of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences. Science advisor D. A. Bushnev.

October 5 — Head of the Petrography Laboratory of Institute of Geology, Candidate of geological and mineralogical sciences celebrated her Jubilee.

October 6 — Evgeny Pavlovich Kalinin, and Oksana Vladimirovna Udoratina were awarded the title «Honorary Geologist of Komi Republic».

October 14 — Nadezhda Leonidovna Sorvacheva celebrated 35 years of her work as a watchman (until 2011 she was a senior technician of a grinding workshop).

October 17—18 — All-Russian scientific conference «Natural geological heritage of the European North of Russia» was held.

October 19 — Yakov Elievich Yudovich and Vladimir Stepanovich Tsyganko were awarded the title «Honored veteran of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences».

October 28 — Leading Researcher, Candidate of geological and mineralogical sciences Oksana Vladimirovna Udoratina celebrated her anniversary.

ПРАВИЛЬНО ВЫБРАТЬ МЕЧТУ

К юбилею Оксаны Владимировны Удоратиной

RIGHT CHOICE OF DREAM

Celebrating Oksana Vladimirovna Udoratina's Jubilee

Oksana Vladimirovna Udoratina is a highly qualified specialist in geochemistry and geochronology of igneous, metamorphic (metasomatic) rocks, petrology, mineralogy and genesis of rare metal deposits. She made a significant contribution to the study of complex rare metal-radioactive-rare earth ores of the Northern Urals and Timan. She developed criteria for distinguishing ore and non-ore metasomatites, determined the age of processes of rare metal ore formation, substrates of ore productive metasomatites and their sources. For the first time she received isotope-geochemical data of the rocks, composing ore fields, and significantly expanded list of minerals of the studied deposits and ore occurrences.



Оксана Владимировна Удоратина — высококвалифицированный специалист в области геохимии и геохронологии магматических, метаморфических (метасоматических) горных пород, петрологии, минералогии и генезиса редкометалльных месторождений. Ею внесен значительный вклад в изучение комплексных редкометалльно-радиоактивно-редкоземельных руд севера Урала и Тимана, разработаны критерии отличия рудных и нерудных метасоматитов, установлен возраст проявления процессов редкометалльного рудообразования, субстратов рудных продуктивных метасоматитов и их источников. Кроме того, впервые были получены изотопно-геохимические данные пород, слагающих рудные поля, и значительно расширен список минералов изученных месторождений и рудопроявлений.

Свою научную деятельность Оксана Владимировна начала в 1989 г. в должности лаборанта-исследователя в лаборатории петрографии и рудных полезных ископаемых Института геологии КНЦ. В 1996 г. в Санкт-Петербургском горном институте она защитила кандидатскую диссертацию по теме «Кварц-полевошпатовые метасоматиты севера Урала». Она закончила очную докторантуру Коми НЦ УрО РАН и после окончания работала в должности старшего научного сотрудника, в 2008—2013 гг. руководила лабораторией петрографии, а в настоящее время является ведущим научным сотрудником этой лаборатории.

Оксана Владимировна — руководитель и исполнитель проектов РФФИ, УрО РАН и совместных проектов с СО РАН, а также проектов в рамках соглашения со Стэнфордским университетом (2009—2014 гг.) и Китайской Народной Республикой (2016), исполнитель в научной школе Г. П. Зарайского (2002—2009 гг.).

Единолично и в соавторстве Оксаной Владимировной опубликовано 360 работ, из них 60 статей в рецензируемых журналах и две монографии: «Полевошпатовые метасоматиты локальных зон смятия севера Урала» и «Редкометалльные комплексы Полярного Урала (геохронология и исследование включений в цирконах, Тайкеуское месторождение)», а также пять монографий в соавторстве. Она неоднократно была ответственным редактором сборников трудов Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

За время работы в Институте геологии ею проведено 24 полевых сезона на Урале, Среднем Тимане и Пай-Хое, в Восточном Забайкалье и горах Кламат (США).

Оксана Владимировна проводила в Сыктывкарском университете практические занятия по курсу «Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых». Под её руководством подготовлены курсовые, дипломные и кандидатская работы.

О. В. Удоратина была награждена почетными грамотами Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Уральского отделения Российской академии наук, Российской академии наук и профсоюза РАН, Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды РК, Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации. В 2017 году ей присвоено звание РК «Почетный геолог Республики Коми».

Дорогая Оксана Владимировна, Вы яркая, энергичная, обаятельная, трудолюбивая и изумляющая женщина, а кроме того — любящая мать двоих прекрасных детей и настоящий верный друг. Поздравляем Вас с юбилеем и хотим, чтобы все ваши желания исполнились!

Редколлегия Вестника

ЛУЧШЕ ГОР МОГУТ БЫТЬ ТОЛЬКО ГОРЫ

К юбилею Ксении Викторовны Куликовой

ONLY MOUNTAINS CAN BE BETTER THAN MOUNTAINS

Celebrating Ksenia Viktorovna Kulikova's Jubilee

Ksenia Viktorovna Kulikova is a well-known expert in magmatism, metamorphism and mineralogy of gabbro-hyperbasite complexes of Main Ural Fault zone, geology and geochemical features of volcanoplutonic Precambrian associations of the Northern Urals and Pay-Khoy. Currently she is a senior lecturer at the Institute of Natural Sciences of Syktyvkar State University named after Pitirim Sorokin. For several years (1998—2003) she was a leading lecturer of educational geological survey practice. Ksenia Viktorovna repeatedly won Academic Ski Races for Komi Science Center and «Academiada» competitions.



Ксения Викторовна Куликова — известный специалист в области магматизма, метаморфизма и минералогии габбро-гипербазитовых комплексов зоны главного Уральского надвига; геологии и геохимических особенностей вулканоплутонических докембрийских ассоциаций севера Урала и Пай-Хоя.

Ее исследовательский путь в стенах Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР начался в августе 1990 г. с должности стажера-исследователя лаборатории петрографии. Последовательно поднимаясь по служебной лестнице, она стала руководителем лаборатории.

Ксения Викторовна принимала активное участие в научно-исследовательских, геолого-съемочных и поисково-разведочных работах на особо чистое оптическое сырье, благородные металлы, сырье на редкоземельные элементы и алмазы на Полярном Урале, Пай-Хое и Тимане. Ею проведена типизация габброидов Щучьинской зоны Полярного Урала, выяснены геодинамические обстановки их формирования, а также выявлены условия кристаллизации породообразующих и рудных минералов, что позволило более надежно осуществить прогноз ряда полезных ископаемых Полярноуральского региона.

Ксенией Викторовной проводятся исследования высокобарических и ультравысокобарических комплексов Урала, перспективных на поиски титанового сырья и метаморфогенных алмазов. Ею разрабатывается модель формирования докембрийской активной окраины древнего суперконтинента Арктида, вещественные комплексы которого зафиксированы на поднятиях Енганепэ, Оченырд и Пай-Хойском антиклинории. Это позволяет оценить перспективы территории на стратегически важное сырье —оптический флюорит, золото, платиноиды.

По материалам исследований ею лично и в соавторстве опубликовано более сотни научных работ.

За годы работы Ксения Викторовна награждена почетными грамотами Института геологии КНЦ УрО РАН, Уральского отделения РАН, Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды РК, Министерства образования РК, Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации. В 2017 году ей присвоено звание «Почетный геолог Республики Коми».

Ксения Викторовна активно принимает участие в подготовке научных кадров. Общий стаж ее преподавательской деятельности около 20 лет. В настоящее время она доцент института естественных наук Сыктывкарского госуниверситета им. Питирима Сорокина. За период работы на кафедре геологии Ксения Викторовна разработала лабораторные занятия по курсу «Методы картирования магматических и метаморфических пород», которые проводила в 1998—2001 гг. В настоящее время ведет полный курс по этой дисциплине (лекции и лабораторные занятия), а также по курсу «Геотектоника». Несколько лет (1998—2003 гг.) она была ведущим преподавателем учебной геолого-съемочной практики.

Отличительной особенностью Ксении Викторовны является ее активное участие в подготовке студентами курсовых и выпускных квалификационных работ. Она является рекордсменкой среди преподавателей по числу студенческих работ, выполненных под ее руководством.

Ксения Викторовна достигла больших успехов и в спорте. Она неоднократно была призером по лыжным гонкам «Академическая лыжня» Коми научного центра и престижных массовых соревнований «Академиада РАН».

Дорогая Ксения Викторовна, Вы очень талантливый, добрый, отзывчивый человек, прекрасная мать и хороший друг. Поздравляем Вас с юбилеем и желаем здоровья и творческого долголетия!

Редколлегия Вестника



The Institute of Geology named after Academician N. P. Yushkin together with the Ministry of Industry, Natural Resources, Energy and Transport of Komi Republic, the Komi republican branch of Russian Geographical Society and with the participation of ProGeo Russian working group (European association for conservation of natural geological heritage) held the All-Russian Scientific Conference «Natural Geological Heritage of the European North of Russia» in October 17—18, 2017. The conference was a part of "Environment Year of the Russian Federation".

Это вторая конференция по проблемам геоконсервации, которая проводится ИГ Коми НЦ УрО РАН в Сыктывкаре. Первая состоялась в сентябре 2007 г. За прошедшие десять лет произошло много событий в области сохранения природного наследия: претерпели изменения законодательство и государственная политика, во многих регионах проведены работы по инвентаризации и оптимизации сети ООПТ, в качестве памятников природы предложены новые интересные территории и получены дополнительные данные по известным объектам геологического наследия.

Темы, которые обсуждались на конференции:

— общие вопросы сохранения геологического наследия: право, экономика, методология;

— сохранение природного геологического наследия средствами геоконсервации. Новые данные об объектах геологического наследия: геоморфологических, палеонтологических, стратиграфических, минералогических, петрографических и т. д.;

— накопление, сохранение и представление информации о природном геологическом наследии музейными средствами. Природный камень в искусстве, архитектуре и в интерьере населенных пунктов;

— сопряженность сохранения природного геологического наследия с сохранением исторической памяти о геологах, геологических экспедициях и горном производстве (персоналии, геологические архивы и библиотеки).

На конференции заслушано пять пленарных докладов, 33 секционных и 10 докладов представлено методом стендовой графики (всего 48 докладов). С обзорными сообщениями выступили Н. Н. Герасимов — заместитель председателя правительства Республики Коми, М. А. Чуйко — представитель Российской рабочей группы ProGeo (С.-Петербург), А. А. Ермаков — директор «Центра по ООПТ РК», П. П. Юхтанов — сотрудник ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Материалы, опубликованные в сборнике конференции, были тематически представлены следующим образом: природное геологическое наследие — 28,



С докладом выступает Н.Н. Герасимов — заместитель председателя правительства Республики Коми

Report by N. N. Gerasimov — Deputy Chairman of the Government of Komi Republic

геологические музеи и архивы — 8, история геологических исследований и персоналии — 14.

В конференции приняли участие представители Сыктывкара, Санкт-Петербурга, Казани, Челябинска, Ухты, Инты, Вуктыла, с. Корткерос и с. Визинга. Заочно (представили материалы) участвовали жители Москвы, Петрозаводска, Апатитов (Мурманская область), Екатеринбурга, а также представитель Гронингемского университета из Нидерландов. Были представлены следующие организации: Институт геологии, Институт биологии и Институт истории, языка и литературы Коми НЦ УрО РАН, Геологический институт Кольского НЦ РАН, Институт геологии Карельского НЦ РАН, ВСЕГЕИ, ЦНИИГеолнеруд, Министерство промышленности РК, Центр по ООПТ РК, Территориальный фонд информации РК, Национальный парк «Югыд ва», Сыктывкарский госуниверситет им. Питирима Сорокина, Челябинский госуниверситет, Ухтинский технический госуниверситет, Геологический музей им. А. Я. Кремса, Интинский краеведческий музей, Национальная галерея РК, музей «Геологическая коллекция» (Ухта).



Символ конференции — гора Сабля (высота 1497 м), Приполярный Урал. Фото В. Данько

The symbol of the conference is Sablya Mt. (height 1497 m), which is located in the Subpolar Urals. Photo by V. Danko



Экскурсию в Геологическом музее им. проф. А. А. Чернова проводит заведующая музеем И. С. Астахова.

Excursion in the Geological Museum named after prof. A. A. Chernov conducted by the head of the museum I. S. Astakhova

Персональный состав конференции: всего зарегистрировано 92 участника, 62 из которых авторы и соавторы докладов. Среди зарегистрированных участников 15 докторов наук, 43 кандидата наук.

Во время конференции в Геологическом музее им. А. А. Чернова ИГ Коми НЦ УрО РАН была организована выставка литературы (из собрания музея) по теории и практике сохранения геологического наследия, истории геологических исследований, музейному делу. Для участников конференции проведены экскурсии по геологическому музею.

В качестве эмблемы конференции взято изображение г. Сабли — одной из красивейших вершин Приполярного Урала.

Издан электронный вариант сборника материалов конференции: «Природное геологическое наследие Европейского Севера России»: Материалы всероссийской научной конференции / Редактор-составитель П. П. Юхтанов. Сыктывкар: Геопринт, 2017. 186 с. Сборник размещен на сайте ИГ Коми НЦ УрО РАН: geo.komisc.ru/science_results/scientific-publication/proceedingofmeetings/meetings/2017/594-geonaslediye2017

Работа конференции освещалась в СМИ: 17 октября информация прошла в новостях телеканала «Юрган»: youtu.be/3VFzwB8Ngyo (на коми языке).

Необходимо отметить, что в рамках Года экологии и особо охраняемых природных территорий РФ конференция в Сыктывкаре стала **единственным** мероприятием, целиком посвященным проблемам сохранения «неживой природы» — объектов геологического наследия — и состоянию памятников природы геологического профиля, уже имеющих статус особо охраняемых природных территорий.

П. Юхтанов

Ответственный за выпуск:
Н. С. Инкина

Редакторы издательства:
О. В. Габова, К. В. Ордин (английский)

Компьютерная верстка
А. Ю. Перетягина

Свид. о рег. средства массовой информации ПИ № ФС77-56817 от 29.01.2014
Подписано в печать 06.12.2017

Тираж 180 Геопринт Заказ 1056

Редакция:
167982, Сыктывкар, Первомайская, 54

Тел.: (8212) 24-51-60
Факс: (8212) 44-82-68
E-mail: vestnik@geo.komisc.ru

На обложке использованы фото И. Астаховой, Ю. Глухова, И. Голубевой, Р. Шуктомова