



Главный редактор *А. М. Асхабов*

Зам. главного редактора *И. Н. Бурцев*

Зам. главного редактора *О. Б. Котова*

Ответственный секретарь *И. В. Козырева*

Chief Editor *A. M. Askhabov*

Deputy Chief Editor *I. N. Burtsev*

Deputy Chief Editor *O. B. Kotova*

Executive Secretary *I. V. Kozyreva*

Редакционный совет

- Л. Н. Андреичева*, Сыктывкар, Россия
А. И. Антошкина, Сыктывкар, Россия
Т. М. Безносова, Сыктывкар, Россия
М. А. Богдасаров, Брест, Беларусь
М. А. Т. М. Брокманс, Тронхейм, Норвегия
Д. А. Бушнев, Сыктывкар, Россия
Ю. Л. Войтеховский, Санкт-Петербург, Россия
А. Д. Гвишиани, Москва, Россия
В. А. Жемчугова, Москва, Россия
А. В. Журавлев, Сыктывкар, Россия
Д. А. Зедгенизов, Екатеринбург, Россия
В. А. Каширцев, Новосибирск, Россия
М. Комак, Любляна, Словения
С. В. Кривовичев, Санкт-Петербург, Россия
С. К. Кузнецов, Сыктывкар, Россия
Н. А. Малышев, Москва, Россия
М. Мартинс, Ору-Прету, Бразилия
Т. П. Майорова, Сыктывкар, Россия
П. Мянник, Таллин, Эстония
А. И. Николаев, Апатиты, Россия
Б. М. Осовецкий, Пермь, Россия
Ю. Ф. Патраков, Кемерово, Россия
И. В. Пеков, Москва, Россия
Д. В. Пономарев, Сыктывкар, Россия
Д. Ю. Пушчаровский, Москва, Россия
А. М. Пыстин, Сыктывкар, Россия
Ш. Сун, Мянъян, Китай
К. М. Соджа, Гамильтон, Нью-Йорк, США
О. В. Удоратина, Сыктывкар, Россия
М. А. Федонкин, Москва, Россия
А. Г. Шеломенцев, Екатеринбург, Россия

Технический редактор *Г. Н. Каблис*

Заведующий редакцией *Т. А. Некучаева*

Editorial Board

- L. N. Andreicheva*, Syktyvkar, Russia
A. I. Antoshkina, Syktyvkar, Russia
T. M. Beznosova, Syktyvkar, Russia
M. A. Bogdasarov, Brest, Belarus
M. A. T. M. Broeckmans, Trondheim, Norway
D. A. Bushnev, Syktyvkar, Russia
Yu. L. Voytekhovskiy, St. Petersburg, Russia
A. D. Gvishiani, Moscow, Russia
V. A. Zhemchugova, Moscow, Russia
A. V. Zhuravlev, Syktyvkar, Russia
D. A. Zedgenizov, Yekaterinburg, Russia
V. A. Kashirtcev, Novosibirsk, Russia
M. Komac, Ljubljana, Slovenia
S. V. Krivovichev, St. Petersburg, Russia
S. K. Kuznetsov, Syktyvkar, Russia
N. A. Malyshev, Moscow, Russia
M. Martins, Ouro Preto, Brazil
T. P. Mayorova, Syktyvkar, Russia
P. Männik, Tallinn, Estonia
A. I. Nikolaev, Apatity, Russia
B. V. Osovetsky, Perm, Russia
Yu. F. Patrakov, Kemerovo, Russia
I. V. Pekov, Moscow, Russia
D. V. Ponomarev, Syktyvkar, Russia
D. Yu. Pushcharovsky, Moscow, Russia
A. M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Sh. Sun, Mianyang, China
C. M. Soja, Hamilton, NY, USA
O. V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
M. A. Fedonkin, Moscow, Russia
A. G. Shelomentsev, Yekaterinburg, Russia

Technical Editor *G. N. Kablis*

Managing Editor *T. A. Nekuchaeva*

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Выходит ежемесячно. Основан в 1995 году
академиком Н. П. Юшкиным.

Предыдущее название:

Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Двухлетний импакт-фактор
РИНЦ журнала (2024) – 0.462



SCIENTIFIC JOURNAL

Monthly issued. Founded in 1995
by Academician N. P. Yushkin.

Former title:

Vestnik of Institute of Geology of Komi SC UB RAS

Two-year RSCI
impact factor (2024) – 0.462

Содержание**Content**

Перспективные поисковые объекты в турнейских клинформах Актаныш-Чишминского прогиба <i>Л. Н. Чанышева, Р. В. Мирнов, Ю. А. Котенёв</i> 3	Prospective exploration targets in the Tournaisian clinoforms of the Aktanish-Chishmy trough <i>L. N. Chanysheva, R. V. Mirnov, Yu. A. Kotenev</i> 3
Преобразования детритовых хромшпинелидов при метаморфизме нижнепалеозойских пород алькесвожской свиты (Приполярный Урал) <i>С. А. Онищенко, Л. И. Ефанова, С. К. Кузнецов</i> 15	Transformations of detrital chrome spinels during metamorphism of Lower Paleozoic rocks of the Alkesvozh suite (Subpolar Urals) <i>S. A. Onishchenko, L. I. Efanova, S. K. Kuznetsov</i> 15
Геохимия индия и других редких элементов в биотите как индикатор условий образования Губановской интрузии (Выборгский массив гранитов рапакиви) <i>И. В. Рогова, С. Г. Скублов, А. В. Березин, Д. А. Петров</i> 33	Geochemistry of indium and other trace elements in biotite as an indicator of the formation conditions of the Gubanov intrusion (Wiborg rapakivi granite massif) <i>I. V. Rogova, S. G. Skublov, A. V. Berezin, D. A. Petrov</i> 33
Кинетические особенности и механизм формирования сферических частиц кремнезема по данным динамического рассеяния света <i>Д. В. Камашев, А. М. Асхабов</i> 41	Kinetic features and mechanism of formation of spherical silica particles according to dynamic light scattering data <i>D. V. Kamashev, A. M. Askhabov</i> 41

Хроника, события, факты**Chronicle, events, facts****Анонс публикаций****Publication announcement**

Минералы и горные породы. Коллекции академика Н. П. Юшкина..... 50	Minerals and rocks. Collections of Academician N. P. Yushkin 50
Атомно-силовая микроскопия дефект-стимулирован- ного роста и растворения кристаллов <i>Н. Н. Пискунова</i> 50	Atomic force microscopy of defect-actuated growth and dissolution of crystals <i>N. N. Piskunova</i> 50
Анна Ивановна Антошкина (наука, творчество, библиография)..... 51	Anna Ivanovna Antoshkina (science, creativity, bibliography)..... 51
Промышленные воды Тимано-Печорского седиментационного бассейна <i>Т. П. Митюшева, О. Е. Амосова, И. О. Машин</i> 52	Industrial waters of the Timan-Pechora sedimentation basin <i>T. P. Mityusheva, O. E. Amosova, I. O. Mashin</i> 52

Правила
оформления
статей



Vestnik
article
Formatting

geo.komisc.ru/vestnik/authors



Перспективные поисковые объекты в турнейских клиноформах Актаныш-Чишминского прогиба

Л. Н. Чанышева¹, Р. В. Мирнов², Ю. А. Котенёв²

¹ ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа, Россия
chanyshevaln@bnipi.rosneft.ru

² Уфимский государственный нефтяной технический университет, Уфа, Россия
Roman-mirnov@yandex.ru, geokot@inbox.ru

Современный этап геолого-разведочных работ характеризуется высокой степенью изученности традиционных объектов и возрастающей необходимостью поиска новых ловушек углеводородов сложного строения. Одним из наиболее актуальных направлений является детализация строения бортовых зон Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП). Объектом исследований выступает карбонатный клиноформный комплекс турнейского возраста, приуроченный к Актаныш-Чишминскому прогибу (Республика Башкортостан).

Обширный массив геолого-геофизической информации, включающий скважинные данные и материалы сейсморазведочных работ, послужил основой для проведения сейсмогеологического анализа. Построена модель строения турнейского клиноформного комплекса Актаныш-Чишминского прогиба (АЧП). Выделено пять генетических типов поисковых объектов, среди которых обломочные шлейфы, ундаформенные части клиноформ и структуры их облекания. Для каждого типа обоснованы диагностические признаки, служащие руководством для поиска аналогичных ловушек, и предложены рекомендации по доизучению с применением современной сейсморазведки.

Внедрение описанных в статье подходов позволит повысить достоверность геологических построений и точность прогноза нефтеносности карбонатных клиноформ не только на территории РБ, но и на сопредельных территориях Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Клиноформные комплексы ККСП обладают необходимым потенциалом для дальнейших исследований.

Ключевые слова: Актаныш-Чишминский прогиб, карбонатные клиноформы, обломочные шлейфы, поисковые объекты, перспективы нефтеносности, геолого-разведочные работы

Prospective exploration targets in the Tournaisian clinoforms of the Aktanish-Chishmy trough

L. N. Chanysheva¹, R. V. Mirnov², Yu. A. Kotenev²

¹ RN-BashNIPIneft, Ufa, Russia

² Ufa State Petroleum Technological University, Ufa, Russia

Current petroleum exploration is characterized by a high degree of maturity in traditional plays and an increasing need to identify new, complex hydrocarbon traps. One of the most relevant research directions is the detailed structural analysis of the Kama-Kinel Trough System (KKTS) margins. This study focuses on the Tournaisian carbonate clinoform complex within the Aktanysh-Chishmy Trough (Republic of Bashkortostan).

An extensive dataset, including well and seismic data, formed the basis for a detailed seismo-geological analysis. A structural-sedimentary model of the Tournaisian clinoform complex was developed. Five genetic types of exploration targets were identified, including carbonate debris fans, undaform (shelf) units and associated drape structures. Diagnostic features for each type were substantiated, and recommendations for further seismic-based studies were provided.

The application of the approaches described in this paper will improve the reliability of geological modeling and the accuracy of hydrocarbon potential forecasting for carbonate clinoforms, not only within the Republic of Bashkortostan but also across adjacent areas of the Volga-Ural petroleum province. The clinoform complexes of the Kama-Kinel Trough System (KKTS) retain significant potential for further detailed exploration.

Keywords: Aktanish-Chishmy trough, carbonate clinoforms, sedimentary aprons, exploration sites, oil prospects, geological exploration



Введение

Промышленная нефтегазоносность Республики Башкортостан берет свое начало с 30–40-х годов прошлого столетия. Одни из первых крупных открытий связаны с «девонской нефтью» Туймазинского месторождения (1944 г.) и песчаниками нижнего карбона Арланского месторождения (1955 г.). В отличие от терригенных толщ нижнего карбона и девона, карбонатные отложения верхнего девона – турне долгое время не рассматривались как самостоятельные крупные объекты. Открытие в 50–60-е годы ряда крупных месторождений, таких как Югомашевское, Четырманское и др., приуроченных к верхнедевонско-турнейскому нефтегазоносному комплексу, способствовало повышению интереса к изучению карбонатной части разреза. Появилось новое направление геолого-разведочных работ: биогермы и структуры их облекания. В то же время, наряду с открытием крупных по масштабам и запасам залежей, в отдельных скважинах получали притоки из незапланированных интервалов франско-турнейских отложений, в том числе из клиноформного комплекса. На сегодняшний день данные объекты представляют интерес, поэтому стала очевидна необходимость построения детальной геологической модели, полноценно охватывающей Актаныш-Чишминский прогиб (АЧП), с определением генезиса отложений, строения и закономерностей распространения поисковых объектов.

Камско-Кинельская система прогибов (ККСП) — связующее звено Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, которое с середины прошлого столетия объединяет исследователей из различных регионов. Запасы наиболее крупных нефтеносных объектов, приуроченных к амплитудным антиклинальным структурам, уже разведаны. Процесс поиска залежей углеводородов, как и их строение, усложняется, но вместе с этим активно развиваются технологии, позволяющие выполнять более детальные и объектно-ориентированные построения. Одно из наиболее актуальных направлений геолого-разведочных работ — изучение перспектив нефтегазоносности клиноформных комплексов, приуроченных к бортам ККСП.

Условно развитие знаний о Камско-Кинельской системе прогибов можно разделить на два основных временных этапа.

На первом этапе в работах ученых-геологов (Познер и др., 1955, 1957; Филиппова; Грачевский, 1959; Мирчинк и др., 1965; Юнусов, 1966; Хатъянов и др., 1976) был заложен фундамент современных представлений о происхождении и строении Камско-Кинельской системы прогибов. В ряде случаев (Мкртчян, 1964, 1980) выделялись зональные клиноформные комплексы, отмечена их существенная роль в распределении нефтегазоносности.

Вторая половина 90-х годов прошлого столетия открывала следующий этап изучения геологического строения ККСП, связанный с развитием сейсморазведочных работ МОГТ-3D. Исследователи (Калабин, Катошин и др., 2002; Шершнева и др., 1991; Шакиров, Вилесов и др., 2021; Шашкова, Четина, Моршкин, 2009, 2014; Фортунатова и др., 2005, 2006, 2007, 2022*, 2023; Чихирин и др., 2021) подчеркивали необходимость углубленного комплексного изучения клиноформ с применением подходов секвентной стратиграфии для извлечения максимально возможного количества геологической информации из сейсмических материалов. Это способствовало более детальному расчленению клиноформных комплексов ККСП, однако проблемы закономерностей локализации ловушек углеводородов так и остаются нерешенными.

Данная статья включает в себя описание перспективных нефтепоисковых объектов турнейского клиноформного комплекса Актаныш-Чишминского прогиба. Предложенный материал имеет прикладное значение для геологов-нефтяников и может послужить дополнением для принятия решений при планировании геолого-разведочных работ в зоне развития клиноформного комплекса.

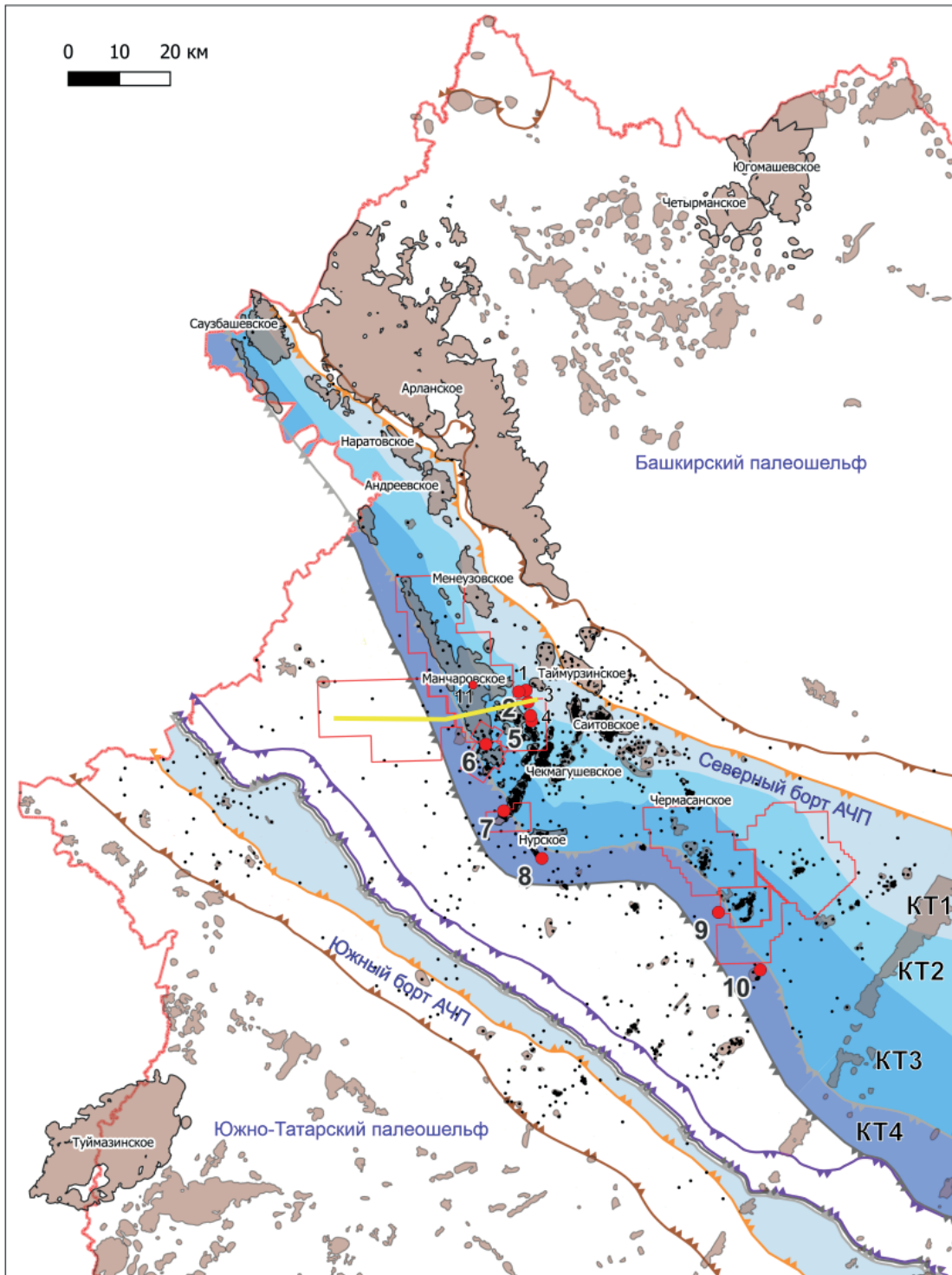
Материалы и методы

Исследуемая территория охватывает Актаныш-Чишминский прогиб и характеризуется довольно высокой степенью изученности (рис. 1). Северный борт, в отличие от южного, практически всецело покрыт съемками МОГТ-3D и профилями МОГТ-2D высокого разрешения, существующими в виде цифровых данных SEG-Y формата. Основой для анализа послужили сейсмические данные по 25 участкам МОГТ-2D/3D, скважинные данные, включая керн по 35 скважинам, ГИС по более 1900 скважинам, обширная база опробований и испытаний (более 800 скважин).

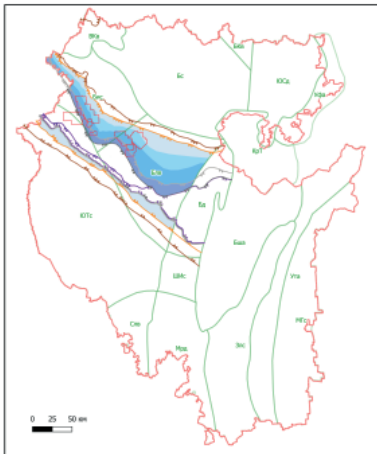
В керне из верхнедевонско-турнейского интервала разреза выделены литологические признаки, указывающие на колебания относительного уровня моря, охарактеризованы элементы клиноформного комплекса. С помощью данных ГИС интервалы отбора керна были сопоставлены с волновым полем. Для оценки коллекторских свойств пород были привлечены кубы акустического импеданса. Это позволило приблизиться к более объективному восприятию волнового поля, пониманию условий осадконакопления и построить геологическую модель клиноформного комплекса. Для определения критериев перспективности проводился сравнительный анализ успешных и неподтвержденных объектов. Основным результатом построений — это генезис, строение и перспективы нефтеносности поисковых объектов клиноформного комплекса Актаныш-Чишминского прогиба.

* Фортунатова Н. К., Канев А. С., Бушueva М. А. Сейсморазведочные работы в пределах Благовещенской впадины и Южно-Татарского свода: Государственное задание ФГБУ «ВНИГНИ» № 049-00012-20-01 от 28.01.2020 г., № 049-00003-21-00 от 12.01.2021 г., № 049-00014-22-01 от 14.01.2022 г. Приказ Федерального агентства по недропользованию № 504 от 27.09.2022 г. ФГБУ «ВНИГНИ». М. 2022, РФГФ, № 546401.

Fortunatova N. K., Kanev A. S., Bushueva M. A. Seismic Exploration within the Blagoveshchensk Depression and the South Tatar Arch. State Assignment of All - Russian Research Geological Oil Institute (VNIGNI) 049-00012-20-01 dated 28.01.2020, 049-00003-21-00 dated 12.01.2021, 049-00014-22-01 dated 14.01.2022. Order of the Federal Agency for Subsoil Use No. 504 dated 27.09.2022. Moscow, VNIGNI; 2022. RGF. 546401. Russian



Обзорная карта тектонических регионов РБ



Условные обозначения:

- КТ1 клиноформа КТ1
- КТ2 клиноформа КТ2
- КТ3 клиноформа КТ3
- КТ4 клиноформа КТ4

Разновозрастные борты АЧП:

- среднефаменский
- верхнефаменский
- граница клиноформы КТ3
- граница клиноформы КТ4
- косьвинский

- сводные контуры месторождений РБ
- скважины, на основе которых проведен анализ
- участки МОГТ-3D, упоминаемые в статье
- скважины, упоминаемые в статье
- линия сейсмогеологического профиля (рис. 2)

Рис. 1. Обзорная карта изучаемой территории РБ

Fig. 1. Location map of Bashkortostan showing the study area

Краткий обзор развития и геологического строения Актаныш-Чишминского прогиба

Актаныш-Чишминский прогиб (АЧП) — одна из ветвей Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП), которая пересекает Республику Башкортостан с северо-запада на юго-восток. Зарождение ККСП произошло в среднепозднефранское время, и к концу раннего фамена обособились три крупные структурно-фациальные зоны: мелководная шельфовая, бортовая и осевая (депрессивная) зоны. Развитие Камско-Кинельской системы происходило при постоянных изменениях относительного уровня моря (ОУМ), вызванных тектоническими прогибаниями, скоростями привноса осадочного материала и дифференциального уплотнения толщ. Наличие признаков колебаний ОУМ, зафиксированных по данным керна и материалам сейсморазведки, позволяет разделить отложения верхнедевонско-турнейского комплекса на трансгрессивно-регрессивные циклиты (секвенсы) III порядка: саргавско-воронежский, евлановско-нижнефаменский, средне-верхнефаменский, малевско-кизеловский, косьвинско-радаевский (Мирнов, Чанышева, 2025).

Доманиково-воронежский этап соответствует глобальному погружению восточной окраины Русской плиты и Западного Приуралья, устанавливается относительно глубоководный режим осадконакопления. Евлановское время знаменует начало роста и развития шельфовых биогермов, органогенных построек, окаймляющих мелководные шельфы, и одиночных бассейновых построек в благоприятных условиях устойчивого погружения. Этап основного рифообразования завершается раннефаменской регрессией, которая приводит к карстованию органогенных построек и образованию высокочемки коллекторов. В среднем фамене происходит постепенное повышение относительного уровня моря, которое способствовало накоплению субрегионального флюидоупора в зонах мелководных шельфов и затоплению одиночных бассейновых рифов. Позднефаменское (заволжское) время характеризуется регрессией, которая наиболее проявлена к концу этапа в виде появления склоновых глин «саузбашевской пачки», подчеркивающих верхнефаменский борт АЧП.

В турнейский век началась выраженная проградация клиноформного комплекса, в особенности со стороны северного борта АЧП. По скважинным и сейсмическим данным выявлены признаки, позволяющие выделить до четырех клиноформ — циклов (секвенций) IV порядка. На данный момент существует довольно ограниченная база биостратиграфических определений в бортовой зоне, поэтому вопрос более точного определения возрастов клиноформ является актуальным для дальнейшего изучения с применением конодонтовой шкалы. Тем не менее сомнений в турнейском возрасте клиноформного комплекса нет. По этой причине клиноформы (секвенции) условно пронумерованы: КТ1, КТ2, КТ3, КТ4 (рис. 1), где сокращение «КТ» обозначает «клиноформа турнейская».

Клиноформы КТ1, КТ2, КТ3 схожи по составу и представлены преимущественно известняками различной плотности, к аккумулятивному склону приурочены глины, доля которых увеличивается при приближении к осевой зоне. Граница клиноформы КТ3 подчеркнута валообразной структурой, наиболее про-

явленной на Манчаровском месторождении, которая маркирует тракт высокого стояния и трансгрессию. Со временем бассейн претерпел обмеление, поэтому клиноформа КТ4 содержит большее количество глинистых прослоев, которые к тому же становятся мощнее. Предполагаемый источник сноса терригенного материала — Сысольско-Коми-Пермяцкая суша, располагавшаяся к северо-западу от территории РФ.

В косьвинско-радаевско-бобриковское время происходит регрессия и переход на терригенную седиментацию с полноценной компенсацией Актаныш-Чишминского прогиба.

Результаты и обсуждение

На рис. 2 представлена модель строения клиноформного комплекса АЧП, построенная авторами на основе комплексного анализа скважинных и сейсморазведочных данных. На профиле цифрами отмечены перспективные объекты, каждый из которых далее охарактеризован по геологическим критериям (коллектор, флюидоупор и структуроформирующий фактор) и диагностическим признакам.

Объекты, приуроченные к франско-фаменским органогенным постройкам

Промышленная нефтеносность пластов фаменского яруса одиночных рифовых массивов была установлена еще в 60-е годы прошлого столетия на Чермасанском месторождении. Данные объекты представляют собой бассейновые органогенные постройки франско-фаменского возраста, которые в конце среднефаменского времени оказались «затопленными» и были перекрыты карбонатно-кремнистыми породами (рис. 2, цифра 1). На наличие малоамплитудных органогенных построек указывает увеличение интервального времени (рис. 3) и толщины отложений (рис. 4) между отражающими горизонтами D_3dm и D_3fm2 . Анализ керна из данного интервала показал, что породы представлены известняками, богатыми пластинчатыми строматопорами, которые, в свою очередь, обусловили слоистую текстуру (рис. 3).

Ниже рассмотрим геологические факторы нефтеносности органогенных построек данного типа.

Во-первых, это качество коллектора, которое зависит не только от первичного состава пород, но и от степени преобразованности вторичными процессами. Во время кратковременных падений относительного уровня моря в нижнем фамене на органогенные постройки оказывали воздействие экзогенные процессы, выщелачивая породу и улучшая ее коллекторские свойства. Наиболее подвержены вторичным преобразованиям были амплитудные органогенные постройки, которые за счет своих вертикальных размеров оказывались ближе к поверхности.

Второй немаловажный критерий нефтеносности — экранирующие свойства перекрывающих толщ. Флюидоупорами для «затопленных» бассейновых построек служат углеродистые карбонатно-кремнистые породы среднего фамена. Основные риски заключаются в наличии и сохранности покрышки, поскольку за счет более быстрого уплотнения карбонатно-кремнистых пород относительно рифовых тел экранирующие толщи могут растрескиваться, что подтверждено

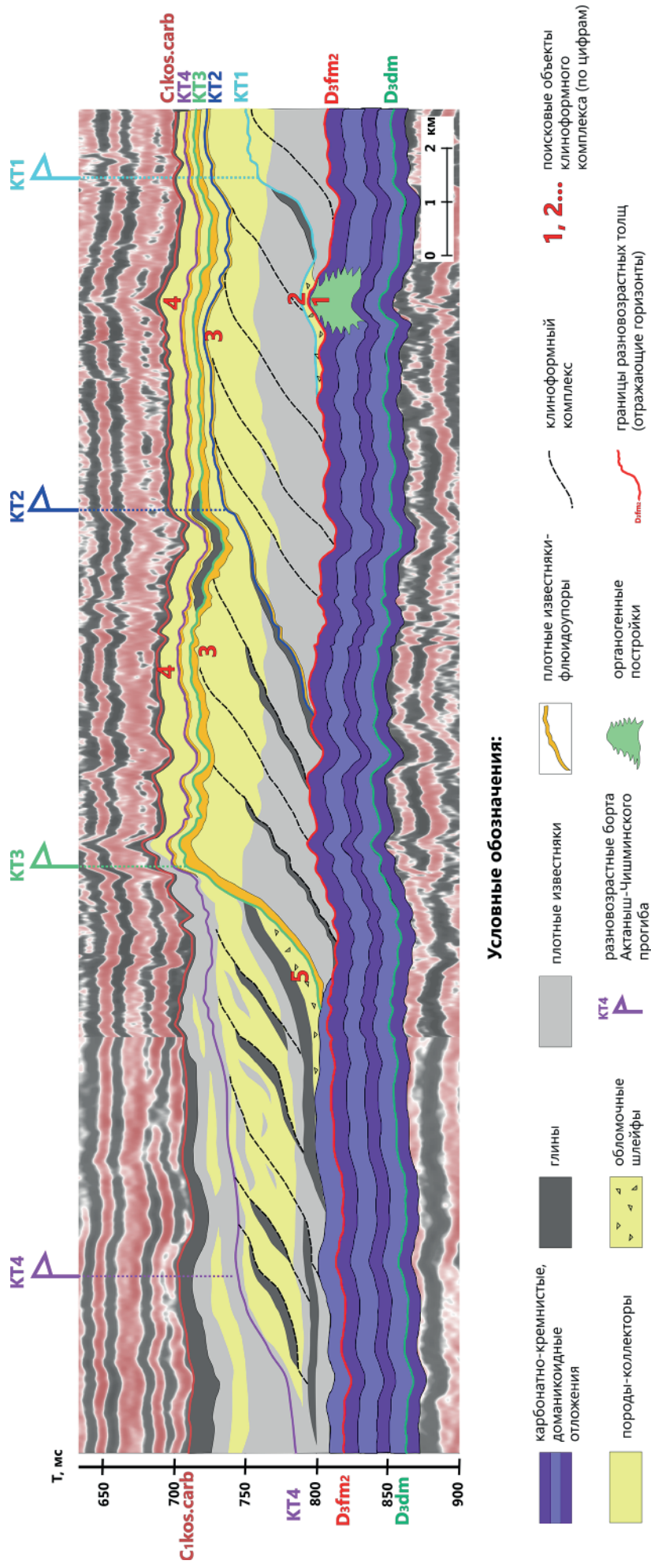


Рис. 2. Модель строения перспективных объектов Актамыш-Чишимского клиноформного комплекса: 1 — объекты, приуроченные к франско-фаменским органогенным постройкам; 2 — объекты, приуроченные к обломочным шлейфам внутри клиноформы КТ1 (структурно-литологические объекты); 3 — объекты, приуроченные к мелководным частям клиноформ КТ2, КТ3; 4 — объекты, приуроченные к структурам облекания клиноформного комплекса; 5 — объекты, приуроченные к обломочным шлейфам внутри клиноформы КТ4 (литологические объекты)

Fig. 2. Structural model of oil prospective objects in Aktanysh-Chishmy clinoforms. Numbers denote: 1 — Frasnian-Famennian bioherm objects; 2 — carbonate debris fans (combination, structural-lithological traps); 3 — undaform (shelf) clinoform units; 4 — drape structures over clinoforms; 5 — carbonate debris fans (lithological traps)

по керну. При таких условиях углеводороды мигрируют в вышележащие толщи. При анализе сейсмических и скважинных данных по объектам, приуроченным к франско-фаменским органогенным постройкам, был выявлен возможный диагностический признак. Наличие

четко проявленной фазы с низкими значениями акустического импеданса, соответствующей карбонатно-кремнистым депрессионным отложениям среднего фамена, может свидетельствовать о наличии выдержанного флюидоупора над рифом (рис. 3, под цифрой 1).

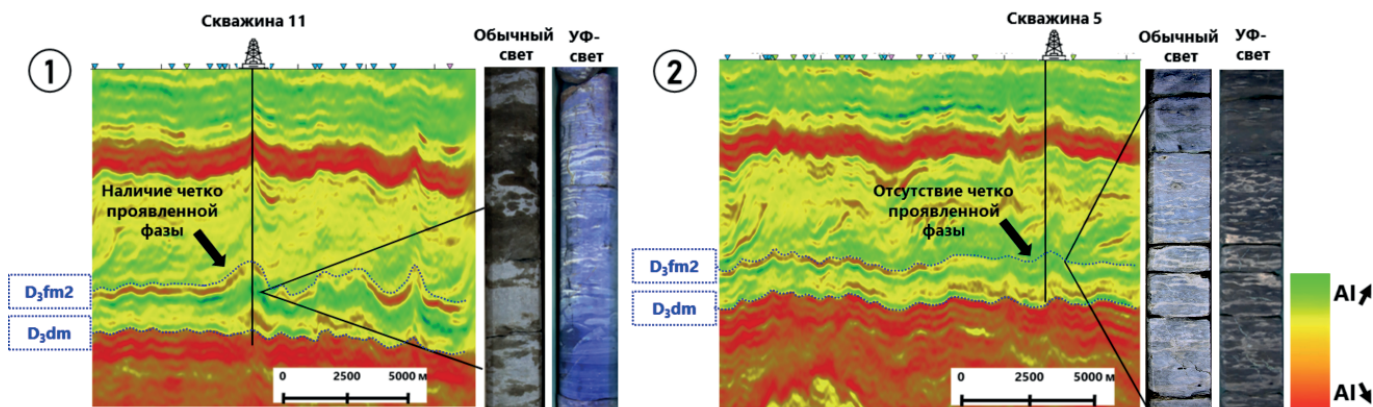


Рис. 3. Признак наличия флюидоупора для франско-фаменских органогенных построек
 Fig. 3. Feature marking the seal above Frasnian-Fammenian bioherms on the seismic profile

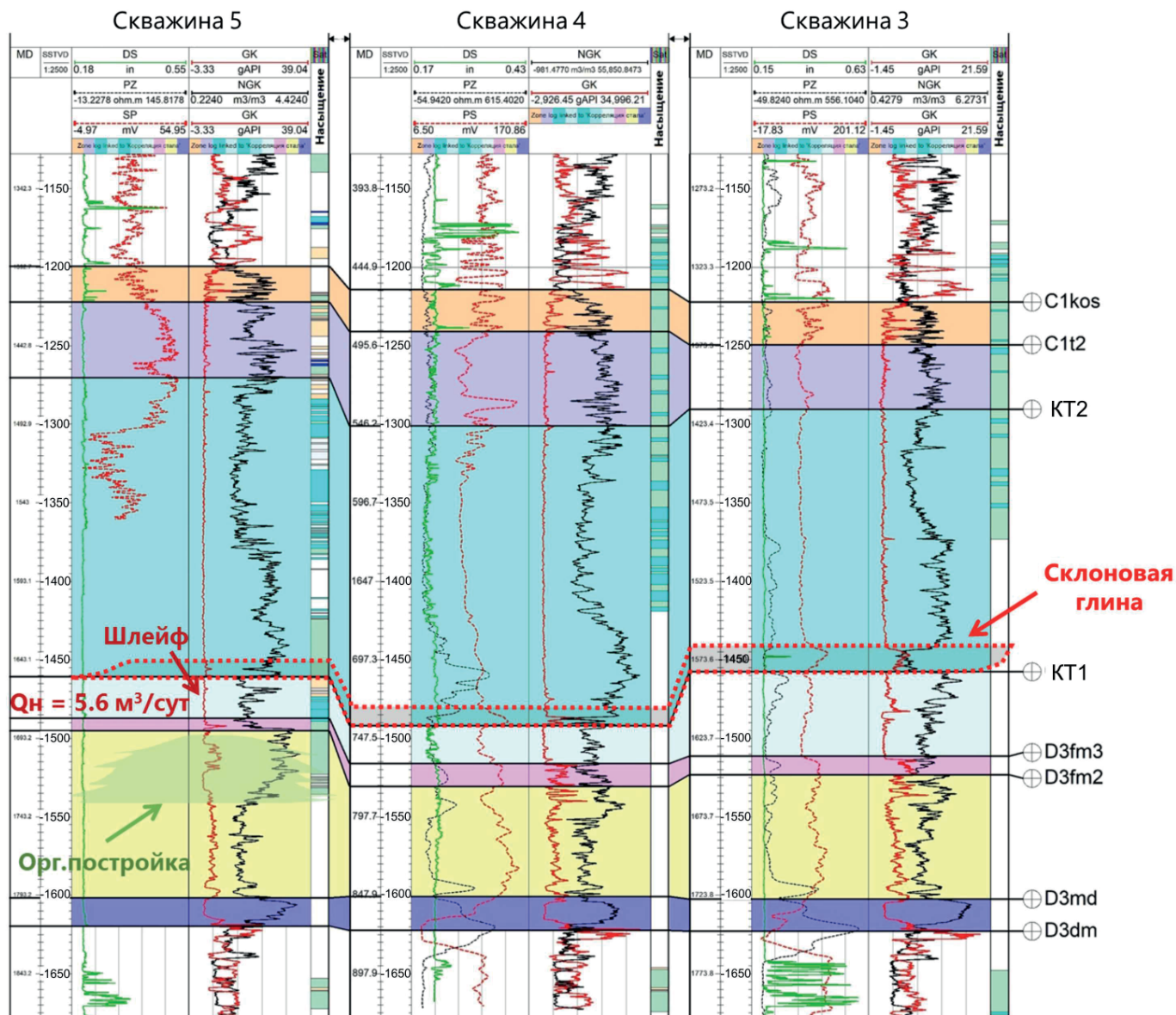


Рис. 4. Корреляционная схема строения карбонатного обломочного шлейфа клиноформы KT1
 Fig. 4. Well-section of the KT1 clinoform carbonate debris fan



На примере керн из рифового тела, вскрытого скважиной 11, отмечаются нефтепроявления, в отличие от аналогичного интервала скважины 5, где признаки УВ отсутствуют, а в волновом поле инверсии нет выраженного низкоимпедансного отражения.

Органогенные постройки депрессионной зоны не всегда четко проявлены на структурных планах выше-залегающих косьвинского и бобриковского горизонтов по причине их небольших размеров. Для их выделения необходимо детальное прослеживание отражающего горизонта D₃fm2, соответствующего максимальному затоплению в среднефаменскую трансгрессию, и построение карт толщин между ОГ D₃fm2 и D₃dm.

Объекты, приуроченные к карбонатным обломочным шлейфам (структурно-литологические объекты)

В 1968 году на Чермасанском месторождении был получен приток безводной нефти дебитом 2.4 т/сут из интервала известняков пачки Дзв (пачка Дзв по ранней разбивке соответствует отложениям заволжского надгоризонта, по модели авторов — клиноформе КТ1). Выявленная пластовая структурно-литологическая залежь вызвала интерес исследователей, пласт с тех пор стал объектом интерпретации ГИС. Позднее благодаря опробованиям и испытаниям скважин в аналогичном интервале было подтверждено наличие коллектора, в архивных материалах изучения каменного материала породы пачки Дзв описаны как «известняки песчаниковидные», что указывает на их обломочный генезис.

По геологической модели данные объекты относятся к шлейфам. Под данным термином авторы подразумевают скопления обломочных карбонатов у под-

ножий аккумулятивных склонов, которые являются результатом разрушения пород края карбонатной платформы в тракты форсированной регрессии либо при кратковременных падениях относительного уровня моря (рис. 2, цифра 2). Породы-коллекторы представлены известняками органогенно-обломочными, их толщина составляет не более 10 м.

Отложения тракта форсированной регрессии сменяются проградационным набором парасеквенций тракта низкого стояния: вверх по разрезу от линз обломочных шлейфов залегают плотные пелитоморфные известняки фондоформенной и склоновой частей клиноформ. Результаты проведенного исследования показали, что плотные известняки являются породами с ухудшенными коллекторскими свойствами, поэтому однозначно их нельзя отнести ни к коллекторам, ни к покрышкам. Однако экранирующие свойства карбонатных толщ возрастают, если они дополнены глинистыми прослоями, а именно дистальными частями глин (толщиной до 50 см), подчеркивающих аккумулятивный склон (рис. 4).

Еще одно критически важное условие формирования ловушек в клиноформных шлейфах — наличие структуроформирующего фактора. Бассейновые органогенные постройки, которые, как отмечено выше, сами могут быть нефтеносными, были сформированы во франско-фаменское время, после чего рельеф морского дна палеобассейна был скомпенсирован вмещающими карбонатно-кремнистыми толщами. Далее следовал этап развития клиноформного комплекса, перекрывшего постройки. За счет последующего дифференциального уплотнения осадочных толщ линзы пористых известняков над постройками сформирова-

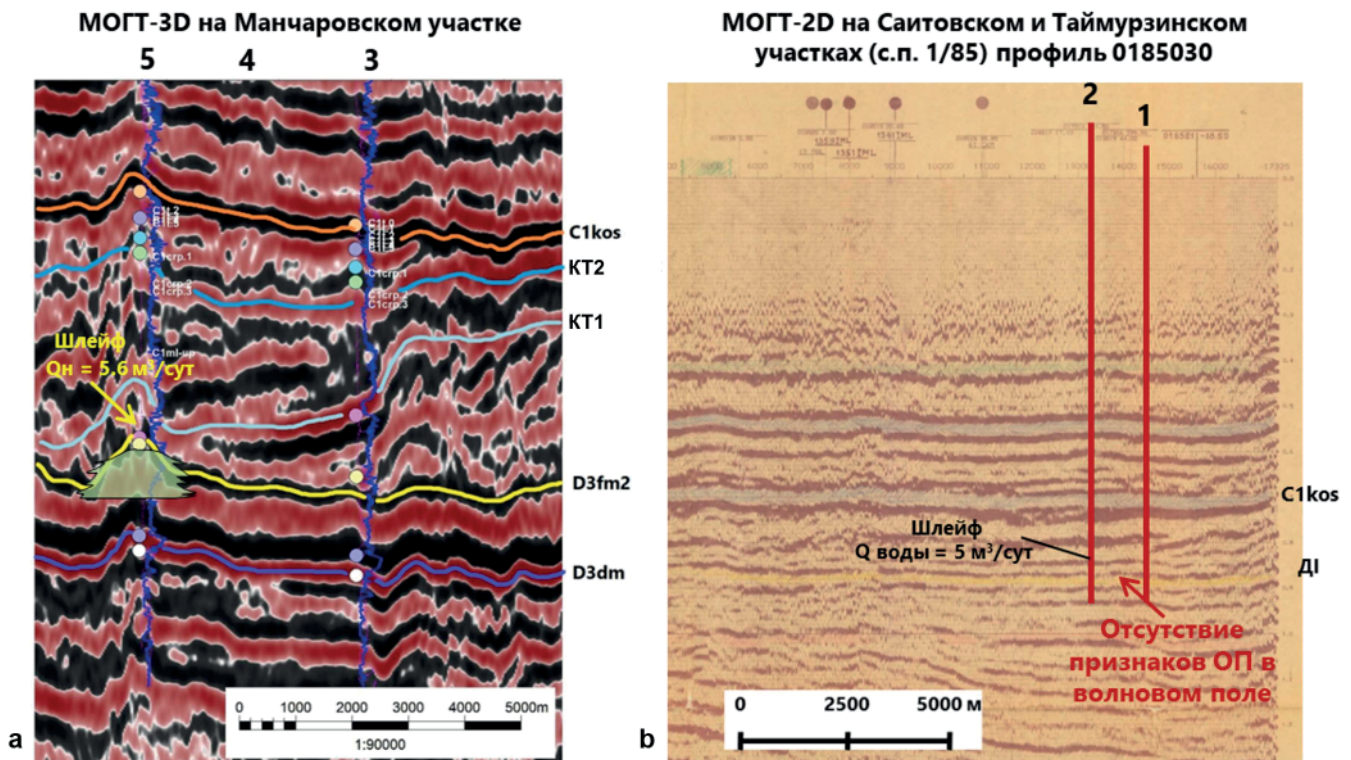


Рис. 5. Примеры временных разрезов через клиноформу КТ1: а — успешный объект по скважине 5 с признаками органогенной постройки; б — неуспешный объект по скважине 2 без признаков рифов в волновом поле

Fig. 5. Seismic sections across the KT1 clinoform: a — successful object (well 5) with features indicating a bioherm (organic build-up); b — unsuccessful object (well 2) with no evidence of bioherm structure in the seismic wavefield

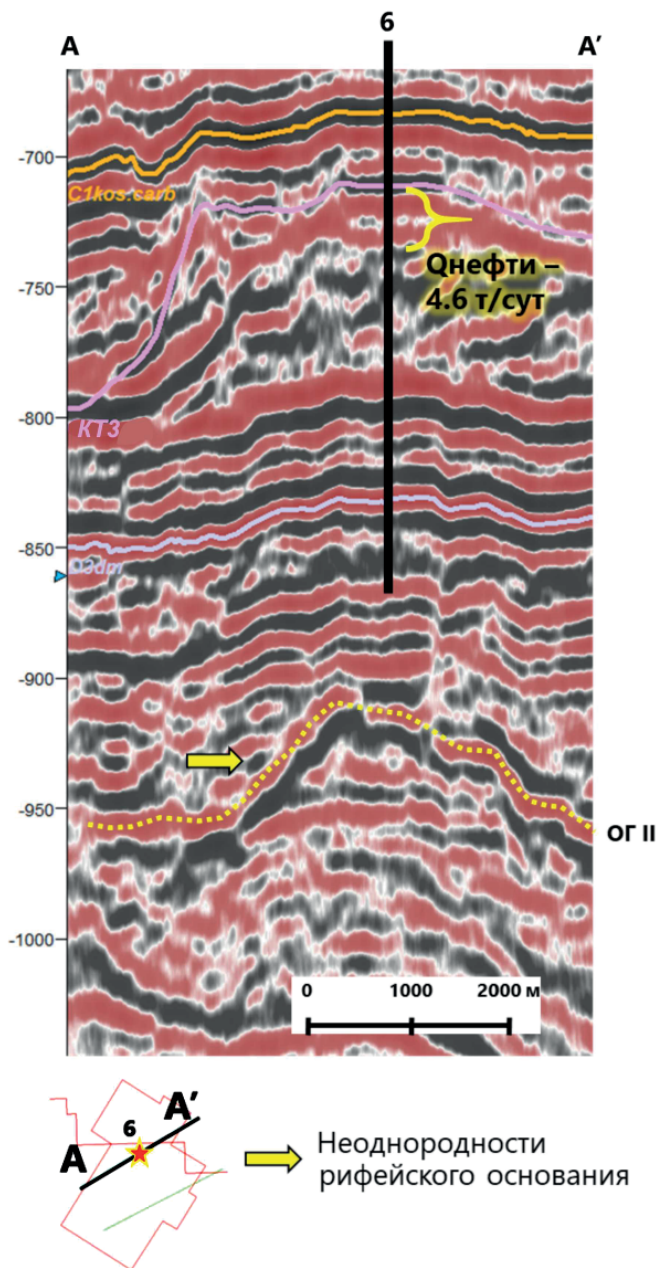


Рис. 6. Связь структур в ундаформенных частях турнейских клиноформ с рифейским основанием

Fig. 6. Structural links between the Tournaisian clinoform undaforms and the Riphean basement

ли ловушки структурно-литологического типа (рис. 4).

Прогноз границ распространения клиноформных шлейфов по сейсмике затруднен: достоверно обнаружить их на данный момент удастся лишь при дополнении скважинными данными (ГИС, результаты опробований, каменный материал). При анализе волнового поля отмечено, что объекты не всегда находят отклик, так как их мощность (до 10 метров) меньше разрешающей способности сейсморазведки. К тому же влияет состав вмещающих пород.

Согласно клиноформной концепции, шлейфы представляют собой локальные линзовидные конусы выноса у подножий склонов. В результате анализа скважинных данных наличие в них коллекторов подтверждено. Таким образом, потенциал нефтеносности шлейфов связан с наличием рифов в подстилающих франско-фаменских толщах (рис. 5).

Объекты, приуроченные к мелководным частям клиноформного комплекса (ундаформы)

Тела карбонатных клиноформ имеют трехчленное строение: известняки мелководно-морского генезиса (ундаформы) переходят в более плотные разности на аккумулятивных склонах и сменяются на карбонатно-кремнистые породы у подножий склонов (ортоформы). Ундаформенные части клиноформ представлены единым гидродинамически связанным телом коллектора, сложеного органогенно-обломочными известняками с обилием биокластов, пелоидов (цифра 3 на рис. 2). Флюидоупорами служат плотные известняки с тонкими глинистыми прослоями. В подсчетах запасов месторождений РБ данные объекты промаркированы как пласты $C_1sr.1$, $C_1sr.2$, $C_1sr.3$, $C_1ksl.2$, $C_1ksl.3$, $C_1t.3$.

Анализ промысловых данных, а именно сопоставление результатов опробований скважин со структурными планами и сейсмическими данными, показал, что для залежей в ундаформах, так же как и для шлейфов, основные риски отсутствия нефтенасыщения связаны с наличием замкнутого контура ловушки. В полосе отсутствия одиночных рифов важную роль выполняют приподнятые зоны рифей-вендского комплекса, которые особенно четко проявлены на отражающем горизонте «II» (подшоша вендских отложений) (рис. 6). Вышезалегающие толщи повторяют очертания данных неоднородностей.

Нефтеносные объекты, приуроченные к ундаформам, являются более изученными, чем шлейфы, однако их потенциал не исчерпан. Зачастую целевыми интервалами геологоразведки являлись бобриковские песчаники, поэтому большая часть фонда скважин вскрыла лишь кровлю косьвинских отложений. С целью доразведки залежей в ундаформах рекомендуется подбор скважин, расположенных в наиболее оптимальных для наличия ловушек условиях, с перспективой их углубления.

Объекты, приуроченные к структурам облекания клиноформного комплекса

Отложения в структурах облекания клиноформного комплекса самые большие по площади, запасам и наиболее разведанные. Данные объекты залегают непосредственно выше клиноформного комплекса и соответствуют пластам верхнетурнейского, косьвинского и радаевско-бобриковского возрастов (рис. 2, цифра 4).

Продвижение клиноформного комплекса происходило от мелководных шельфов в сторону осевой зоны с формированием аккумулятивных гряд (Надежкин и др., 1970). При последующем дифференциальном уплотнении они сформировали цепочку валообразных структур, линейно вытянутых вдоль северо-западного борта АЧП, к которым приурочен ряд месторождений: Саузбашевское, Наратовское, Андреевское, Менеузовское, Манчаровское, Таймурзинское, а также Чекмагушевское, Сайтовское и Нурское.

Коллекторами, как и в ундаформах, являются мелководные органогенно-обломочные «песчаниковидные» известняки, флюидоупорами служат плотные известняки с тонкими глинистыми прослоями, количество которых увеличивается вверх по разрезу до появления регионально выдержанной покрывки в косьвинско-радаевских глинах. Структурные факторы

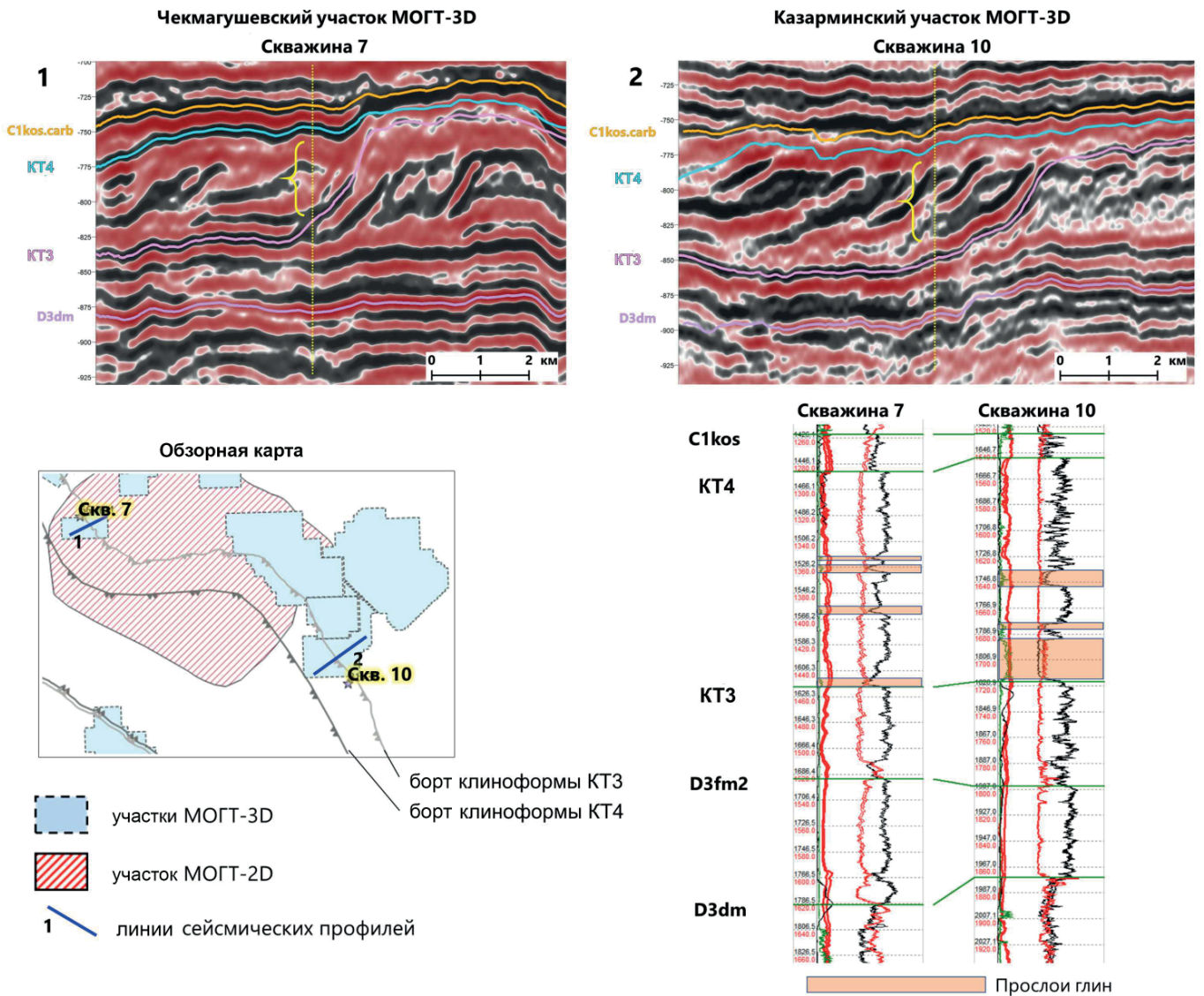


Рис. 7. Неоднородности в волновом поле клиноформ Актаныш-Чишминского прогиба и отображение по скважинным данным

Fig. 7. Features of the clinoforms indicated by seismic wavefield and by wells

для данных залежей — это неоднородности в кровле рифейских отложений («предвендские размывы»), клиноформный комплекс (КТ1-3), одиночные органогенные постройки, а также крутые «бортовые уступы», вероятно отвечающие тракту высокого стояния относительного уровня моря.

Дальнейший нефтеносный потенциал отложений структур облекания клиноформ связан с поиском пропущенных залежей, подбором наиболее эффективных систем разработки, в том числе бурением горизонтальных стволов.

Объекты, приуроченные к карбонатным обломочным шлейфам (литологические объекты)

Помимо структурных ловушек интерес вызывают литологические объекты, представленные высокопористыми известняками у подножий аккумулятивных склонов (цифра 5 на рис. 2). Линзовидные тела коллекторов развиты вдоль бортов Актаныш-Чишминского прогиба, что подтверждено керном и результатами испытаний скважин. Размеры шлейфов невелики: они достигают 2 километров по площади и до 10 метров

толщиной, что выявлено по скважинным данным. Атрибутный анализ сейсмических данных положительных результатов не дал — в волновом поле объекты не проявлены.

Карбонатные шлейфы перекрыты склоновыми глинами либо карбонатно-кремнистыми доманикоидными породами, которые при наличии замкнутого контура по восстанию слоев служат покрывкой. Именно критерий наличия флюидоупора является ключевым и позволяет определить потенциально наиболее перспективные зоны для поиска литологически экранированных шлейфов клиноформ. При анализе волновой картины было выявлено, что по сравнению с клиноформами КТ1, КТ2, КТ3 клиноформа КТ4 имеет акустически более контрастный облик (рис. 7). Это связано с увеличением привноса глинистого материала с течением турнейского времени, поскольку бассейн седиментации в целом претерпевал постепенное обмеление. Литологические неоднородности наблюдаются и внутри самой клиноформы КТ4: при продвижении на юго-восток территории количество и мощности склоновых глин увеличиваются, что отображено на корреляционной схеме по скважинам 7 и 10

(рис. 7). Прослои известняков чередуются с прослоями глин мощностью от 10 до 50 метров. Результатами опробований скважин в интервалах известняков подтверждаются пропластки коллекторов. Таким образом, наиболее вероятные зоны для поиска литологических объектов в карбонатных конусах выноса клиноформ Актаныш-Чишминского прогиба относятся к юго-восточной части клиноформы КТ4. Согласно результатам проведенного анализа, необходимо внимательное изучение временных разрезов для выделения точек, где глинистые прослои образуют замкнутый контур вверх по аккумулятивному склону.

Выводы

Клиноформные отложения Актаныш-Чишминского прогиба содержат значительное количество коллекторов, представленных известняками. Наибольший объем коллекторов приурочен к клиноформам КТ1, КТ2, КТ3. При продвижении в сторону осевой зоны в клиноформах появляются склоновые глины различной толщины: в КТ1-3 — от первых сантиметров до 3–5 метров, в КТ4 — от 5 до 10 м на северо-западе территории и до 45 метров на юго-востоке.

К клиноформному комплексу АЧП приурочены следующие генетические типы ловушек: ундаформенные части клиноформ, структуры облекания клиноформ в вышележащих отложениях, обломочные шлейфы. Последние относятся к литологическим ловушкам.

Коллекторы ловушек в клиноформах сложены зернистыми известняками. Помимо пород-коллекторов большую долю занимают плотные известняки, которые в ассоциации с глинистыми прослоями являются флюидоупорами. Эффективность экранирующих толщ напрямую зависит от количества глинистой составляющей в разрезе: чем больше глины, тем лучше свойства покрывающих.

Ундаформы и структуры их облекания обладают наибольшими размерами по площади и по запасам, а также высокой степенью разведанности. Дальнейший потенциал данных объектов практически исчерпан.

Дальнейшие перспективы нефтеносности связаны с поисками залежей в обломочных шлейфах. Ловушки структурно-литологического типа приурочены к зонам, благоприятным для роста и развития бассейновых рифов. Для литологических шлейфов клиноформы КТ4 критически важно наличие склоновых глины, образующих замкнутый контур по восстанию слоев. Наибольшая вероятность обнаружения данных объектов относится к юго-восточной части клиноформы КТ4. В ряде случаев потенциал обломочных шлейфов можно спрогнозировать по сейсмическим данным МОГТ-3D.

Литература / References

Грачевский М. М. Особенности строения и формирования Камско-Кинельской впадины в Куйбышевском Заволжье и Татарии // Доклады АН СССР. 1959. № 6. 125 с.
Grachevskiy M. M. Features of the structure and formation of the Kama-Kinell depression in the Kuibyshev Trans-Volga region and Tatarstan. Proceedings of USSR AS. 1959;6:125. Russian.

Калабин С. Н., Катошин А. Ф., Козлов В. Г., Лантев А. П., Попова В. С., Савич А. И., Сташкова Э. К., Тетерина Л. И., Чижова В. А. Перспективы нефтегазонасыщенности турнейской толщи заполнения Камско-Кинельских прогибов в северных районах Пермской области. М.: Нефтеотдача, 2002. 94 с.

Kalabin S. N., Katoshin A. F., Kozlov V. G., Laptev A. P., Popova V. S., Savich A. I., Stashkova E. K., Teterina L. I., Chizhova V. A. Prospects for the oil and gas potential of the tournaian formation filling the Kama-Kinell troughs in the northern regions of the Perm region. Moscow: Nefteotdacha; 2002. 94 p. Russian.

Мирнов Р. В., Чанышева Л. Н. Опыт применения секвенс-стратиграфического подхода для детального изучения верхнедевонско-турнейского клиноформного комплекса Актаныш-Чишминского прогиба // Георесурсы. 2025. № 27(1). С. 284–298. <https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.28>

Mirnov R. V., Chanysheva L. N. Experience of using sequence stratigraphic approach for detailed study of Upper Devonian-Tournaian clinoform complex of the Aktanysh-Chishmy Trough Georesources. 2025;7(1):284–298. Russian.

Мирчинк М. Ф., Хачатрян Р. О., Громека В. И., Митрейкин Ю. Б., Мкртчян О. М., Нартов Г. В. Тектоника и зоны нефтегазонакопления Камско-Кинельской системы прогибов. М.: Наука, 1965. 241 с.

Mirchink M. F., Khachatryan R. O., Gromeka V. I., Mitreykin Yu. B., Mkrтчян O. M., Nartov G. V. Tectonics and oil and gas accumulation in zone of the Kama-Kinell system of deflections. Moscow: Nauka; 1965. 241 p. Russian.

Мкртчян О. М. Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур востока Урало-Поволжья. М.: Наука, 1964. 117 с.

Mkrтчян O. M. Upper Devonian reefs and their role in oil bearing structures formation in eastern Urals-Volga Region. Moscow: Nauka; 1964. 117 p. Russian.

Мкртчян О. М. Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. М.: Наука, 1980. 136 с.
Mkrтчян O. M. Patterns of placement of structural forms in the east of the Russian plate. Moscow: Nauka; 1980. 136 p. Russian.

Надежкин А. Д., Постников Д. В., Фаттахутдинов Г. А. Накопления песчаников и обломочных известняков в бортовой зоне Актаныш-Чишминского прогиба и связанные с ними структурные формы // Геология и нефтеносность Камско-Кинельских прогибов. Казань: Изд-во Казанского университета. 1970. С. 201–207.

Nadezhkin A. D. Postnikov D. V., Fattahutdinov G. A. Accumulations of sandstones and clastic limestones in the flank of the Aktanysh-Chishmin trough and associated structural forms. Geology and Oil Potential of the Kama-Kinell Trough System. Kazan: Kazan State University Press; 1970. p. 201–207. Russian.

Познер В. М. Стратиграфия терригенной толщи нижнего карбона Камско-Кинельской впадины // ДАН СССР. 1955. Т. 104. № 6.

Pozner V. M. Stratigraphy of Lower Carboniferous terrigenous deposits of the Aktanysh-Chishminsky Trough. Proceedings of USSR AS. 1955;104(6):892–895. Russian.

Познер В. М., Кирина Т. И., Порфирьев Г. С. Волго-Уральская нефтегазонасыщенная область. Каменноугольные отложения // Тр. ВНИГРИ. Вып. 112. М.: Гостоптехиздат, 1957. С. 100–107.



- Pozner V. M., Kirina T. I., Porfiriyev G. S. Volga-Ural oil and gas region. Carboniferous deposits. Trudy VNIGRI, Issue 112. Leningrad: Gostoptekhizdat; 1957. p. 100–107. Russian.
- Сташкова Э. К., Морошкин А. Н. Оценка внутреннего строения месторождений по данным бурения и сейсморазведки в сложной клиноформной зоне // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М.: ВНИИОЭНГ, 2009. №11. С. 84–89.
- Stashkova E. K., Moroshkin A. N. Appreciation of oil field inner structure by drilling and geological survey data obtained in complicated cliniform zone. Geology, geophysics and development of oil and gas fields. Moscow: VNIIOENG. 2009;11:84–89. Russian.
- Сташкова Э. К., Четина Н. В. Модель формирования литолого-фациальной зональности франско-турнейской толщи // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2014. № 7. С. 84–92.
- Stashkova E. K., Chetina N. V. The model of formation of lithologic-facies zoning of Frasnian-Tournaisian strata. Geology, geophysics and development of oil and gas fields. 2014;7:84–92. Russian.
- Фортулатова Н. К., Бушueva М. А., Канев А. С., Белоусов Г. А., Баранова А. В., Холмянская Н. Ю. Закономерности строения и перспективы нефтегазоносности верхнедевон-турнейских карбонатных и глинисто-карбонатных комплексов прибортовых зон Камско-Кинельской системы палеопрогибов // Геология нефти и газа. 2023. № 3. С. 59–82.
- Fortunatova N. K., Bushueva M. A., Kanev A. S., Belousov G. A., Baranova A. V., Kholmianskaya N. Yu. Common structural features and petroleum potential of Upper Devonian-Tournaisian carbonate and argillaceous-carbonate sequences in near-flank zones of Kamsky-Kinel trough system. Geology of Oil and Gas. 2023;3:59–82. Russian.
- Фортулатова Н. К., Зайцева Е. Л., Бушueva М. А. и др. Стратиграфия нижнего карбона Волго-Уральского субрегиона (материалы стратиграфической схемы) // М.: ВНИГНИ, 2023. 288 с.
- Fortunatova N. K., Zaitseva E. L., Bushueva M. A. et al. Stratigraphy of the Lower Carboniferous in the Volga-Ural Subregion: Materials of the Stratigraphic Scheme. Moscow, VNIGNI (All - Russian Research Geological Oil Institute); 2023. 288 p. Russian.
- Фортулатова Н. К., Швеиц-Тэнета-Гурий А. Г., Гумаров Р. К., Екименко В. А., Тарасов Е. А. Новый тип нетрадиционных поисковых объектов УВ в Западном Татарстане // Георесурсы. 2005. № 1(16). С. 13–14.
- Fortunatova N. K., Shvets-Teneta-Guriy A. G., Gumarov R. K., Ekimenko V. A., Tarasov E. A. A new type of unconventional hydrocarbon prospecting objects in Western Tatarstan. Georesources. 2005;1(16):13–14. Russian.
- Фортулатова Н. К., Швеиц-Тэнета-Гурий А. Г., Гумаров Р. К., Екименко В. А., Тарасов Е. А. Клиноформные тела в палеозойских карбонатных толщах Камско-Кинельской системы прогибов — новый тип поисковых объектов в Западном Татарстане // Геология нефти и газа. 2006. № 1. С. 25–33.
- Fortunatova N. K., Shvets-Teneta-Guriy A. G., Gumarov R. K., Ekimenko V. A., Tarasov E. A. Cliniform bodies in paleozoic carbonate sections of Kama-Kinel trough system — a new type of exploration oil objects in west Tatarstan. Geology of oil and gas. 2006;1:25–33. Russian.
- Фортулатова Н. К. Седиментационные модели карбонатных конусов выноса — новых нефтегазопроисковых объектов // Геология нефти и газа. 2007. № 2. С. 61–69.
- Fortunatova N. K. Sedimentation models of carbonate fans new oil and gas exploration objects. Geology of oil and gas. 2007;2:61–69. Russian.
- Хатьянов Ф. И., Кухаренко Ю. Н., Куряева В. В., Юнусов Н. К. О геодинамических условиях образования и закономерностях распространения нефтеносных структур на юго-восточном склоне Русской плиты // Геодинамика и полезные ископаемые. М.: Госкомитет по науке и технике при СМ СССР, 1976. С. 117–119.
- Khatyanov F. I., Kukharenskiy Yu. N., Kuryaeva V. V., Yunusov N. K. About the geodynamic conditions of formation and the distribution patterns of oil-bearing structures on the south-eastern slope of the Russian plate. Geodynamics and minerals. Moscow: State Committee of Science and Technology at the USSR; 1976. p. 117–119. Russian.
- Хачатрян Р. О. Тектоническое развитие и нефтегазоносность Волжско-Камской антеклизы. М.: Наука, 1979. 171 с.
- Khachatryan R. O. Tectonic development and oil and gas potential of the Volga-Kama anticline. Moscow: Nauka; 1979. 171 p. Russian.
- Хачатрян Р. О., Митрейкин Ю. Б. Актуальные геологические проблемы освоения ресурсов нефти в Камско-Кинельских прогибах. Геология и освоение ресурсов нефти в Камско-Кинельской системе прогибов. М.: Наука, 1991. С. 7–17.
- Khachatryan R. O., Mitreykin Yu. B. Current geological problems of developing oil resources in the Kama-Kinel troughs. Geology and development of oil resources in the Kama-Kinel system of troughs. Moscow: Nauka; 1991. p. 7–17. Russian.
- Чихирин А. А., Шостак А. В., Кириллов К. А., Уралова Л. Р., Исакова Е. А. Перспективы поиска литологических залежей в депрессионных толщах выполнения прогибов Камско-Кинельской системы в пределах Удмуртской Республики // Новые идеи в геологии нефти и газа. Новая реальность — 2021. М.: Перо, 2021. С. 652–656.
- Chikhirin A. A., Shostak A. V., Kirillov K. A., Uralova L. R., Isakova E. A. Prospects for searching lithological traps in the depression fill sequences of the Kama-Kinel trough system within the Udmurt Republic. New ideas in oil and gas geology. New reality 2021. Moscow: Pero Publishing House; 2021. p. 652–656. Russian.
- Шакиров В. А., Вилесов А. П., Кожин В. Н., Шакирова Г. В., Колесников В. А., Терешкин В. В., Немков И. П., Соболев В. И., Гилаев Г. Г. Особенности геологического строения и развития Муханово-Ероховского прогиба в пределах Оренбургской области // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2021. № 6(354). С. 5–16. DOI: 10.33285/2413-5011-2021-6(354)-5-16
- Shakirov V. A., Vilesov A. P., Kozhin V. N., Shakirova G. V., Kolesnikov V. A., Tereshkin V. V., Nemkov I. P., Sobolev V. I., Gilaev G. G. Features of the geological structure and development of the Mukhanovo-Erokhovskiy trough within the Orenburg region. Geology, geophysics and development of oil and gas fields. 2021;6(354):5–16. Russian.
- Шершнев К. С., Калабин С. Н., Сташкова Э. К. Клиноформы турнейских отложений как возможные ловушки угле-



водородов в Камско-Кинельских прогибах (на примере Висимской впадины). Совершенствование методов поисков, разведки и разработки нефтяных и газовых месторождений. Пермь: Пермский политехн. ин-т, 1991. С. 16–18.

Shershnev K. S., Kalabin S. N., Stashkova E. K. Clinoforms of tournaisian deposits as possible hydrocarbon traps in the Kama-Kinel troughs (using the example of the Visim depression). Improving methods of prospecting, exploration and development of oil and gas fields. Perm: Perm Polytechnic Institute; 1991. p. 16–18. Russian.

Юнусов М. А. Структурно-фациальные соотношения стратиграфических комплексов верхнего девона и нижнего карбона северной половины платформенной части Башкирии // Труды УфНИИ. Уфа, 1966. Вып. 15. С. 104–117.

Yunusov M. A. Structural-facies relationships of Upper Devonian and Lower Carboniferous stratigraphic complexes of the northern half of the platform part of Bashkiria. Proceedings of the Ufa Research Institute. 1966;15:104-117. Russian.

Поступила в редакцию / Received 10.02.2026



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 549.731.11 (234.851)

DOI: 10.19110/geov.2026.3.2

Преобразования детритовых хромшпинелидов при метаморфизме нижнепалеозойских пород алькесвожской свиты (Приполярный Урал)

С. А. Онищенко, Л. И. Ефанова, С. К. Кузнецов

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
mine222@ya.ru

Детритовые хромшпинелиды в терригенных породах алькесвожской свиты при метаморфизме в условиях зеленосланцевой фации вступают во взаимодействие с породной матрицей. В результате происходит замещение хромшпинелида Cr-содержащим мусковитом (фукситом) или магнетитом. Реликтовая часть хромшпинелидов в результате обмена компонентами с окружающей средой замещается вторичными хромшпинелидами, в составе которых отсутствует Mg, но фиксируются значительные содержания Zn. Состав всех зерен хромшпинелидов является вторичным, но процесс изменений, вызванный метаморфизмом осадочных пород, хорошо прослеживается только в некоторых из них. Содержания ZnO в хромшпинелидах изменяются как от зерна к зерну, так и в пределах одного зерна. Минимальное зафиксированное нами содержание ZnO в детритовом хромшпинелиде составляет 1.3 мас. %, максимальное – 17.5 мас. %. Итогом преобразований хромшпинелидов является консервация их реликтов в кристаллах магнетита либо полное исчезновение. О прежнем присутствии детритовых хромшпинелидов в породе свидетельствует только наличие Cr в метаморфических минералах (слюде, хлорите и гематите), а также синтез идиоморфных кристалликов Zn-содержащего (14.4–18.1 мас. % ZnO) хромшпинелида в фукситовой матрице.

Ключевые слова: *детритовый хромшпинелид, Zn-содержащий хромшпинелид, Cr-содержащий мусковит (фуксит), метаморфизм*

Transformations of detrital chrome spinels during metamorphism of Lower Paleozoic rocks of the Alkesvozh suite (Subpolar Urals)

S. A. Onishchenko, L. I. Efanova, S. K. Kuznetsov

Institute of geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

Detrital chrome spinels in terrigenous rocks of the Alkesvozh suite interact with the rock matrix during metamorphism under greenschist facies conditions. This results in the replacement of chrome spinels by Cr-bearing muscovite (fuchsite) or magnetite. The relict portion of the chrome spinels, as a result of component exchange with the environment, is replaced by secondary chrome spinels, which lack Mg but contain significant Zn contents. The composition of all chrome spinel grains is secondary, but the process of change caused by metamorphism of sedimentary rocks is clearly visible only in some of them. The ZnO content of detrital chrome spinels varies both from grain to grain and within a single grain. The minimum ZnO content recorded by us in chrome spinels is 1.3 wt. %, and the maximum is 17.5 wt. %. The final result of the transformation of chrome spinels is the conservation of their relics in magnetite crystals, or their complete disappearance. The former presence of detrital chrome spinelides in the rock is evidenced only by the presence of Cr in metamorphic minerals (mica, chlorite, and hematite), as well as the synthesis of idiomorphic crystals of Zn-containing (14.4–18.1 wt. % ZnO) chromium spinelide in a fuchsite matrix.

Keywords: *detrital chrome spinelide, Zn-containing chrome spinelide, Cr-containing muscovite (fuchsite), metamorphism*

Введение

Хромшпинелиды принадлежат к группе оксишпинели, подгруппе шпинели (шпинелидам) с общей формулой $A^{2+}B^{3+}_2O_4$. Двухвалентные катионы в подгруппе обычно представлены Fe^{2+} , Mg, Mn^{2+} , Zn, трехвалентные — Al, Cr, Fe^{3+} , V^{3+} , Mn^{3+} . Между конечными

членами подгруппы наблюдаются многочисленные серии изоморфных замещений, проявляющиеся как между двухвалентными катионами, так и трехвалентными. Состав хромшпинелидов — обычных акцессорных минералов мафит-ультрамафитовых пород — описывается в основном изоморфной смесью конечных чле-

Для цитирования: Онищенко С. А., Ефанова Л. И., Кузнецов С. К. Преобразования детритовых хромшпинелидов при метаморфизме нижнепалеозойских пород алькесвожской свиты (Приполярный Урал) // Вестник геонаук. 2026. 3(375). С. 15–32. DOI: 10.19110/geov.2026.3.2

For citation: Onishchenko S. A., Efanova L. I., Kuznetsov S. K. Transformations of detrital chrome spinels during metamorphism of Lower Paleozoic rocks of the Alkesvozh suite (Subpolar Urals). Vestnik of Geosciences, 2026, 3(375), pp. 15–32, doi: 10.19110/geov.2026.3.2

нов: магнезиохромит – хромит – герцинит – шпинель ($MgCr_2O_4-FeCr_2O_4-FeAl_2O_4-MgAl_2O_4$).

Магматические хромшпинелиды при постмагматических и метаморфических процессах в той или иной степени замещаются вторичными хромшпинелидами и магнетитом. Довольно часто замещение происходит с образованием своеобразной зональности, в которой неизменное или малоизменное ядро окружено каймами вторичных хромшпинелидов, среди которых преобладают разности, лишенные первичного магния, нередко обогащенные трехвалентным железом; внешняя кайма обычно сложена магнетитом. Нередко процесс замещения сопровождается повышением концентрации Zn и Mn как в каймах, так и в ядрах до содержаний, намного превышающих содержания этих элементов в первичных магматогеенных шпинелях. Обычный уровень содержания ZnO в хромшпинелидах базит-гипербазитовых пород, не затронутых постмагматическими изменениями, невысокий. Предельный уровень концентрации ZnO в шпинелях неизменных магматических пород большинством исследователей оценивается в 1 мас. % (Wylie et al., 1987; Макеев, 1992; Bjerg et al., 1993; Liipo et al., 1995; Barnes, 2000; Силаев и др., 2010; Svetov et al., 2019; Резницкий и др., 2023 и др.).

Zn-Cr-содержащие шпинелиды распространены в метасоматитах по базит-ультрабазитам (лиственитах, родингитах, скарноподобных образованиях, жадеититах, нефритоидах, актинолититах) и в сопутствующих гидротермально-метасоматических сульфидных рудах (Von Knorring et al., 1986; Wylie et al., 1987; Gahlan, Arai, 2007; Fanlo et al., 2015; Мурзин и др., 2017; Онищенко, Соболева, 2021). Собственно цинкохромит $ZnCr_2O_4$ был открыт в Cr-V-содержащих слюдястых метасоматитах уран-ванадиевого месторождения Средняя Падма в Южной Карелии. Цинкохромит образует мелкие (2–10, изредка 40–50 мкм) идиоморфные кристаллы, содержит 37.05 мас. % ZnO и 53.30 мас. % Cr_2O_3 (Нестеров, Румянцева, 1987). Цинкохромит отмечен на Березовском золоторудном месторождении на Урале (Спиридонов, 2014), Zn-Cr-содержащие шпинелиды ряда цинкохромита – ганита присутствуют на колчеданном месторождении Оутокумпу в Финляндии (Treloar et al., 1987).

В метаморфизованных осадочных горных породах распространены детритовые Zn-содержащие хромшпинелиды. Обогащение цинком могло быть связано с преобразованием зерен магматогеенных хромшпинелидов при метаморфизме пород, но возможно также поступление хромшпинелидов в осадочный бассейн уже в обогащенном цинком виде.

Zn-содержащие хромшпинелиды изучены в метапелитах округа Сайксвилл (штат Мэриленд, США). Наиболее высокие содержания ZnO (до 19.05 мас. %) — в центральных частях зерен (Wylie et al., 1987). В нижнепалеозойских Cr-содержащих кварцитах и биотитовых сланцах на северо-западе Нельсона (Новая Зеландия) Zn-содержащие хромшпинелиды (до 13.7 мас. % ZnO) ассоциируют с фукситом, уваровитом и Cr-содержащим рутилом (Challis et al., 1995).

В обогащенных тяжелыми минералами слоях кварцитов в докембрийских золотоносных конгломератах месторождения Тарква в Гане зерна хромшпинелидов размером до 200 мкм заключены в кристаллах магне-

тита. Хромшпинелиды содержат в среднем 13.3 (до 19.4) мас. % ZnO при отсутствии магния (Weiser, Hirdes, 1997). В архейских (гадейских) кварцитах и метаконгломератах Джек-Хиллз (кратон Йилгарн, Западная Австралия) детритовые хромшпинелиды, тесно ассоциирующие с фукситом, содержат до 13 мас. % ZnO и до 4.4 мас. % MnO (Staddon et al., 2021). В архейских метаконгломератах западной части Индийского щита окатанные глиноземистые хромшпинелиды содержат (мас. %): ZnO — от 7.1 до 15.5, MnO — до 2.55, MgO — до 0.18 (Pal et al., 2022).

Детритовые хромшпинелиды найдены в метапесчаниках Удоканского осадочного бассейна (Забайкалье). Они образуют реликтовые включения в кристаллах магнетита, содержат до 11.6 мас. % ZnO и до 6.3 мас. % MnO при практически полном отсутствии MgO (Новоселов и др., 2024). Детритовые хромшпинелиды присутствуют в полосчатых фукситсодержащих ильменит-гематитовых кварцевых песчаниках в юго-восточной части Восточного Саяна. Хромшпинелиды содержат 12–27 мас. % ZnO при практически полном отсутствии MgO (Киселева и др., 2025).

Zn-содержащие хромшпинелиды на Приполярном и Полярном Урале обнаружены в терригенных породах основания палеозойской части разреза: в метапесчаниках алькесвожской свиты, в гравелитах предположительно саранхапнерской свиты (Павлова, 2011), в конглобрекциях в верховьях реки Малая Кара (Никулова и др., 2014), в песчаниках манитанырдской серии на восточном склоне поднятия Енганепэ (Никулова и др., 2018).

Zn-Mn-содержащие хромшпинелиды в метапесчаниках алькесвожской свиты встречаются в виде мелких зерен (0.15–0.3 мм) с оторочками фуксита. Форма зерен округлая, поверхность корродированная без какой-либо огранки, трещины в минерале выполнены фукситом. Состав минералов (мас. %): ZnO — 5.0–27.4, FeO — 1.4–15.9, MnO — 4.3–11.4, MgO — 0–3.5, Cr_2O_3 — 45.5–62.7, Al_2O_3 — 0.5–15.7, Fe_2O_3 — 0–6.7, TiO_2 — 0–0.13, V_2O_5 — 0–0.4. Зерна с наиболее высокими содержаниями цинка соответствуют цинкохромиту (Юдович и др., 1997; Макеев и др., 1999; Макеев, Макеев, 2005).

Целью исследования является установление закономерностей преобразования детритовых хромшпинелидов при метаморфизме пород алькесвожской свиты.

Геологический очерк

Район находится на западном склоне Приполярного Урала в бассейне р. Кожым. В геологическом отношении он находится в пределах Центрально-Уральского поднятия и приурочен к северной части крупной геологической структуры — Ляпинского антиклинория (рис. 1). Наиболее древние отложения представлены пуйвинской, хобеинской и мороинской свитами, в состав которых входят в основном слюдясто-кварцевые сланцы с линзами мраморов и кварцитов, хлорит-серицит-альбит-кварцевые сланцы, алевросланцы, метаалевролиты. Пуйвинская свита на карте представлена как среднерифейская, но есть основания считать ее верхнерифейской (Пыстин и др. 2022). Локально развита эффузивные породы кислого и основного состава, относящиеся к саблегорской свите позднего рифея — раннего венда. На докембрийских образова-

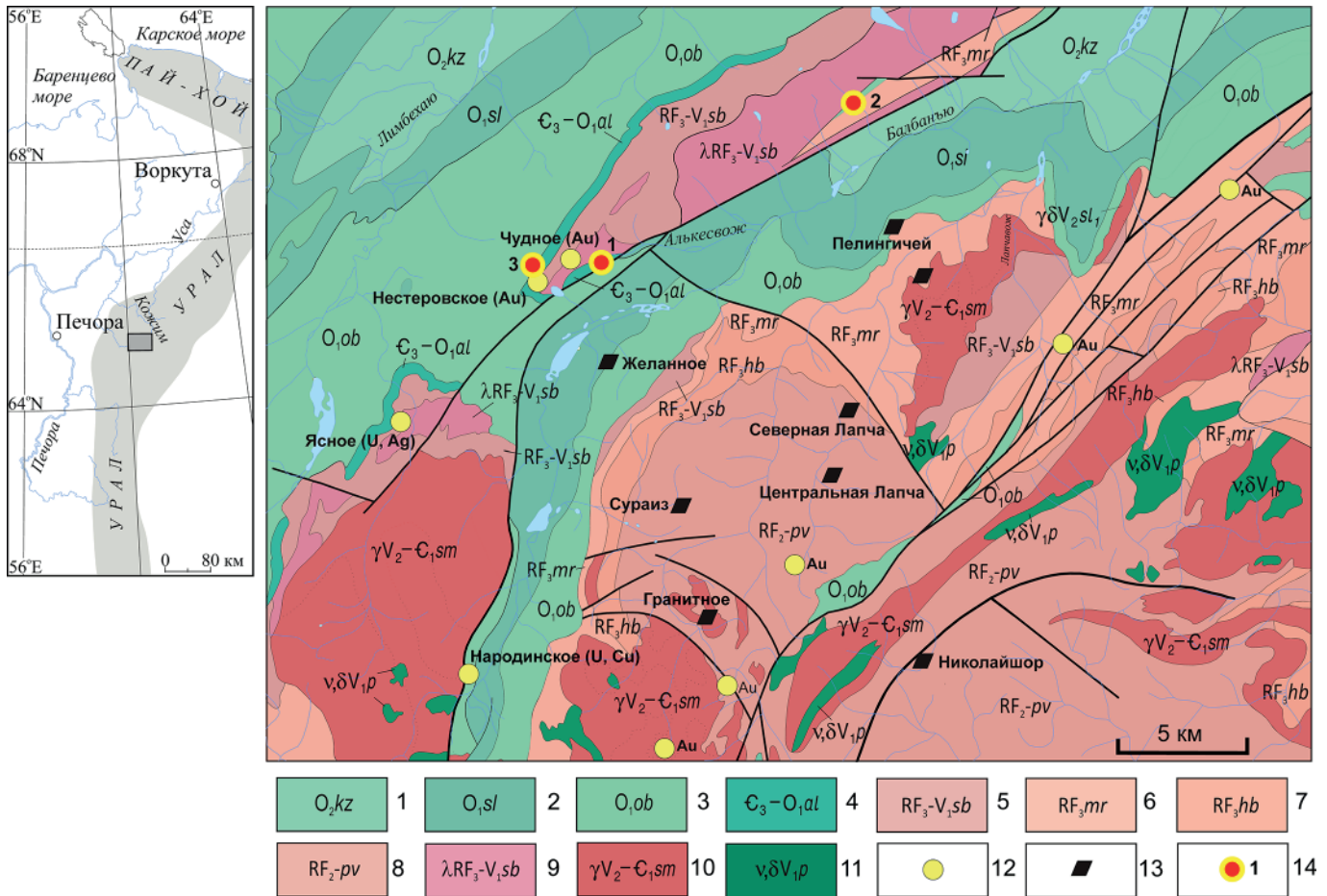


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Приполярного Урала (по: Государственная..., 2013 с изменениями): 1 — кожимская свита: известняки, известковые сланцы и песчаники; 2 — салецкая свита: хлорит-серицит-кварцевые сланцы, песчаники; 3 — обеизская свита: кварцито-песчаники, конгломераты, гравелиты; 4 — алькесвожская свита: гравелиты, песчаники с прослоями сланцев; 5 — саблегорская свита: эффузивы кислого и основного состава; 6 — мороянская свита: сланцы хлорит-серицит-альбит-кварцевые, алевросланцы, метаалевролиты; 7 — хобеинская свита: кварциты, конгломераты, сланцы хлорит-серицит-альбит-кварцевые; 8 — пуйвинская свита: слюди-кварцевые сланцы с линзами мраморов и прослоями кварцитов; 9 — саблегорские субвулканические риолиты; 10 — граниты сальнеро-маньхамбовского комплекса; 11 — габбро, габбро-долериты, диориты парнукского комплекса; 12 — рудные месторождения и проявления; 13 — хрусталеносные месторождения; 14 — места находок детритовых Zn-Mn-содержащих хромшпинелидов (1 — участок Альбовский, 2 — руч. Быстрый, 3 — проявление Нестеровское)

Fig. 1. Schematic geologic structure of the northern Subpolar Urals, modified from State Geological Map..., 2013: 1 — Kozhim formation: limestones, calcareous shales and sandstones; 2 — Saled formation: chlorite-sericite-quartz schists, sandstones; 3 — Obeiz formation: quartzite sandstones, conglomerates, gravelstones; 4 — Alkesvozh formation: gravelstones, sandstones with schist interbeds; 5 — Sablegorsk formation: felsic and mafic effusive rocks; 6 — Moroya formation: chlorite-sericite-albite-quartz schists, silty shales, metasiltstones; 7 — Khobeyu formation: quartzites, conglomerates, chlorite-sericite-albite-quartz schists; 8 — Puiva formation: mica-quartz schists with marble lenses and quartzite interbeds; 9 — Sablegorsk subvolcanic rhyolites; 10 — granites of the Sal'ner-Mankhambo complex; 11 — gabbro, gabbro-dolerites, and diorites of the Parnuk complex; 12 — ore deposits and ore occurrences; 13 — rock crystal deposits; 14 — locations of finds of detrital Zn-Mn-containing chrome spinels (1 — Albovsky site, 2 — Bystry Creek, 3 — Nesterovskoye occurrence)

як с угловым и стратиграфическим несогласием залегают более молодые отложения. В виде узкой полосы и отдельных выходов прослеживаются кварцевые гравелиты и песчаники алькесвожской свиты позднего кембрия – раннего ордовика. Они сменяются ордовикскими отложениями: кварцито-песчаниками, конгломератами и гравелитами обеизской свиты, хлорит-серицит-кварцевыми сланцами и песчаниками салецкой свиты, известняками и известковистыми сланцами кожимской свиты. Интрузивные образования представлены в основном гранитами поздневендско-раннекембрийского сальнеро-маньхамбовского комплекса, габбро, габбро-долеритами и диоритами пар-

нукского комплекса ранневендского возраста. Все породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации, при этом породы рифея в южной и юго-восточной части района были, видимо, метаморфизованы неоднократно.

Широко развиты кварцево-жильно-хрусталеносные месторождения, а также золотосульфидные, золотосульфидно-кварцевые, свинцово-цинковые, уран-серебряные, уран-медные, молибденовые и редкоземельные проявления. Наиболее крупными рудными объектами являются Au-Pd-месторождение Чудное и Au-Pd-рудопоявление Нестеровское, тяготеющие к межформационной границе двух крупнейших текто-

нических комплексов: рифей-вендского (доуралиты) и палеозойского (уралиты). В этих объектах присутствует Cr-содержащая минерализация, происхождение которой в риолитах месторождения Чудное пока не находит объяснения.

Отложения алькесвожской свиты, залегающие в основании палеозойского чехла, представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевро-сланцами; в породах отмечаются резкие фациальные переходы. В обломочной части пород преобладает кварц, цемент серицит-кварцевый, хлорит-серицит-кварцевый, иногда с пиррофиллитом. Структура цемента гранобластовая, бластосаммитовая или бластопсефитовая, текстура сланцеватая. Второстепенные минералы, которыми заметно обогащены отдельные прослои, представлены гематитом, апоильменитовым лейкоксеном и аутигенным рутилом, на некоторых участках распространен хлоритоид. Гематит образует уплощенные зерна размером от мельчайших чешуек до пластинок длиной 1 мм. Магнетит наблюдается только в базальном горизонте свиты, выше по разрезу он исчезает, уступая место гематиту. Акцессорные минералы — циркон, турмалин, апатит, монацит, ксенотим, алланит, спессартин, пьомонит, эпидот, титанит, лазулит, флоренсит, горсейксит, эвклаз. Сульфиды (пирит, халькопирит) для алькесвожской свиты не характерны и присутствуют в небольшом количестве только в базальном горизонте (Озеров, 1996; Юдович и др., 1998; Ефанова, Повонская, 1999).

К терригенным отложениям алькесвожской свиты приурочено Au-Pd-рудопоявление Нестеровское, представленное вкрапленностью золота, концентрирующегося в виде лентовидных или линзовидных скоплений. На наиболее деформированных участках распределение золота контролируется плоскостями срывов, сланцеватостью, шарнирами складок волочения, искажающими и нередко затушевывающими первичное его распределение. Наиболее богатые руды выявлены в участках осветления или, реже, фукситизации пород. Окатанных частиц золота нет, все золото метаморфизованное. В сростании с золотом отмечаются Pd-минералы — атенеит и мертиит (Ефанова и др., 1999; Ефанова, Юдович, 2002).

Материал и методы исследований

Текстурно-структурные особенности пород алькесвожской свиты изучались в керне скважин, полотно канав и коренных обнажениях на обширной площади в районе рудопоявления Нестеровское и на руч. Быстрый (рис. 1). Хромсодержащие минералы в составе алькесвожской свиты играют скромную роль, однако привлекают к себе особое внимание в связи с тесной взаимосвязью золота с хромсодержащим мусковитом (фукситом) в риолитах месторождения Чудное, менее отчетливо эта связь проявлена в терригенных породах на рудопоявлении Нестеровское.

Характер распределения фуксита в породах определялся главным образом визуально благодаря его хо-

рошо заметной зеленой окраске. Минеральный состав пород изучался при производстве поисково-оценочных работ¹ в петрографических шлифах (Е. А. Котельникова) и концентратах тяжелых минералов (Н. В. Повонская), полученных из измельченных до 1 мм проб. Пробы отбирались из керна скважин, полотна канав и в коренных обнажениях. Кроме того, изучались шлихи, полученные при промывке элювиально-делювиальных отложений. Полученные результаты в части распределения хромсодержащих минералов были учтены в настоящей работе.

Лабораторные исследования проведены на базе ЦКП «Геонаука» Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Cr-содержащие породы ручья Быстрого и рудопоявления Нестеровское изучались в полированных шлифах. Концентраты магнетита из керна буровых скважин (205136 и 206116) и шлиховой пробы 520602 монтировались в эпоксидной смоле, после чего изготавливались полированные препараты. В отраженном свете породы изучались с помощью оптического микроскопа Nikon Eclipse LV 100 ND. Исследование строения и состава минералов проводилось на электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром X-Max 50 Oxford Instruments (оператор Е. М. Тропников) и электронном микроскопе KYKY EM-6900 с энергодисперсионным спектрометром Xplore 30 Oxford Instruments (оператор В. А. Радаев). Напряжение 20 кВ, диаметр электронного зонда 1 мкм. Время набора спектров составляло 60–80 сек (600 тыс. импульсов). Эталоны — чистые металлы для Au, Ag, Fe, Cr, Zn, Ti, Mn и V, KBr для K, альбит для Na, волластонит для Ca, MgO для Mg, Al₂O₃ для Al. Погрешность определения в хромшпинелидах (мас. %): Al₂O₃ — 0.12, Cr₂O₃ — 0.17, MnO — 0.1, FeO — 0.17, ZnO — 0.2, погрешность определения в слюдах (мас. %): Al₂O₃ — 0.1, SiO₂ — 0.15, K₂O — 0.06, Cr₂O₃ — 0.06, FeO — 0.06. Полированный шлиф 751513 изучен А. В. Моховым (ИГЕМ РАН) на электронном микроскопе JSEM-5300 с энергодисперсионным спектрометром Link.

Расчет содержаний FeO и Fe₂O₃ в шпинелидах произведен по стехиометрии A²⁺B³⁺₂O₄ на 3 катиона и 4 кислорода.

Результаты

Хромсодержащие минералы в породах алькесвожской свиты распространены неравномерно и встречаются в двух геологических обстановках. В средних и верхних частях разреза свиты отмечаются участки фукситсодержащих пород (участок Альбовский, руч. Быстрый и рудопоявление Нестеровское), в которых изредка встречаются реликты хромшпинелида. В нижней части разреза в базальных гравелитах и конгломератах реликты хромшпинелида обнаружены в магнетите на рудопоявлении Нестеровское (скв. 205 и 206). Во всех обстановках первичным хромовым минералом в породах являлся детритовый хромшпинелид, но процессы и результаты его преобразования довольно сильно различаются.

¹ Ефанова Л. И., Онищенко Л. В., Карчевский А. Ф., Онищенко С. А. и др. Промышленная оценка золоторудных проявлений Алькесвожского участка на хребте Малдындырд: Отчет ГРП за 1997–2005 гг. / Сыктывкар, Комигеолфонд, 2005.

Efanova L. I., Onishchenko L. V., Karchevsky A. F., Onishchenko S. A. et al. Industrial assessment of gold ore occurrences at the Alkesvozhsky site on the Maldynnyrd ridge: exploration crew report for 1997-2005 / Syktyvkar, Komigeolfond, 2005.



Замещение хромшпинелида фукситом

Cr-содержащие породы видны визуально благодаря ярко-зеленой (изумрудной) окраске фуксита. Отмечено, что на участках разреза, где фуксит образует значительные, но размытые полосы и струи, хромшпинелид, как правило, отсутствует. Напротив, в мелких редких выделениях (глазках) фуксита насыщенного зеленого цвета устанавливается наличие хромшпинелида. Именно в таких ярко-зеленых обособлениях фуксита были обнаружены хромшпинелиды на участке Альбовский, оказавшиеся при последующем изучении Zn-Mn-содержащими (Юдович и др., 1997; Макеев и др., 1999; Макеев, Макеев, 2005).

Строение фуксит-хромшпинелидных образований нами изучено в гравелитах и песчаниках алькесвожской свиты (возможно, это нижняя часть обеизской свиты) на ручье Быстром, левом притоке р. Балбанью. В терригенных породах отмечены участки фукситсодержащих зеленых пород мощностью до 0.5 м. Распределение фуксита в них струйчатое или пятнистое (рис. 2, а, b), В ярко-зеленых струйках или пят-

нышках, сложенных почти мономинеральным агрегатом фуксита, выявлены реликты трещиноватых зерен Zn-Mn-содержащих хромшпинелидов. Изредка отмечаются фукситовые прожилки толщиной до 3 мм (рис. 2, с), что указывает на мобилизацию и переотложение хрома при метаморфических процессах.

Хромшпинелид замещается фукситом, в результате чего его зерна, имеющие первоначально размер около 0.2 мм, разобщены на отдельные фрагменты размером 20–40 мкм (рис. 3). Реликтовые хромшпинелиды являются Zn-Mn-содержащими, количество ZnO составляет 8.5–10.7 мас. %, MnO — 4.9–5.7 мас. %, характерно отсутствие MgO (табл. 1). Вариации состава в отдельно взятых зернах невелики, в разных образцах отмечаются некоторые различия в содержании Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Формула наиболее богатого цинком шпинелида — $Fe^{2+}_{0.52}Zn_{0.30}Mn_{0.18}Cr_{1.59}Al_{0.30}Fe^{3+}_{0.10}O_4$.

Содержание Cr_2O_3 в фуксите, замещающем хромшпинелид, варьирует. Наиболее высокое содержание Cr_2O_3 в слюде (5.0–5.9 мас. %) отмечается вблизи зерен хромшпинелида, уменьшаясь по периферии фук-

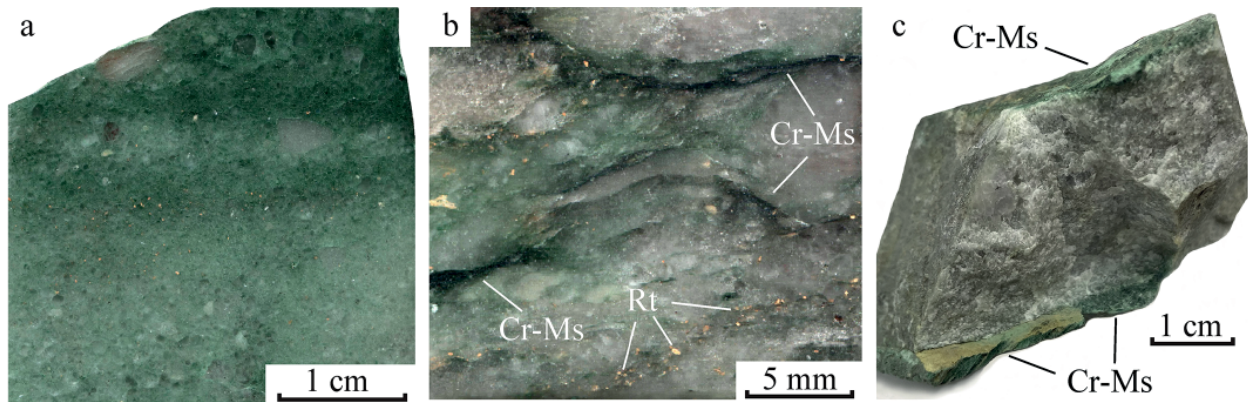


Рис. 2. Фуксит в гравелитах и песчаниках алькесвожской свиты (ручей Быстрый): а — обильный фуксит в цементе породы окрашивает ее в зеленый цвет, обр. 751514; б — струйки фуксита (Cr-Ms) в гравелите, обр. 751513, Rt — рутил; с — прожилки фуксита в гравелите, обр. 2296

Fig. 2. Fuchsite in gravelstones and sandstones of the Alkesvozh suite (Bystry Creek): a — abundant fuchsite in the rock cement gives it a green color, sample 751514; b — fuchsite (Cr-Ms) streaks in the gravelstone, sample 751513, Rt — rutile; c — fuchsite veinlets in the gravelstone, sample 2296

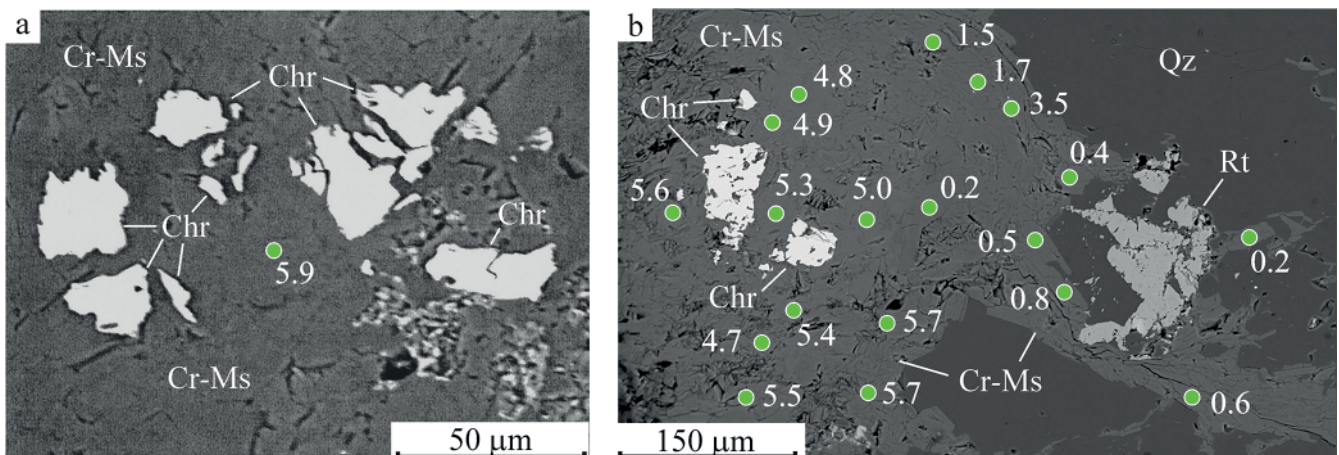


Рис. 3. Реликты Zn-Mn-содержащего хромшпинелида в фуксите (ручей Быстрый). Указано содержание Cr_2O_3 в фуксите в мас. %. Chr — хромшпинелид, Cr-Ms — фуксит, Rt — рутил, Qz — кварц. Полированные шлифы 751513 (а) и 751515 (б). Изображения в отраженных электронах

Fig. 3. Relics of Zn-Mn-bearing chrome spinel in fuchsite (Bystry Creek). The Cr_2O_3 content in fuchsite is indicated in wt.%. Chr — chrome spinel, Cr-Ms — fuchsite, Rt — rutile, Qz — quartz. Polished sections 751513 (a) and 751515 (b). BSE images

Таблица 1. Состав реликтовых Zn-Mn-содержащих хромшпинелидов (ручей Быстрый), мас. %

Table 1. Composition of relict Zn-Mn-containing chrome spinelides (Bystry Creek), wt. %

Оксиды Oxide	751513		751515		
FeO	16.51	17.33	18.07	17.84	17.91
ZnO	10.62	10.68	8.51	9.15	8.75
MnO	5.57	4.90	5.65	5.49	5.73
Cr ₂ O ₃	52.88	54.38	53.37	55.28	56.52
Al ₂ O ₃	6.69	5.51	2.10	2.31	2.11
Fe ₂ O ₃	3.44	3.74	9.91	8.27	7.19
TiO ₂	0.15	0.25	0.0	0.0	0.0
V ₂ O ₃	0.0	0.0	0.28	0.0	0.0
Σ	95.86	96.79	97.88	98.34	98.21

ситового обособления до 0.2–0.8 мас. % Cr₂O₃ (рис. 3, b). Состав наиболее хромистого фуксита (мас. %): SiO₂ — 47.18, TiO₂ — 0.84, Al₂O₃ — 25.46, Cr₂O₃ — 5.86, FeO — 4.10, MgO — 1.83, CaO — 0.20, K₂O — 11.28, Na₂O — не обн., сумма — 96.75. На расстоянии 2–3 мм от фукситовых обособлений наличие хрома в слюде в цементирующей массе породы не фиксируется. В рутиле на периферии фуксит-хромшпинелидных образований Cr не обнаружен (рис. 3, b), в качестве примеси присутствует 0.4–0.5 мас. % FeO.

Первоначальные контуры зерен хромшпинелидов не сохранились, по балансу Cr₂O₃ можно заключить, что замещено примерно 70–80 % объема шпинелидов, хром которых зафиксирован в фуксите.

Значимые результаты получены при изучении рудовмещающих пород проявления Нестеровское, в которых фуксит отмечается преимущественно в виде мелких пятен, но в относительно более деформированных породах присутствуют фукситсодержащие участки линзовидной, линзовидно-пятнистой формы с нечеткими контурами. Мощность их 0.2–1 м, по

простирацию прослеживаются на несколько метров. Распределение фуксита пятнисто-полосчатое, иногда им обогащены отдельные слои мощностью 1–5 см, но нередко фукситсодержащие струйки толщиной 0.5–1 см контролируются плейчатостью, зонами смятий и срывов, что указывает на мобилизацию и переотложение хрома при метаморфических процессах. В некоторых случаях пути миграции Cr и Au совпадали, что приводило к образованию сростаний самородного золота с Cr-содержащими минералами (рис. 4, a).

При минералогических исследованиях фукситсодержащих пород реликтовый хромшпинелид не был обнаружен, видимо, он полностью замещен вторичными метаморфическими Cr-содержащими минералами, среди которых помимо фуксита присутствуют гематит, рутил и хлорит. Кроме того, в шлихе В-221 из элювиально-делювиальных отложений на платообразной поверхности проявления Нестеровское в обломках фуксита обнаружены мелкие (5–20 мкм) новообразованные идиоморфные кристаллики Zn-содержащего хромшпинелида, иногда в сростании с самородным золотом. Таким образом, в деформированных породах рудопрооявления Нестеровское хром, высвободившийся при разложении детритовых хромшпинелидов, от которых никаких видимых следов не осталось, зафиксировался в аутигенно-метаморфогенных фуксите, гематите, рутиле, хлорите и Zn-содержащем хромшпинелиде.

Содержание Cr₂O₃ в фуксите в основном заключено в интервале 1–2 мас. %, в сростании с Zn-содержащим хромшпинелидом несколько выше (до 3.8 мас. %), содержание железа невысокое, почти постоянно отмечается примесь Na₂O (табл. 2).

Содержание Cr₂O₃ в гематите заметно выше, чем в фуксите, и достигает 7.0 мас. % (табл. 3). Для гематита характерна пластинчатая форма зерен (рис. 4, a). В некоторых случаях зерна Cr-содержащего гематита нарастают на детритовые зерна ильменита, нацело замещенные агрегатом рутила и гематита (рис. 4, b), при-

Таблица 2. Состав фуксита (рудопрооявление Нестеровское), мас. %

Table 2. Composition of fuchsite (Nesterovskoye ore occurrence), wt. %

Образец Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Σ
202803	45.88	35.91	1.01	2.31	0.22	10.36	0.94	96.63
	46.35	36.16	0.76	1.88	0.27	9.96	0.90	96.28
	46.16	35.86	1.82	2.07	0.33	10.17	0.79	97.20
	46.21	35.07	1.53	2.46	0.36	9.89	0.68	96.20
	45.74	35.80	0.88	2.32	0.25	10.03	0.77	95.79
102306	47.34	36.03	0.0	2.75	0.0	10.11	0.61	96.83
	46.21	35.00	1.76	1.66	0.42	10.13	0.62	95.80
	46.50	34.74	2.07	1.46	0.29	10.00	0.61	95.67
	46.07	34.75	2.04	1.91	0.29	10.25	0.47	95.78
В-221	44.80	33.88	2.48	2.51	0.27	10.61	0.40	94.95
	45.46	33.29	3.81	2.51	0.0	10.70	0.45	96.22
	45.02	34.19	2.25	2.37	0.31	10.33	0.0	94.47
	45.63	34.86	2.11	2.28	0.0	10.41	0.56	95.85
	45.94	33.45	2.94	2.68	0.31	10.62	0.35	96.29

Примечание. Все железо выражено в форме FeO

Note. All Fe — as FeO

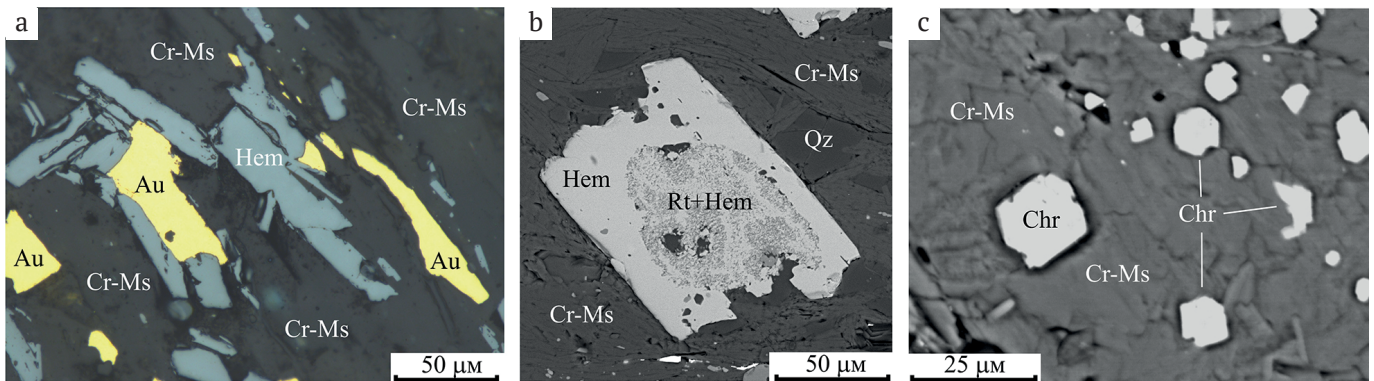


Рис. 4. Метаморфогенные Cr-содержащие минералы и золото в гравелите алькесвожской свиты (рудопоявление Нестеровское): а — пластинки Cr-содержащего гематита (Hem) в сростании с самородным золотом в фуксите (Cr-Ms); б — Cr-содержащий гематит в фукситовой матрице нарастает на апоильменитовый гематит-рутиловый агрегат (Rt+Hem). Qz — кварц; с — идиоморфные кристаллики Zn-содержащего хромшпинелида (Chr) в фуксите. Полированные шлифы 202803 (а, б) и В-221 (с). Изображения в отраженном свете (а) и отраженных электронах (б, с)

Fig. 4. Metamorphic Cr-containing minerals and gold in the gravelstone of the Alkesvozh suite (Nesterovskoye ore occurrence): а — Cr-bearing hematite (Hem) plates intergrown with native gold in fuchsite (Cr-Ms); б — Cr-bearing hematite in a fuchsite matrix grows onto apoilmenite hematite-rutile aggregate (Rt+Hem). Qz — quartz; с — idiomorphic crystals of Zn-containing chrome spinelide. Polished sections 202803 (а, б) and В-221 (с). Reflected light (а) and BSE (б, с) images

Таблица 3. Состав Cr-содержащего гематита (рудопоявление Нестеровское), мас. %

Table 3. Composition of Cr-containing hematite (Nesterovskoye ore occurrence), wt. %

Образец Sample	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Σ
202803	92.87	3.87	1.90	0.0	98.64
	92.82	4.17	1.81	0.0	98.80
	92.92	3.80	1.69	0.0	98.41
102306	88.22	7.02	1.63	0.23	97.10
	89.34	6.76	1.46	0.21	97.77

чем в микрозернистом агрегате последних Cr также фиксируется: в гематитовой части — до 5.3 мас. % Cr₂O₃, в рутиловой — до 2.0 мас. % Cr₂O₃.

Рутил, помимо агрегатных скоплений по ильмениту, присутствует в фукситсодержащих породах в виде самостоятельных зерен неправильной формы размером около 0.1 мм. Обычное содержание Cr₂O₃ в рутиле 0.7–1.2 мас. %, другие примеси (мас. %): FeO — 0.2–1.9, Nb₂O₅ — до 0.7, реже встречается V₂O₅ — до 0.9.

Хлорит отмечается в фукситсодержащих породах в подчиненном количестве. Содержание Cr₂O₃ заключено в интервале 0.7–1.2 мас. %, отмечается примесь NiO до 0.4 мас. % (табл. 4).

В Zn-содержащем хромшпинелиде среди двухвалентных элементов преобладают Fe и Zn, вариации содержаний минералообразующих компонентов заключены в следующих пределах (мас. %): FeO — 14.8–18.1, ZnO — 14.4–18.1, MnO — 1.4–1.7, Cr₂O₃ — 42.4–45.7, Fe₂O₃ — 12.2–18.4, Al₂O₃ — 5.0–7.4 (табл. 5).

Замещение хромшпинелида магнетитом

В базальных гравелитах и конгломератах алькесвожской свиты на рудопоявлении Нестеровское в метаморфогенном магнетите присутствуют реликты хромшпинелидов, которые обнаруживаются при изучении магнитной фракции пород в полированных шлифах. Магнетит представлен октаэдрическими кристал-

Таблица 4. Состав Cr-содержащего хлорита (рудопоявление Нестеровское), мас. %

Table 4. Composition of Cr-containing chlorite (Nesterovskoye ore occurrence), wt. %

Оксиды Oxide	202803			
	SiO ₂	25.77	26.26	26.36
Al ₂ O ₃	25.44	24.58	25.00	25.26
Cr ₂ O ₃	0.91	1.23	0.68	1.11
FeO	19.35	18.61	17.41	17.80
MnO	0.0	0.0	0.18	0.20
MgO	16.94	17.20	17.57	17.57
NiO	0.0	0.0	0.39	0.34
Σ	88.41	87.88	87.59	89.07

лами и зернами угловатой формы размером 0.08–0.50 мм, частично замещенными гематитом. Реликты хромшпинелидов в кристаллах магнетита встречаются нечасто, детально изучен состав и строение 20 зерен. Реликты имеют изометричную или неправильную форму. Активное замещение хромшпинелида магнетитом приводит к его фрагментации, примесь Cr присутствует в магнетите вблизи реликтов хромшпинелида и не отмечается во внешних зонах кристаллов магнетита. Состав хромшпинелидов в различных зернах различается по содержанию Cr₂O₃, Al₂O₃ и Fe₂O₃, изредка отмечается примесь TiO₂ и V₂O₅, среди двухвалентных компонентов преобладает FeO, во всех зернах заметную роль в составе играют ZnO и MnO. Содержания MnO невелики и заключены в интервале 1.7–3.6 мас. %. Содержания ZnO в хромшпинелидах, напротив, изменяются значительно как от зерна к зерну, так и в пределах одного зерна, минимальное содержание ZnO составляет 1.3, максимальное — 17.5 мас. %.

По общему составу и особенностям распределения элементов реликтовые хромшпинелиды разделяются на три группы. Первую группу составляют *безмагниево-хромшпинелиды* с относительно однород-

**Таблица 5.** Состав новообразованных Zn-содержащих хромшпинелидов (рудопоявление Нестеровское), мас. %**Table 5.** Composition of newly formed Zn-containing chrome spinelides (Nesterovskoye ore occurrence), wt. %

FeO	ZnO	MnO	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Σ	Формула / Formula
17.43	15.15	1.38	42.43	17.50	6.06	99.95	(Fe ²⁺ _{0.54} Zn _{0.42} Mn _{0.04})(Cr _{1.25} Fe ³⁺ _{0.49} Al _{0.26}) ₂ O ₄
16.37	15.92	1.72	45.72	13.25	6.52	99.50	(Fe ²⁺ _{0.51} Zn _{0.44} Mn _{0.05})(Cr _{1.34} Fe ³⁺ _{0.37} Al _{0.29}) ₂ O ₄
17.71	14.59	1.37	43.49	17.22	5.21	99.59	(Fe ²⁺ _{0.56} Zn _{0.40} Mn _{0.04})(Cr _{1.29} Fe ³⁺ _{0.48} Al _{0.23}) ₂ O ₄
17.30	14.88	1.52	42.79	18.35	4.96	99.80	(Fe ²⁺ _{0.54} Zn _{0.41} Mn _{0.05})(Cr _{1.26} Fe ³⁺ _{0.52} Al _{0.22}) ₂ O ₄
16.16	16.38	1.64	44.26	14.46	6.88	99.78	(Fe ²⁺ _{0.50} Zn _{0.45} Mn _{0.05})(Cr _{1.30} Fe ³⁺ _{0.40} Al _{0.30}) ₂ O ₄
14.89	17.53	1.59	45.62	12.17	7.00	98.80	(Fe ²⁺ _{0.47} Zn _{0.48} Mn _{0.05})(Cr _{1.35} Fe ³⁺ _{0.34} Al _{0.31}) ₂ O ₄
17.15	15.20	1.50	44.48	14.25	6.59	99.17	(Fe ²⁺ _{0.53} Zn _{0.42} Mn _{0.05})(Cr _{1.31} Fe ³⁺ _{0.40} Al _{0.29}) ₂ O ₄
17.39	15.08	1.61	43.54	14.51	7.41	99.54	(Fe ²⁺ _{0.54} Zn _{0.41} Mn _{0.05})(Cr _{1.27} Fe ³⁺ _{0.41} Al _{0.32}) ₂ O ₄
18.11	14.38	1.46	42.88	16.69	6.40	99.92	(Fe ²⁺ _{0.56} Zn _{0.39} Mn _{0.05})(Cr _{1.26} Fe ³⁺ _{0.46} Al _{0.28}) ₂ O ₄
14.75	18.06	1.36	44.04	13.58	7.29	99.08	(Fe ²⁺ _{0.46} Zn _{0.50} Mn _{0.04})(Cr _{1.30} Fe ³⁺ _{0.38} Al _{0.32}) ₂ O ₄

ным распределением Zn. Вторую и третью группу составляют хромшпинелиды с неоднородным распределением элементов: зерна зонального строения с остаточными содержаниями MgO в центре зерен и высокими содержаниями ZnO по периферии и Zn-содержащие хромшпинелиды глиноземистого состава, замещаемые феррихромитом и хроммагнетитом.

Безмагнетитовые разности с относительно равномерным распределением Zn наиболее распространены среди реликтовых зерен хромшпинелидов. Содержание ZnO в отдельных зернах заключено в интервалах от 3.4–8.8 до 9.8–12.4 мас. %, остальных компонентов (мас. %): Cr₂O₃ – от 37.1–38.5 до 52.8–53.1, Al₂O₃ – от 5.0–5.1 до 12.6–12.8, Fe₂O₃ – от 3.0–3.6 до 18.8–19.6, FeO – от 19.9–23.8 до 26.7–27.5, MnO – от 1.7–1.9 до 3.1–3.5. Обращает на себя внимание значительное содержание Fe₂O₃ в некоторых хромшпинелидах, при этом они заметно не отличаются от других зерен по содержанию ZnO. Строение хромшпинелидов в этой группе довольно разнообразно, часто отмечается коррозия и разделение зерен на отдельные фрагменты, первоначальная форма детритовых зерен утрачивается (рис. 5). В некоторых случаях в магнетите присутствуют пластинки гематита, развивающиеся главным образом по трещинам отдельности (рис. 5, с–е).

Весьма сложную морфологию реликты хромшпинелида приобретают в результате совместного замещения магнетитом и хлоритом. Вместе с тем вариации состава хромшпинелида по данным 4-х определений невелики (мас. %): Cr₂O₃ – 42.0–42.2, Al₂O₃ – 12.6–12.8, Fe₂O₃ – 8.9–9.0, FeO – 26.0, MnO – 2.5, ZnO – 5.9–6.1, TiO₂ – 0.5. Содержание Cr₂O₃ в окружающем магнетите составляет 2.2–2.8 мас. % (рис. 5, а).

Существенные детали замещения хромшпинелида магнетитом выяснились при изучении зерна 205136_1 (рис. 5, b). Монолитная часть хромшпинелида содержит (мас. %): Cr₂O₃ – 46.6–47.2, Al₂O₃ – 12.8–13.0, Fe₂O₃ – 3.6–4.6, FeO – 20.5–23.8, MnO – 2.4–2.7, ZnO – 7.7–11.5. Наиболее высокое содержание Zn отмечено вблизи границы с магнетитом, состав хромшпинелида (мас. %): Cr₂O₃ – 46.4, Al₂O₃ – 12.6, Fe₂O₃ – 4.8, FeO – 19.9, MnO – 2.5, ZnO – 12.0, формула Fe²⁺_{0.60}Zn_{0.32}Mn_{0.08}

Cr_{1.33}Al_{0.54}Fe³⁺_{0.13}O₄. Характер изменений на границе с магнетитом определен при анализе мелких реликтов хромшпинелида в магнетите. Таким образом установлено, что в зоне контакта в хромшпинелиде происходит очень значительная потеря Al₂O₃ и столь же значительное увеличение содержания трехвалентного железа при практически неизменном содержании Cr₂O₃ (мас. %): Cr₂O₃ – 44.9, Al₂O₃ – 2.5, Fe₂O₃ – 18.0, FeO – 21.6, MnO – 3.5, ZnO – 6.7; формула Fe²⁺_{0.70}Zn_{0.19}Mn_{0.11}Cr_{1.37}Al_{0.11}Fe³⁺_{0.52}O₄. Содержание Cr₂O₃ в магнетите на удалении 25 мкм от контакта с хромшпинелидом составляет 0.7–0.9 мас. %.

В некоторых случаях реликтовый хромшпинелид сохраняет относительно монолитное строение (рис. 5, е). Содержание компонентов равномерное по всему зерну (мас. %): Cr₂O₃ – 42.4–44.5, Al₂O₃ – 10.3–11.0, Fe₂O₃ – 9.2–11.2, FeO – 24.5–26.0, MnO – 2.1–2.3, ZnO – 6.2–6.5. Содержание ZnO незначительно увеличивается до 6.6–6.8 мас. % на границе с магнетитом (рис. 5, f). Содержание Cr₂O₃ в магнетите на расстоянии 5 мкм от контакта с хромшпинелидом составляет 2.0 мас. %, уменьшаясь по мере удаления от контакта.

Среди безмагнетитовых хромшпинелидов более отчетливое увеличение содержания ZnO в периферической части отмечено в зерне 206116_3 (рис. 6). Хромшпинелид замещается магнетитом, магнетит, в свою очередь, замещается гематитом. Гематит развивается в магнетите в виде мелких пятен вдоль трещин, полностью окружает зерно хромшпинелида и глубоко проникает в него по прожилкам. Распределение ZnO в хромшпинелиде имеет слабо выраженный V-образный профиль. В центральной части с минимумом ZnO (мас. %): Al₂O₃ – 7.3–7.7, Cr₂O₃ – 49.0–52.3, Fe₂O₃ – 6.3–7.5, FeO – 22.3–22.8, MnO – 2.6–2.7, ZnO – 7.6–8.1. Обогащение цинком краевой части хромшпинелида сопровождается заметным уменьшением количества Cr₂O₃ и увеличением содержания Fe₂O₃ (мас. %): Al₂O₃ – 8.8, Cr₂O₃ – 43.3, Fe₂O₃ – 10.8, FeO – 19.6, MnO – 2.6, ZnO – 11.2, что соответствует увеличению содержания магнетитового минала с 9 до 15 мол. %. Гематит содержит 2.5–3.6 мас. % Cr₂O₃ в оторочке, окружающей хромшпинелид, и 7.2–7.4 мас. % Cr₂O₃ в прожилках ге-

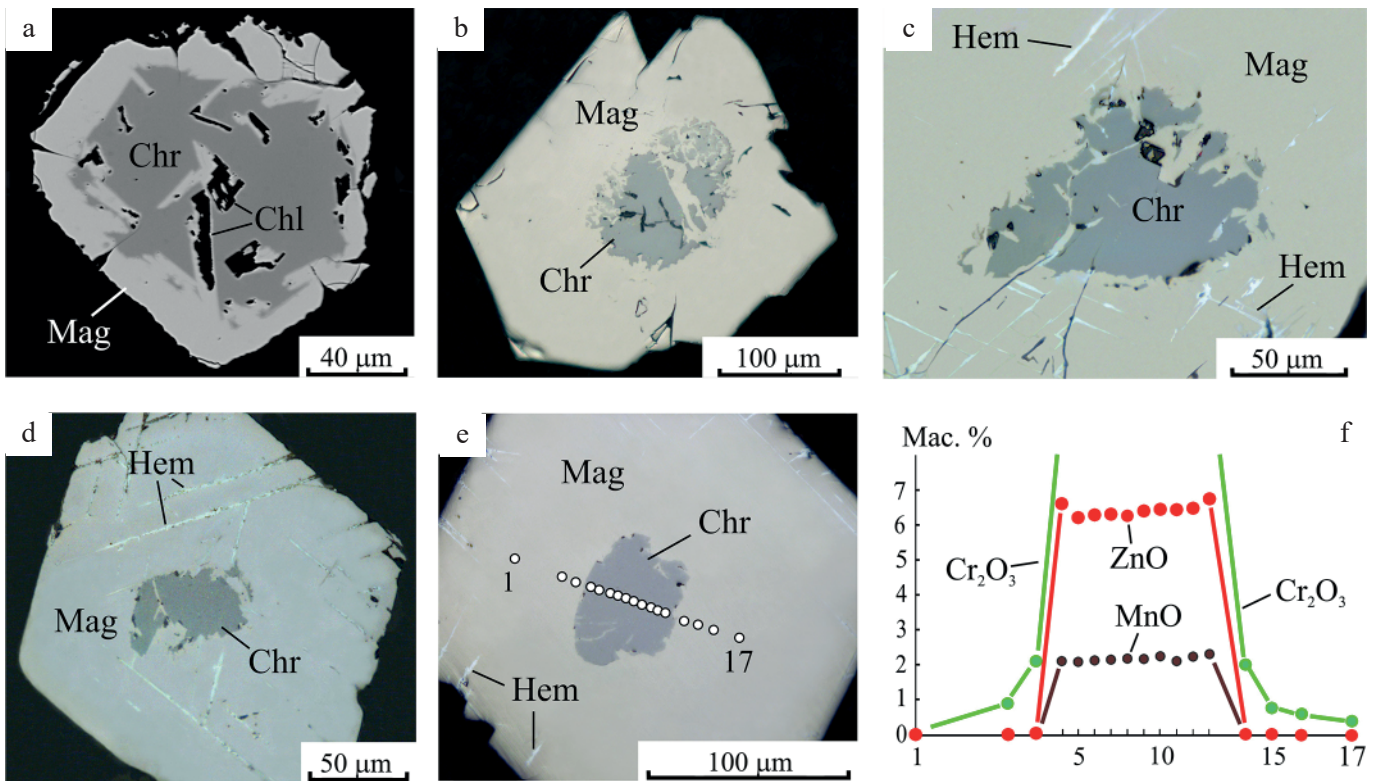


Рис. 5. Реликты хромшпинелида в кристаллах магнетита: а – магнетит совместно с хлоритом глубоко проникает в хромшпинелид, зерно 520602_5; б – реликты хромшпинелида разобщены на многочисленные фрагменты, 205136_1; в – реликты хромшпинелида в магнетите корродированы и расчленены на отдельные фрагменты, 520602_12; д – хромшпинелид замещается магнетитом, в свою очередь магнетит по трещинам отдельности замещается гематитом. В магнетите содержатся разобщенные реликты хромшпинелида, 520602_3; е – хромшпинелид относительно монолитного строения замещается магнетитом, 520602_11; ф – распределение элементов в профиле через зерно (рис. 5, е). Изображения в отраженных электронах (а) и отраженном свете (б–е)

Fig. 5. Relics of chrome spinel in magnetite crystals: а – magnetite together with chlorite deeply penetrates chrome spinel, grain 520602_5; б – chrome spinel relics are separated into numerous fragments, 205136_1; в – chrome spinel relics in magnetite are corroded and dismembered into separate fragments, 520602_12; д – chrome spinel is replaced by magnetite, in turn, magnetite is replaced by hematite along cracks. Magnetite contains separated relics of chrome spinel, 520602_3; е – chrome spinel of relatively monolithic structure is replaced by magnetite, 520602_11; ф – distribution of elements in the profile through the grain (fig. 5, e). Images in reflected electrons (a) and reflected light (b–e)

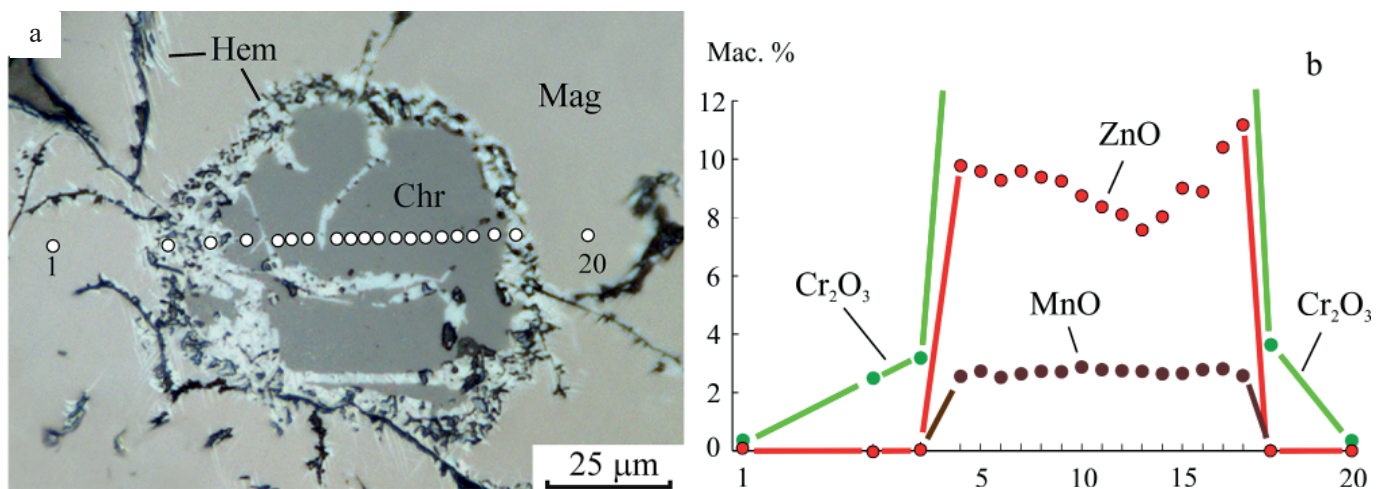


Рис. 6. Реликтовый хромшпинелид в магнетите: а – хромшпинелид (Chr) замещается магнетитом (Mag), гематит (Hem) окружает зерно хромшпинелида и проникает в него по прожилкам. Изображение в отраженном свете; б – распределение элементов в профиле. Зерно 206116_3

Fig. 6. Relict chrome spinel in magnetite: а – chrome spinel (Chr) is replaced by magnetite (Mag), hematite (Hem) surrounds the chrome spinel grain and penetrates it through veins. Image in reflected light; б – distribution of elements in the profile. Grain 206116_3

матита. Содержание Cr_2O_3 в магнетите составляет 0.4 мас. % (точки 1 и 20).

В зернах с ярко выраженным зональным распределением ZnO и наличием MgO в центральной части (рис. 7 и 8) наиболее отчетливо проявляются закономерности миграции элементов при преобразовании хромшпинелидов. Хром, мобилизованный из хромшпинелида, частично фиксировался в замещающем его магнетите, магний и двухвалентное железо замещались цинком. Следует указать, что зональное строение зерен хромшпинелидов не заметно ни в отраженном свете, ни в отраженных электронах и выявляется только при профильном изучении состава минерала.

Распределение ZnO в хромшпинелиде имеет V-образный профиль (рис. 7). Максимальные содержания ZnO (до 8.4 мас. %) отмечены на фронте замещения магнетитом, минимальные (1.8 мас. %) — в центральной части зерна. Здесь же отмечено наличие MgO (0.8–1.0 мас. %), свидетельствующее, что первоначально

но хромшпинелид был Mg-содержащим. Вариации FeO составляют 24.1–29.5 мас. %. Содержание Zn связано обратной зависимостью с содержанием ($\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$), Zn изоморфно замещает Fe^{2+} и Mg в структуре минерала (рис. 7, с). Формула наиболее бедного цинком шпинелида — $\text{Fe}^{2+}_{0.83}\text{Zn}_{0.04}\text{Mn}_{0.08}\text{Mg}_{0.05}\text{Cr}_{1.19}\text{Al}_{0.65}\text{Fe}^{3+}_{0.14}\text{Ti}_{0.01}\text{O}_4$, наиболее богатого цинком — $\text{Fe}^{2+}_{0.71}\text{Zn}_{0.22}\text{Mn}_{0.08}\text{Cr}_{1.19}\text{Al}_{0.62}\text{Fe}^{3+}_{0.16}\text{Ti}_{0.01}\text{O}_4$. Относительно стабильно по профилю содержание других оксидов (мас. %): Cr_2O_3 — 42.3–43.4, Al_2O_3 — 14.8–15.8, Fe_2O_3 — 4.1–6.0 и MnO — 2.3–2.8.

Замещение шпинелида магнетитом сопровождалось мобилизацией хрома, который частично фиксировался в замещающем минерале. Содержание Cr_2O_3 в магнетите составляет 3.5 и 5.9 мас. % в непосредственной близости от хромшпинелида, уменьшаясь по мере удаления от контакта.

На рис. 8 картина замещения хромшпинелида магнетитом усложнена наличием гематита, который, за-

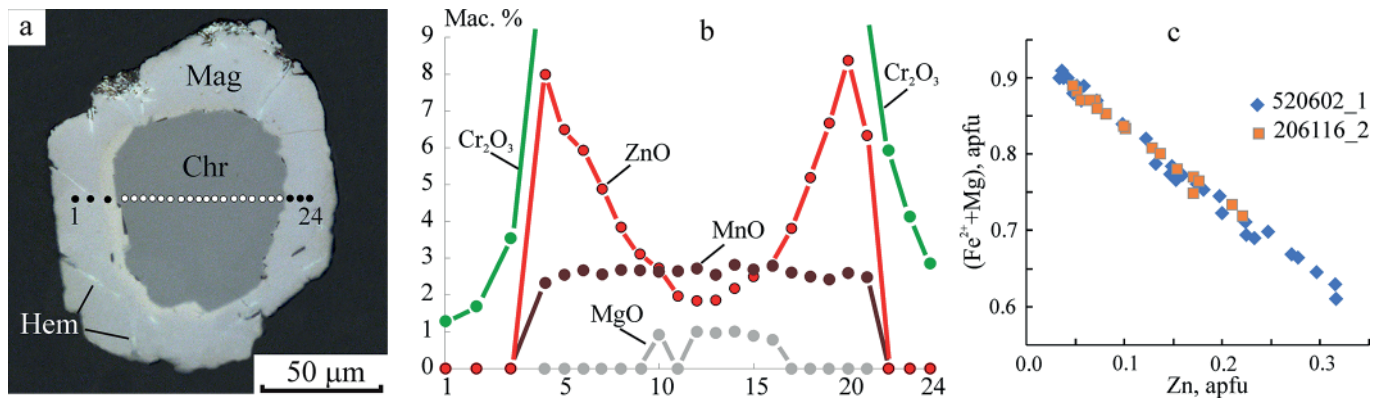


Рис. 7. Закономерности распределения элементов при замещении хромшпинелида магнетитом: а — хромшпинелид (Chr) в магнетите (Mag), Hem — гематит. Изображение в отраженном свете. Зерно 520602_1; б — микрозондовый профиль через зерно хромшпинелида, замещаемое магнетитом; с — вариации содержаний двухвалентных катионов в хромшпинелидах, apfu — коэффициент в формуле минерала

Fig. 7. Patterns of distribution of elements when replacing chrome spinelide with magnetite: а — chrome spinelide (Chr) in magnetite (Mag), Hem — hematite. Reflected light image. Grain 520602_1; б — microprobe profile through a chrome spinelide grain replaced by magnetite; с — variations in the contents of divalent cations in chrome spinelides

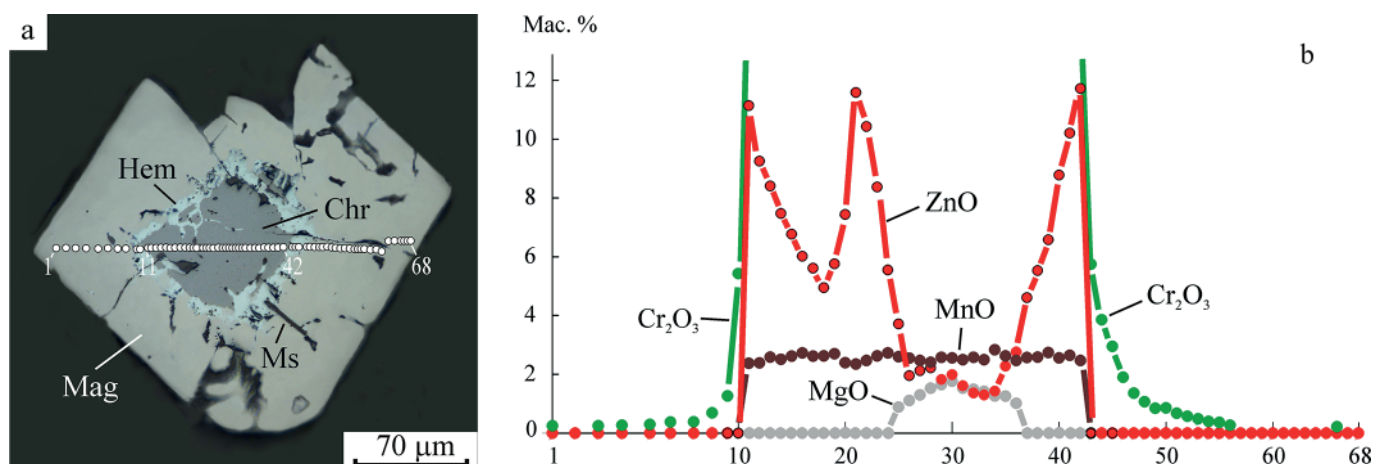


Рис. 8. Распределение элементов при замещении хромшпинелида магнетитом: а — изображение в отраженном свете, показаны точки анализа. Chr — хромшпинелид, Mag — магнетит, Hem — гематит, Ms — мусковит; б — микрозондовый профиль через зерно хромшпинелида, замещаемое магнетитом. Зерно 206116_2

Fig. 8. Distribution of elements when replacing chrome spinelide with magnetite: а — reflected light image, analysis points are shown. Chr — chrome spinel, Mag — magnetite, Hem — hematite, Ms — muscovite; б — microprobe profile through a chrome spinel grain replaced by magnetite. Grain 206116_2



меща магнетит, развивался преимущественно вдоль границы с хромшпинелидом. Первоначальные контуры хромшпинелида примерно соответствуют внешнему краю гематитового кольца. Это видно по характеру распределения мелких включений хромшпинелида в гематите; замещено 15–20 % первоначального объема хромшпинелида.

Распределение ZnO в хромшпинелиде имеет не V-, а W-образный профиль, обусловленный глубоким проникновением гематита (по магнетиту) в замещаемое зерно хромшпинелида. Максимальные содержания ZnO (до 11.7 мас. %) отмечены на контакте с гематитом, минимальные (1.3 мас. %) — в центральной части зерна. Здесь же отмечено наличие MgO (1.1–1.8 мас. %), свидетельствующее, что первоначально хромшпинелид был Mg-содержащим. Для центральной, наименее измененной части, характерно более высокое содержание FeO и, напротив, весьма низкое Fe₂O₃ (1.3–1.7 мас. %). В целом вариации FeO составляют 20.7–28.3 мас. %. Более стабильно содержание других элементов (мас. %): Cr₂O₃ — 48.5–52.1, Al₂O₃ — 11.2–13.0 и MnO — 2.4–2.7 (табл. 6). Количество Zn связано обратной зависимостью с содержанием (Fe²⁺ + Mg): формула наиболее бедного цинком шпинелида — Fe²⁺_{0.82}Zn_{0.03}Mn_{0.08}Mg_{0.07}Cr_{1.41}Al_{0.52}Fe³⁺_{0.06}V_{0.01}O₄ (точка 33), наиболее богатого цинком — Fe²⁺_{0.61}Zn_{0.31}Mn_{0.08}Cr_{1.40}Al_{0.48}Fe³⁺_{0.11}V_{0.01}O₄ (точка 42).

Содержание Cr₂O₃ в магнетите составляет 5.4 и 5.8 мас. % в непосредственной близости от хромшпинелида, уменьшаясь по мере удаления от контакта. Магнетит включает удлиненные частицы мусковита, содержащего около 1 мас. % Cr₂O₃.

Замещение глиноземистых хромшпинелидов магнетитом происходит весьма своеобразно. Специфика такого замещения заключается в широком развитии каём и прожилков феррихромит-хроммагнетитового состава, причем повышение содержания Zn в замещаемом шпинелиде определенно контролируется фронтом замещения.

В центральной части относительно крупного (0.5 мм) кристалла магнетита присутствует зерно хромшпинелида. Содержание Cr₂O₃ в магнетите составляет 0.9–1.1 мас. % вблизи хромшпинелида, уменьшаясь до 0.4–0.5 на расстоянии 20–30 мкм, далее 50 мкм Cr в магнетите не фиксируется. В магнетите по трещинкам в небольшом количестве развивается гематит (рис. 9). Каймы и прожилки феррихромит-хроммагнетитового состава развиваются в хромшпинелиде со стороны как магнетита, так и включений хлорит-фукситового состава, прожилки пронизывают зерно хромшпинелида. Минимальное содержание ZnO в хромшпинелиде 4.3 мас. %, высокие содержания ZnO (12.2–14.2 мас. %) отмечаются на участках, окаймляющих прожилки железистых шпинелидов, наиболее высокие содержания ZnO (до 16.5 мас. %) отмечены в мелких реликтах (рис. 9, b). Цинк замещает двухвалентное железо, при этом в хромшпинелиде заметно возрастает содержание трехвалентного железа, изменения в содержании прочих компонентов невелики (табл. 7).

Прожилки имеют зональное строение, центральная часть сложена Cr-содержащим мусковитом (присутствует не всегда) и хроммагнетитом; внешняя, прилегающая к хромшпинелиду, — феррихромитом. Феррихромит резко отличается по составу от замеща-

Таблица 6. Состав минералов по профилю через кристалл магнетита с реликтовым хромшпинелидом (мас. %)

Table 6. Composition of minerals along the profile through a magnetite crystal with relict chrome spinelide (wt.%)

Точка Point	Минерал Mineral	FeO	ZnO	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Σ
3	Mag	30.42	0.0	0.0	0.0	0.25	0.0	67.35	0.0	98.02
6	Mag	30.32	0.0	0.0	0.0	0.38	0.0	66.99	0.0	97.69
9	Hem	0.0	0.0	0.0	0.0	1.27	0.0	99.06	0.0	100.33
10	Hem	0.0	0.0	0.0	0.0	5.43	0.0	92.11	0.0	97.54
11	Chr	20.91	11.14	2.38	0.0	49.41	11.38	3.69	0.26	99.17
13	Chr	23.18	8.41	2.59	0.0	49.48	11.82	3.08	0.24	98.80
16	Chr	25.26	6.02	2.73	0.0	50.55	11.76	2.29	0.26	98.87
19	Chr	25.57	5.76	2.70	0.0	51.25	11.49	2.37	0.0	99.14
20	Chr	24.23	7.44	2.40	0.0	50.22	11.75	2.40	0.27	98.71
22	Chr	21.46	10.43	2.47	0.0	50.06	11.99	2.03	0.30	98.74
23	Chr	22.85	8.37	2.63	0.0	50.04	11.86	1.98	0.0	97.73
26	Chr	27.63	1.96	2.55	1.11	51.84	11.66	2.28	0.35	99.38
30	Chr	26.58	1.99	2.56	1.77	51.29	12.45	2.06	0.29	98.99
32	Chr	27.11	1.37	2.58	1.49	52.12	11.20	1.99	0.32	98.18
33	Chr	27.75	1.30	2.50	1.42	50.71	12.55	2.25	0.26	98.74
35	Chr	27.32	2.28	2.63	1.26	50.72	12.96	2.17	0.32	99.66
38	Chr	25.67	5.53	2.59	0.0	49.69	12.48	1.98	0.0	97.94
41	Chr	21.59	10.21	2.65	0.0	49.53	11.82	3.06	0.35	99.21
42	Chr	19.98	11.72	2.47	0.0	48.49	11.16	4.16	0.35	98.33
43	Hem	0.0	0.0	0.0	0.0	5.75	0.0	91.72	0.0	97.47
44	Hem	0.0	0.0	0.0	0.0	3.86	0.0	93.64	0.0	97.50
45	Hem	0.0	0.0	0.0	0.0	2.95	0.0	95.15	0.0	98.10
48	Mag	29.93	0.0	0.0	0.0	1.07	0.0	65.41	0.0	96.41
53	Mag	29.84	0.0	0.0	0.0	0.49	0.0	65.81	0.0	96.14

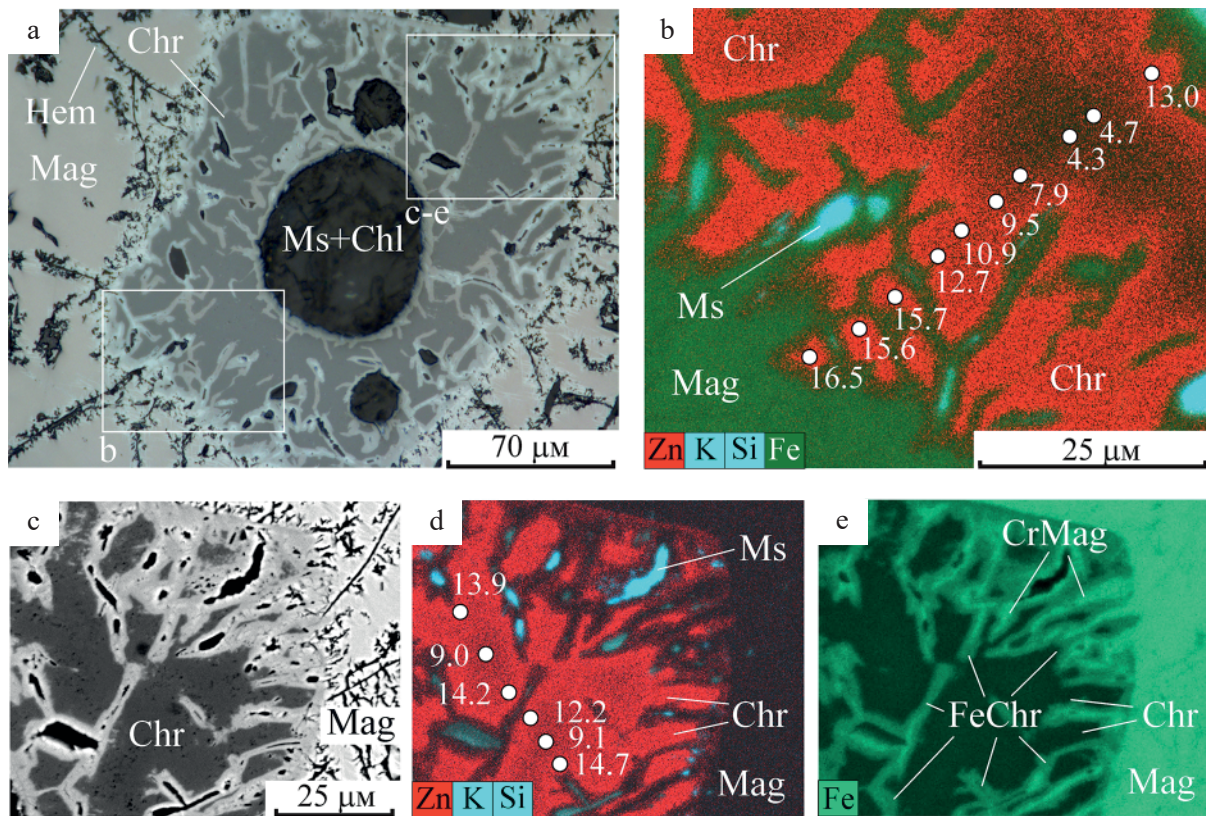


Рис. 9. Замещение глиноземистого хромшпинелида феррихромитом и хроммагнетитом: а — хромшпинелид заключен в магнетите и содержит включения хлорит-фукситового состава; б — наиболее высокие содержания ZnO (мас. %) в хромшпинелиде наблюдаются на фронте замещения феррихромитом и хроммагнетитом; с-е — каймы и прожилки феррихромит-хроммагнетитового состава в Zn-содержащем хромшпинелиде. Изображения в отраженном свете (а), в отраженных электронах (с), многослойные в характеристическом излучении элементов (b, d) и в характеристическом излучении Fe (с). Зерно 206116_1

Fig. 9. Replacement of aluminous chrome spinel with ferrichromite and chromium magnetite: a — Cr-spinel is encased in magnetite and contains chlorite-fuchsite inclusions; b — the highest ZnO contents (wt%) in Cr-spinel are observed at the front of substitution with ferrichromite and chromium magnetite; c-e — rims and veinlets of ferrichromite-chromium-magnetite composition in Zn-containing chrome spinelide. Reflected light (a), reflected electron (c), multilayered elemental characteristic radiation (b, d), and Fe characteristic radiation (c) images. Grain 206116_1

емого хромшпинелида, в нем очень мало глинозема и, напротив, много Fe_2O_3 , содержание ZnO 2.8–3.9 мас. %, что существенно меньше, чем в прилегающих участках хромшпинелида. В хроммагнетите значительно уменьшается содержание Cr_2O_3 и еще более увеличивается содержание Fe_2O_3 (табл. 7).

При более полном замещении глиноземистого хромшпинелида феррихромитом и магнетитом от него остаются только мельчайшие реликты (рис. 10). Остатки хромшпинелида характеризуются стабильным составом и весьма высокими содержаниями Zn (мас. %): ZnO — 17.0–17.5, Al_2O_3 — 24.1–25.1, Cr_2O_3 — 30.6–31.6, Fe_2O_3 — 5.5–6.6, FeO — 18.1–18.9, MnO — 1.9–2.0, TiO_2 — 0.4–0.6. Формула наиболее богатого Zn минерала — $\text{Fe}^{2+}_{0.52}\text{Zn}_{0.44}\text{Mn}_{0.05}\text{Cr}_{0.82}\text{Al}_{1.01}\text{Fe}^{3+}_{0.14}\text{Ti}_{0.02}\text{O}_4$. В феррихромите, замещающем хромшпинелид, содержания Zn существенно ниже, резко уменьшается содержание Al, возрастает содержание двухвалентного и особенно трехвалентного Fe (мас. %): ZnO — 3.7–4.9, Al_2O_3 — 1.5–2.3, Cr_2O_3 — 25.6–28.4, Fe_2O_3 — 36.2–39.8, FeO — 24.0–25.2, MnO — 2.7–2.9. Формула наиболее богатого Cr минерала — $\text{Fe}^{2+}_{0.79}\text{Zn}_{0.12}\text{Mn}_{0.09}\text{Cr}_{0.85}\text{Al}_{0.11}\text{Fe}^{3+}_{1.04}\text{O}_4$.

В магнетитовых прожилках, заключенных в феррихромите, содержание Cr_2O_3 составляет 3.1–3.8 мас. %, другие компоненты (Al_2O_3 , ZnO и MnO), присущие замещаемому хромшпинелиду, не обнаружены. В зерне магнетита, окружающем зерно хромшпинелида, содержание Cr_2O_3 составляет 0.9 мас. %.

другие компоненты (Al_2O_3 , ZnO и MnO), присущие замещаемому хромшпинелиду, не обнаружены. В зерне магнетита, окружающем зерно хромшпинелида, содержание Cr_2O_3 составляет 0.9 мас. %.

Обсуждение результатов

Состав всех зерен хромшпинелидов в терригенных породах алькесвожской свиты является вторичным, в них практически нет магния, характерного элемента, присущего первичным магматогенным хромшпинелидам. Остаточные содержания MgO (до 1.8 мас. %) сохранились только в центральных частях некоторых зерен. Соотношения трехвалентных катионов более устойчивы к внешним воздействиям и отражают в какой-то степени первоначальный состав хромшпинелида. Это заключение основано на литературных данных (например, Staddon et al., 2021) и подтверждается нашими наблюдениями. К примеру, в зернах хромшпинелидов с зональным строением при значительных изменениях в составе двухвалентных катионов соотношения между трехвалентными катионами практически не изменяются (зерна 206116_2 и 520602_1, состав на рис. 11, а обозначен кольцами). Состав дитриповых хромшпинелидов во время формирования



Таблица 7. Состав Zn-содержащего хромшпинелида и замещающих его феррихромита и хроммагнетита (мас. %)

Table 7. Composition of Zn-containing chrome spinelide and its substitutes ferrichromite and chromium magnetite (wt. %)

Минерал / Mineral	№ ан.	FeO	ZnO	MnO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Σ
Хромшпинелид Chrome spinelide	1	19.28	16.50	1.77	30.66	22.77	9.36	0.49	100.83
	2	20.15	15.64	1.79	31.47	23.75	7.08	0.54	100.42
	3	20.06	15.65	1.94	31.60	23.56	7.56	0.50	100.87
	4	24.68	10.94	2.14	31.73	25.83	5.19	0.54	101.05
	5	25.96	9.53	2.15	32.27	25.83	4.68	0.55	100.97
	6	27.29	7.92	2.31	32.23	26.14	4.42	0.54	100.85
	7	30.22	4.31	2.44	33.06	25.97	3.41	0.57	99.98
	8	29.30	4.66	2.60	31.81	25.27	4.71	0.60	98.95
	9	22.09	12.95	2.01	31.09	24.08	6.52	0.53	99.27
Феррихромит Ferrichromite	10	25.25	3.91	2.93	27.65	2.58	37.29	0.0	99.61
	11	26.56	2.87	2.75	28.59	2.96	36.18	0.0	99.91
	12	26.46	3.31	2.60	25.86	2.57	39.96	0.0	100.76
	13	26.97	2.83	2.32	23.54	2.26	42.45	0.0	100.37
	14	27.59	3.24	1.84	24.20	3.50	40.90	0.0	101.27
Хроммагнетит Chrome magnetite	15	29.89	0.88	0.73	12.22	0.77	55.76	0.0	100.25
	16	29.36	1.11	0.88	12.82	1.07	54.26	0.0	99.50
	17	29.39	1.13	0.92	13.14	0.88	54.43	0.0	99.89
	18	30.14	0.74	0.62	11.32	0.70	56.84	0.0	100.36

Формулы минералов (O = 4) / Mineral formulas (O = 4)

1. $Fe^{2+}_{0.55}Zn_{0.41}Mn_{0.05}Al_{0.91}Cr_{0.83}Fe^{3+}_{0.24}Ti_{0.01}O_4$
2. $Fe^{2+}_{0.57}Zn_{0.39}Mn_{0.05}Al_{0.95}Cr_{0.85}Fe^{3+}_{0.18}Ti_{0.01}O_4$
3. $Fe^{2+}_{0.57}Zn_{0.39}Mn_{0.06}Al_{0.94}Cr_{0.84}Fe^{3+}_{0.19}Ti_{0.01}O_4$
4. $Fe^{2+}_{0.69}Zn_{0.27}Mn_{0.06}Al_{1.01}Cr_{0.83}Fe^{3+}_{0.15}Ti_{0.01}O_4$
5. $Fe^{2+}_{0.72}Zn_{0.23}Mn_{0.06}Al_{1.01}Cr_{0.85}Fe^{3+}_{0.12}Ti_{0.01}O_4$
6. $Fe^{2+}_{0.76}Zn_{0.19}Mn_{0.07}Al_{1.02}Cr_{0.84}Fe^{3+}_{0.11}Ti_{0.01}O_4$
7. $Fe^{2+}_{0.84}Zn_{0.10}Mn_{0.07}Al_{1.02}Cr_{0.87}Fe^{3+}_{0.09}Ti_{0.01}O_4$
8. $Fe^{2+}_{0.82}Zn_{0.12}Mn_{0.07}Al_{1.00}Cr_{0.85}Fe^{3+}_{0.12}Ti_{0.02}O_4$
9. $Fe^{2+}_{0.65}Zn_{0.32}Mn_{0.06}Al_{0.97}Cr_{0.84}Fe^{3+}_{0.17}Ti_{0.01}O_4$

10. $Fe^{2+}_{0.80}Zn_{0.11}Mn_{0.09}Fe^{3+}_{1.06}Cr_{0.83}Al_{0.11}O_4$
11. $Fe^{2+}_{0.83}Zn_{0.08}Mn_{0.09}Fe^{3+}_{1.02}Cr_{0.85}Al_{0.15}O_4$
12. $Fe^{2+}_{0.83}Zn_{0.09}Mn_{0.08}Fe^{3+}_{1.12}Cr_{0.77}Al_{0.11}O_4$
13. $Fe^{2+}_{0.85}Zn_{0.08}Mn_{0.07}Fe^{3+}_{1.20}Cr_{0.70}Al_{0.10}O_4$
14. $Fe^{2+}_{0.85}Zn_{0.09}Mn_{0.06}Fe^{3+}_{1.14}Cr_{0.71}Al_{0.15}O_4$
15. $Fe^{2+}_{0.95}Zn_{0.03}Mn_{0.02}Fe^{3+}_{1.60}Cr_{0.37}Al_{0.05}O_4$
16. $Fe^{2+}_{0.94}Zn_{0.03}Mn_{0.03}Fe^{3+}_{1.56}Cr_{0.39}Al_{0.05}O_4$
17. $Fe^{2+}_{0.94}Zn_{0.03}Mn_{0.03}Fe^{3+}_{1.56}Cr_{0.40}Al_{0.04}O_4$
18. $Fe^{2+}_{0.96}Zn_{0.02}Mn_{0.02}Fe^{3+}_{1.63}Cr_{0.34}Al_{0.03}O_4$

отложений алькесвожской свиты, как об этом можно судить по составу центральных частей зерен (рис. 11, а), был достаточно разнообразен, что связано с их поступлением из различных источников.

Взаимодействие хромшпинелидов с окружающими минералами при метаморфической перекристаллизации пород алькесвожской свиты проявляется повсеместно и заключается в замещении хромшпинелидов слюдой или магнетитом в зависимости от положения в разрезе. При замещении хромшпинелидов слюдой вокруг них образовались фукситовые оторочки с последующей фрагментацией зерен и, наконец, полным разложением. Мобилизованный хром фиксировался в фуксите, гематите, хлорите и новообразованном Zn-содержащем хромшпинелиде. В базальном горизонте алькесвожской свиты магнетит активно замещает зерна хромшпинелидов, в результате чего многие из них расчленены на отдельные фрагменты. В замещающем магнетите присутствует примесь Cr, некоторая его часть фиксировалась также в хлорите и мусковите. В замещаемом хромшпинелиде в ряде случаев наблюдаются закономерные изменения состава. Постепенно активное

замещение хромшпинелида магнетитом сменилось нарастанием внешних слоев магнетита, в которых Cr уже не обнаруживается. Магнетит, нарастающий на хромшпинелид и частично его замещающий, видимо, предохранял хромовый минерал от полного исчезновения.

Все детритовые хромшпинелиды, обнаруженные в породах алькесвожской свиты, имеют высокое содержание ZnO. Возникает закономерный вопрос о времени обогащения хромшпинелидов цинком: произошло ли оно в материнской ультраосновной породе или значительно позже — после денудации коренного источника, транспортировки зерен и преобразования кластогенных хромшпинелидов уже в осадочной породе.

В целом преобразования хромшпинелидов при метаморфизме гипербазитов и терригенных осадочных пород имеет сходный характер, что обусловлено общими причинами — неустойчивостью первично-магматических минералов в новых термодинамических условиях, в результате чего хромшпинелид взаимодействует с окружающей средой. Одним из следствий такого взаимодействия является обогащение хромшпинелидов цинком. Однако состав гипербази-

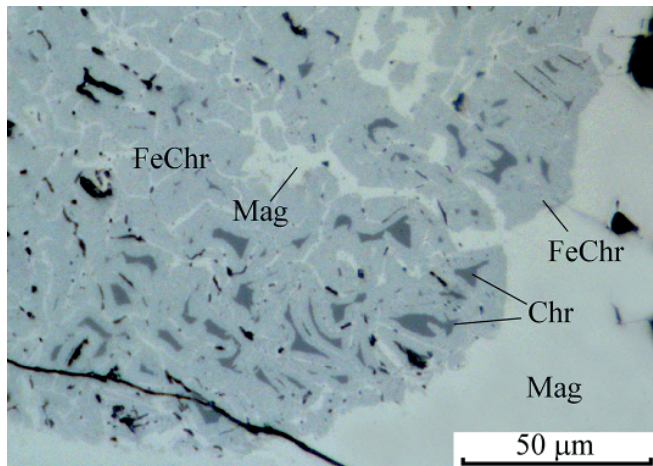


Рис. 10. Замещение глиноземистого хромшпинелида (Chr) феррихромитом (FeChr) и магнетитом (Mag). Реликты хромшпинелида содержат 17.0–17.5 мас. % ZnO. Изображение в отраженном свете. Зерно 205136_3

Fig. 10. Replacement of aluminous chrome spinel (Chr) by ferrichromite (FeChr) and magnetite (Mag). Chrome spinel relics contain 17.0–17.5 wt. % ZnO. Reflected light image. Grain 205136_3

тов и терригенных пород значительно отличается, в первую очередь высокими содержаниями щелочей в терригенных породах. Поэтому замещение хромшпинелидов фукситом, широко распространенное в метатерригенных породах, в метагипербазитах реализуется в незначительных масштабах. Из количественных соотношений между шпинелеобразующими компонентами (Fe, Mg и Zn) и между Zn и Cr обогащение вторичных хромшпинелидов цинком в метатерригенных породах более вероятно, чем в метагипербазитах (Онищенко, 2025).

Между тем достоверно связать замещение хромшпинелида фукситом, наблюдаемое в породах алькесвожской свиты, с одновременным обогащением остаточного хромшпинелида цинком не представляется возможным. В хромшпинелидах с однородным распределением элементов, замещаемых магнетитом, установить время обогащения цинком также затруднительно.

Ключевое значение имеют некоторые зерна, заключенные в магнетите, в которых изменения состава выражены более отчетливо и в которых можно определить не только характер изменений, но и относительное время их проявления. Во всех хромшпинелидах с неоднородным распределением цинка его наиболее высокие концентрации приурочены к фронту замещения магнетитом, что свидетельствует о взаимосвязи процесса замещения и привноса цинка.

Миграция цинка из внешней среды в хромшпинелид хорошо прослеживается в зернах с ярко выраженным зональным распределением ZnO (рис. 7), миграция облегчается наличием трещин (рис. 8). Первоначальная форма зерен хромшпинелидов сохранилась плохо, тем не менее округлая форма зерна на рис. 7, видимо, свидетельствует о его окатывании при транспортировке. А распределение цинка повторяет внешние (т. е. окатанные) контуры зерен хромшпинелида. Другими словами, хромшпинелид обогатился цинком в осадочной породе.

Замещение магнетитом глиноземистых хромшпинелидов сопровождается широким развитием кайём и прожилков феррихромит-хроммагнетитового состава, причем повышение содержания Zn в хромшпинелиде контролируется фронтом замещения. Наличие калиевой слюды в феррихромит-хроммагнетитовых прожилках (рис. 9) свидетельствует о совместной миграции калия и цинка из алюмосиликатной части породы с фиксацией калия в слюде, а цинка — в прилегающей части хромшпинелида. Наряду с привносом цинка из внешней среды есть признаки перераспределения этого элемента в процессе продвижения фронта замещения. Именно так можно объяснить исключительно высокие содержания цинка (до 17.5 мас. %) ZnO в реликтах хромшпинелида среди феррихромита (рис. 10).

Выше было показано, что обогащение хромшпинелида цинком связано в первую очередь с выносом двухвалентного железа и магния (рис. 7, с). Представляет интерес поведение трехвалентных элементов в этом процессе, который в наиболее полном виде проявлен в зернах глиноземистых хромшпинелидов. В химическом отношении замещение хромшпинелида феррихромитом и далее хроммагнетитом и магнетитом заключается в последовательной замене Al_2O_3 на Fe_2O_3 (рис. 11, а, длинная горизонтальная стрелка), а затем (после исчерпания Al_2O_3) замене Cr_2O_3 на Fe_2O_3 . Менее очевидно процесс замены Al_2O_3 на Fe_2O_3 проявлен в некоторых зернах хромшпинелидов в группе с относительно равномерным распределением элементов, характер химических процессов в таких зернах отражен верхней короткой горизонтальной стрелкой (рис. 11, а). В зернах с ярко выраженным зональным распределением ZnO и, соответственно, FeO (рис. 7) увеличение содержания Fe_2O_3 также проявлено (табл. 5), но невелико в количественном отношении и почти не отражается на диаграмме Al–Cr– Fe^{3+} (рис. 11, а), за исключением одной точки в зерне 520602_1, характеризующей состав хромшпинелида на контакте с магнетитом.

Изменение содержания ZnO в хромшпинелиде закономерно связано с увеличением доли Fe^{3+} в его составе, точнее со степенью окисленности железа, которая выражается значением $Fe^{3+}/\Sigma Fe$. При увеличении $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ доля Zn среди двухвалентных катионов возрастает, достигает максимума, а затем резко снижается (рис. 11, б). Эволюция состава, показанная стрелками, полностью повторяет строение зерен хромшпинелидов от центра к периферии. Полный цикл замещений прослеживается только в зерне 206116_1 (рис. 9). В зернах глиноземистых хромшпинелидов уменьшение содержания Zn связано с появлением феррихромита. В не столь глиноземистых шпинелидах уменьшение содержания Zn на контакте с магнетитом также регистрируется, чаще всего во фрагментах хромшпинелида в магнетите, как, например, в зерне 205136_1 (рис. 5, б; рис. 11).

Хотя обогащение цинком детритовых хромшпинелидов при метаморфизме пород алькесвожской свиты удается доказать только для некоторой их части, скорее всего, этот процесс затронул все зерна хромшпинелидов. В этой связи можно указать, что специфические хромофильные свойства цинка реализуются в осадочной породе в первую очередь путем заме-

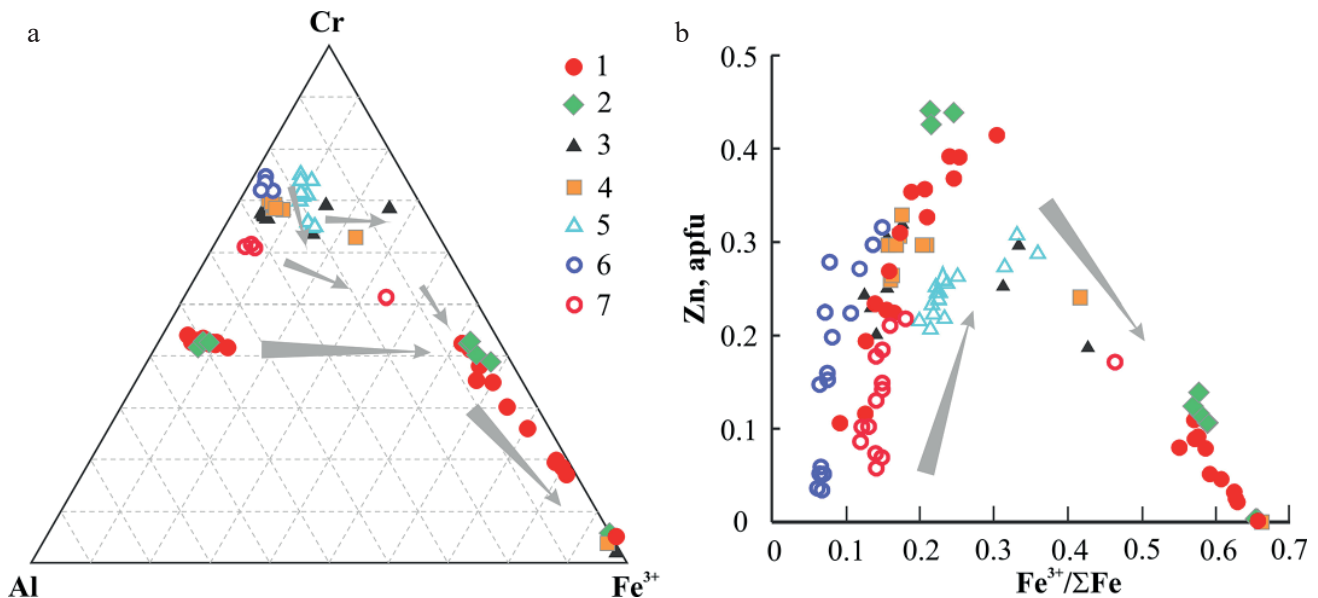


Рис. 11. Изменение состава хромшпинелидов при замещении магнетитом: а — изменение состава трехвалентных катионов; б — изменение содержания Zn в зависимости от степени окисления Fe. apfu — коэффициент в формуле минерала. Зерна: 1 — 206116_1 (рис. 9), 2 — 205136_3 (рис. 10), 3 — 205136_1 (рис. 5, б), 4 — 205136_2, 5 — 206116_3 (рис. 6), 6 — 206116_2 (рис. 8), 7 — 520602_1 (рис. 7)

Fig. 11. Change in the composition of chrome spinels when replaced by magnetite: a — change in the composition of trivalent cations; b — change in the Zn content depending on the oxidation state of Fe. Grains: 1 — 206116_1 (Fig. 9), 2 — 205136_3 (Fig. 10), 3 — 205136_1 (Fig. 5b), 4 — 205136_2, 5 — 206116_3 (Fig. 6), 6 — 206116_2 (Fig. 8), 7 — 520602_1 (Fig. 7)

щения детритовых хромшпинелидов, но в некоторых случаях в матрице фуксита отмечено образование идиоморфных кристалликов Zn-содержащего (14.4–18.1 мас. % ZnO) хромшпинелида (рис. 4, с; табл. 5). Следует отметить, что в золотоносных фукситовых прожилках в риолитах (месторождение Чудное) в этих же условиях метаморфизма также происходил синтез мелких идиоморфных кристаллов цинкохромита (Онищенко, 2025).

Необходимо также остановиться на роли гематита в процессах преобразования хромшпинелидов в породах алькесвожской свиты. Метаморфогенный магнетит развивается по детритовым зернам хромшпинелида, используя их как затравку. С другой стороны, сам магнетит подвергается частичному замещению гематитом. Чаще всего гематит присутствует в магнетите в виде пластинок по трещинам отдельности, но в некоторых случаях он развивается по магнетиту на границе с хромшпинелидом, усложняя картину взаимоотношений между этими минералами (рис. 6 и 8). Между тем, если сравнить рис. 8, где вокруг хромшпинелида есть гематитовое кольцо, с рис. 7, где гематит отсутствует, становится очевидным, что образование гематита не повлияло заметным образом на распределение элементов в хромшпинелиде. В то же время изменение состава хромшпинелида 206116_3 (рис. 6), который пронизан прожилками гематита, отличается от направления эволюции состава в других зернах отчетливой заменой Cr_2O_3 на Fe_2O_3 (рис. 11, а), что, в принципе, можно объяснить окислительной обстановкой, связанной с образованием гематита. Впрочем, на диаграмме (рис. 11, б) изменение состава этого зерна, хотя и обладает индивидуальными особенностями, но вписывается в общий тренд. Таким образом, в целом замещение магнетита гематитом не привело к значительному изменению состава хромшпинелидов.

Метаморфизм пород сопровождается их перекристаллизацией с образованием бластовых структур и сланцеватых текстур. Химические элементы, входящие в состав минералов, получают возможность мигрировать и слагать новые минералы. К новообразованным минералам в породах алькесвожской свиты относятся пирофиллит и хлоритид, приуроченные к прослоям, обогащенным глиноземом. К числу новообразований относятся также Zn-содержащие хромшпинелиды — как замещающие первичные детритовые хромшпинелиды, так и синтезированные в Cr-содержащем субстрате. Цинк, необходимый для этого, поступает в поровый раствор при перекристаллизации, скорее всего, глинистых минералов. Помимо хромшпинелидов, значительным трансформациям подвергся еще один детритовый минерал, а именно ильменит, представленный главным образом апоильменитовым лейкоксеном, перекристаллизация которого приводит к образованию скоплений зерен рутила и гематита.

Заключение

Преобразования детритовых хромшпинелидов при метаморфизме нижнепалеозойских пород алькесвожской свиты на Приполярном Урале в зависимости от положения их в разрезе происходили по двум сценариям. В первом из них хромшпинелиды замещались Cr-содержащим мусковитом (фукситом), во втором — магнетитом.

При замещении хромшпинелидов слюдой вокруг них образовались фукситовые оторочки с последующей фрагментацией зерен и, наконец, полным разложением. Мобилизованный хром фиксировался в метаморфогенных фуксите, гематите, хлорите, иногда в новообразованном Zn-содержащем хромшпинелиде.



В некоторых случаях пути миграции Cr совпадали с направлениями перемещения золотоносных растворов, что приводило к образованию сростаний самородного золота с Cr-содержащими минералами.

Метаморфогенный магнетит развивается по детритовым зернам хромшпинелида, используя их как затравку. В замещающем магнетите присутствует смесь хрома, некоторая часть хрома фиксировалась также в хлорите и мусковите. Активное замещение хромшпинелида магнетитом сменилось нарастанием внешних слоев магнетита, в которых Cr уже не обнаруживается, происходила консервация реликтов хромшпинелидов в магнетите.

Состав всех зерен хромшпинелидов является вторичным, в них практически нет магния, характерного элемента, присущего первичным магматогенным хромшпинелидам. Остаточные содержания MgO (до 1.8 мас. %) сохранились только в центральных частях некоторых зерен.

Все реликты хромшпинелидов в породах алькесвожской свиты характеризуются специфическим составом — они являются Zn-содержащими. Концентрация ZnO в зернах с относительно однородным распределением компонентов заключена в интервалах от 3.4–8.8 до 9.8–12.4 мас. %, диапазон содержаний ZnO в зернах зонального строения и зернах глиноземистого состава значительно больше (1.3–11.7 мас. % и 4.3–16.5 мас. %). Максимальное отмеченное нами содержание ZnO составляет 17.5 мас. %, а, учитывая литературные данные (Макеев и др., 1999), содержание ZnO в детритовых хромшпинелидах алькесвожской свиты достигает 27.4 мас. %.

Вполне вероятно, что обогащение всех зерен хромшпинелидов цинком произошло непосредственно при метаморфизме пород алькесвожской свиты, но доказать это оказалось возможным только для зерен с неоднородным распределением цинка. В хромшпинелидах наиболее высокие концентрации цинка контролируются фронтом замещения метаморфогенным магнетитом, что свидетельствует о взаимосвязи процесса замещения и привноса цинка. В наглядной форме это проявляется при замещении магнетитом глиноземистых хромшпинелидов, которое сопровождается широким развитием прожилков слюдисто-феррихромит-хроммагнетитового состава. Наличие калиевой слюды в этих прожилках свидетельствует о совместной миграции калия и цинка из алюмосиликатной части породы с фиксацией калия в слюде, а цинка — в прилегающей части хромшпинелида. Наряду с привносом цинка из внешней среды есть признаки перераспределения этого элемента в процессе продвижения фронта замещения, что приводит к весьма значительному повышению содержания цинка в реликтах хромшпинелида среди феррихромита.

В целом можно констатировать, что детритовые хромшпинелиды в породах алькесвожской свиты подверглись глубоким преобразованиям и замещению вплоть до полного исчезновения. Характерной геохимической меткой преобразованных хромшпинелидов является значительное содержание цинка, которое обусловлено перераспределением элементов при метаморфизме осадочной породы. Об исключительной способности цинка концентрироваться в шпинелидах свидетельствует не только замещение детритовых

хромшпинелидов Zn-содержащими разностями, но и локально проявленные явления синтеза Zn-содержащих хромшпинелидов в Cr-содержащем субстрате (фуксите).

Таким образом, наиболее вероятно, что обогащение всех зерен детритовых хромшпинелидов цинком произошло непосредственно в породах алькесвожской свиты при метаморфизме в условиях зеленосланцевой фации. Вместе с тем нельзя исключать вероятность того, что некоторая часть зерен была предварительно обогащена цинком еще при трансформации хромшпинелидов в материнской ультраосновной породе.

Исследование проведено в рамках темы «Фундаментальные проблемы минералогии и минералообразования, минералы как индикаторы петро- и рудогенеза, минералогия рудных районов и месторождений Тимано-Североуральского региона и арктических территорий». Рег. № НИОКТР — 122040600009-2.

Литература / References

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка. (Ред. М. А. Шишкин) М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013, 252 с.
- State Geological Map of the Russian Federation. Scale of 1:200,000. North Urals Series. Sheet Q-41-XXV. Explanatory letter (Ed. M. A. Shishkin). Moscow: MF VSEGEI, 2013. 252 p. Russian.
- Ефанова Л. И., Повонская Н. В. Минералогические особенности и золотоносность базальной части разреза уралид хребта Малдынырд (Приполярный Урал) // Сыктывкарский минералогический сборник № 28. Сыктывкар, 1999. С. 155–164 (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО РАН; вып. 101).
- Efanova L. I., Povonskaya N. V. Mineralogical features and gold content of the basal part of the Uralides section of the Maldynyrd ridge (Subpolar Urals). Syktyvkar mineralogical collection, No. 28. (Proc. Institute of Geology, Komi Sci. Center, UB RAS. vol. 101), p. 155–164. Russian.
- Ефанова Л. И., Повонская Н. В., Швецова И. В. Золотоносность и типоморфные особенности минералов алькесвожской толщи на участке Нестеровский // Геология Европейского Севера России. Сб. 4. Сыктывкар, 1999. С. 102–125 (Труды ин-та геологии Коми ЦНЦ УрО РАН; вып. 103)
- Efanova L. I., Povonskaya N. V., Shvetsova I. V. Gold-bearing and typomorphic features of minerals of the Alkesvozh formation at the Nesterovsky site. Geology of the European North of Russia. Collection 4. Syktyvkar; 1999. p. 102–125 (Proceedings of the Institute of geology Komi SC UB RAS: is. 103). Russian.
- Ефанова Л. И., Юдович Я. Э. Бонанцевые руды золота на месторождении Нестеровское // Геохимия древних толщ севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 285–292.
- Efanova L. I., Yudovich Ya. E. Bonanza gold ores at the Nesterovskoye deposit. In: Geochemistry of Ancient Strata of the North Urals. Syktyvkar: Geoprint; 2002. p. 285–292. Russian.
- Киселева О. Н., Белянин Д. К., Айриянц Е. В., Жмодик С. М., Куликов Ю. И., Роцектаев П. А. Природа цинковых хромитов из полосчатых ильменит-гематитовых кварцевых песчаников безымянной толщи Тувино-



- Монгольского террейна (юго-восточная часть Восточного Саяна, Россия) // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2025, V. 16, Issue 4. doi:10.5800/GT-2025-16-4-0834
- Kiseleva O. N., Belyanin D. K., Airiyants E. V., Zhmodik S. M., Kulikov Yu. I., Roshchektaev P. A. The Nature of Zinc Chromites from Banded Ilmenite-Hematite Quartz Sandstone of the Bezmyannaya Formation of the Tuva-Mongolian Terrane (Southeastern Part of the East Sayan, Russia). *Geodynamics & Tectonophysics*. 2025;16(4):0834. Russian.
- Макеев А. Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
- Makeev A. B. Mineralogy of Alpine-type Ultrabasites of the Urals. St. Petersburg: Nauka; 1992. 197 p. Russian.
- Макеев А. Б., Ефанова Л. И., Филиппов В. Н. Манганоцинкохромит и манганоцинкоалюмохромит Приполярного Урала // Сыктывкарский минералогический сборник № 28. Сыктывкар. 1999. С. 165–171. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО РАН; вып. 101).
- Makeev A. B., Efanova L. I., Filippov V. N. Mangan-Zn-chromite and mangan-Zn-Al-chromite of the Polar Urals. Syktvykar mineralogical collection, No. 28. 1999. (Proc. Institute of geology Komi SC UB RAS; vol. 101). p. 165–171. Russian.
- Макеев А. Б., Макеев Б. А. Цинковые хромшпинелиды среднего Тимана и Приполярного Урала // Доклады Российской АН. 2005. Т. 404, № 2. С. 235–240.
- Makeev A. B., Makeev B. A. Zn-Chromspinel of Middle Timan and Near-Polar Urals. *Doklady Earth Sciences*. 2005;404(7):1078-1083.
- Мурзин В. В., Варламов Д. А., Замятина Д. А. Эпигенетические преобразования хромшпинелида в процессе родингитизации и нефритизации на Агардагском проявлении золота (Южная Тува) // Тр. ИГТ УрО РАН. 2017. Вып. 164. С. 227–231.
- Murzin V. V., Varlamov D. A., Zamyatina D. A. Epigenetic transformations of chromspinelide in the process of rodingitization and nephritization at the Agardag gold deposit (South Tuva). *Proc. IGG UB RAS*. 2017;164:227-231. Russian.
- Нестеров А. Р., Румянцева Е. В. Цинкохромит $ZnCr_2O_4$ — новый минерал из Карелии // Зап. ВМО. 1987. Т. 116. № 3. С. 367–371.
- Nesterov A. R., Rumyantseva Y. V. Zincochromite, $ZnCr_2O_4$ — a new mineral from Karelia. *Zapiski VMO*. 1987; 116(3): 367–371. Russian.
- Никулова Н. Ю., Макеев Б. А., Филиппов В. Н., Витязев П. Г. Хромит из песчаников манитаньрдской серии хр. Енганепэ (Полярный Урал) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2018): Материалы минералогического семинара с международным участием. 2018. С. 47–49.
- Nikulova N. Yu., Makeev B. A., Filippov V. N., Vityazev P. G. Chromite from sandstones of the Manitanryrd series of the Enganepe ridge (Polar Urals). In the collection: Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy (Yushkin readings — 2018). Proceedings of the mineralogical seminar with international participation; 2018. p. 47–49. Russian.
- Никулова Н. Ю., Филиппов В. Н., Швецова И. В. Возможные источники рудных минералов в нижнепалеозойских псефитах в верховье реки Малая Кара (Полярный Урал) // Региональная геология и металлогения. 2014. № 57. С. 80–86.
- Nikulova N. Yu., Filippov V. N., Shvetsova I. V. Possible sources of ore minerals in Lower Paleozoic psephytes in the headwaters of the Malaya Kara River (Polar Urals). *Regional. Geol. Metallogen*. 2014;57:80–86. Russian.
- Новоселов К. А., Белогуб Е. В., Блинов И. А., Артемьев Д. А. Детритовые хромшпинелиды Удоканского осадочного бассейна (Забайкалье) // Геология и геофизика. 2024. Т. 65. № 5. С. 694–709. doi: 10.15372/GiG2023173
- Novoselov K. A., Belogub E. V., Blinov I. A., Artemyev D. A. Detrital chrome spinels of the Udokan sedimentary basin in Transbaikalia. *Russian Geology and Geophysics*. 2024;65(5):609–522. DOI:10.2113/RGG20234632
- Озеров В. С. Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 28–37.
- Ozerov V. S. Metamorphosed gold placers of the Subpolar Urals. *Rudy i Metally*. 1996;4:28–37. Russian.
- Онищенко С. А. Цинкохромит в золотофукситовых прожилках на Au-Pd-месторождении Чудное (Приполярный Урал): генетический аспект // Литосфера. 2025. Т. 25. № 6. С. 1384–1403. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-6-1384-1403>
- Onishchenko S. A. Zincochromite in gold-fuchsite veins at the Chudnoe Au-Pd deposit (Subpolar Urals): Genetic aspects. *Lithosphere (Russia)*. 2025;25(6):1384–1403. Russian.
- Онищенко С. А., Соболева А. А. Апогипербазитовые метасоматиты поднятия Енганепэ (Полярный Урал) // Вестник геонаук. 2021. № 3. С. 11–20. DOI: 10.19110/geov.2021.3.2
- Onishchenko S. A., Soboleva A. A. Apoultramafic metasomatites of the Enganepe Uplift (the Polar Urals). *Vestnik of Geosciences*. 2021;3:11–20. Russian.
- Павлова А. А. Цинковые хромшпинелиды в осадочно-терригенных породах участка Палеодолинный северо-восточного контакта гранитного массива Мань-Хамбо (Приполярный Урал) // Разведка и охрана недр. 2011. № 1. С. 25–28.
- Pavlova A. A. Zinc chrome spinelides in sedimentary-terrirogenous rocks of the Paleodoliny site of the north-eastern contact of the Man-Hambo granite massif (Subpolar Urals). *Exploration and protection of mineral resources*. 2011;1:25–28. Russian.
- Пыстин А. М., Гракова О. В., Пыстина Ю. И., Кушманова Е. В., Попвасев К. С., Потанов И. Л., Хубанов В. Б. U-Pb (LA-SF-ICP-MS)-возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // Литосфера. 2022. Т. 22. № 6. С. 741–760. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760>
- Pystin A. M., Grakova O. V., Pystina Yu. I., Kushmanova E. V., Popvasev K. S., Potapov I. L., Khubanov V. B. U-Pb (LA-SF-ICP-MS) dating and probable provenance of detrital zircons from terrigenous deposits of the Upper Precambrian of the Subpolar Urals. *Lithosphere (Russia)*. 2022;22(6):741–760. Russian.
- Резницкий Л. З., Скляр Е. В., Бараш И. Г. Ванадиево-хромовые метаморфические шпинели (слюдянский комплекс, Южное Прибайкалье). Железистые шпинели // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. №. 4. С. 494–515. doi:10.15372/GiG2022118
- Reznitsky L. Z., Sklyarov E. V., Barash I. G. Metamorphic vanadium-chromium spinel (Sludyanka Complex, South



- Baikal area). Ferroan spinel. *Russian Geology and Geophysics*. 2023;64(4):407–423. DOI:10.2113/RGG20224473
- Силаев В. И., Голубева И. И., Хазов А. Ф., Тихомирова В. Д., Филиппов В. Н., Кузнецов Н. В., Белоусова Е. А. Цинксо-держащие и цинкистые хромшпинелиды: химизм и типоморфное значение // Труды ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. Вып. 126. С. 110–180.
- Silaev V. I., Golubeva I. I., Khazov A. F., Tikhomirova V. D., Filippov V. N., Kuznetsov N. V., Belousova E. A. Zinc-containing chrome spinelides: chemistry and typomorphic significance. *Proc. IG Komi SC UB RAS*. 2010;126:110–180. Russian.
- Спиридонов Э. М., Сидорова Н. В., Нурмухаметов Ф. М., Коротаева Н. Н., Куликова И. М., Поленов Ю. А., Трошкина А. Н. Листвениноподобные апопикритовые флогопит-магнезитовые гумбеиты Березовского месторождения золота с цирконом, монацитом, ксенотимом, фторапатитом, турмалином, реликтовым цинкохромитом // Уральский геол. журнал. 2014. Т. 97. № 1. С. 20–67.
- Spiridonov E. M., Sidorova N. V., Nurmuchametov F. M., Korotaeva N. N., Kulikova I. M., Polenov Y. A., Troshkina A. N. Listvenite-like apopicitic phlogopite-magnesite gumbaites of the Beresovskoe gold deposit with zircon, monazite, xenotime, fluorapatite, tourmaline, relic zinc-chromite. *Urals geol. J.* 2014;97(1):20–67. Russian.
- Юдович Я. Э., Ефанова Л. И., Швецова И. В., Козырева И. В., Котельникова Е. А. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 96 с.
- Yudovich Ya. E., Efanova L. I., Shvetsova I. V., Kozyreva I. V., Kotelnikova E. A. The Zone of Interformational Contact in the Glacier Lake Grubependity. Syktyvkar: Geoprint; 1998. 96 p. Russian.
- Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Иванова Т. И., Швецова И. В. Геохимия и минералогия хрома в осадочных толщах севера Урала. Сыктывкар: Пролог, 1997. 76 с.
- Yudovich Ya. E., Ketris M. P., Ivanova T. I., Shvetsova I. V. Chromium Geochemistry and Mineralogy in the Sedimentary Strata of the Northern Urals. Syktyvkar: Prolog; 1997. 76 p. Russian.
- Barnes S. J. Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *J. Petrol.* 2000;41(3):387–409. <http://www.per.dem.csiro.au/staff/BarnesSteve/>
- Bjerg E. A., de Brodtkorb M. K., Stumpfl E. F. Compositional zoning in Zn-chromites from the Cordillera Frontal Range, Argentina. *Miner. Mag.* 1993;57(386):131–139.
- Challis G. A., Grapes R., Palmer K. Chromian muscovite, uvarovite, and zincian chromite: products of regional metasomatism in Northwest Nelson, New Zealand. *Can. Miner.* 1995; 33(6):1263–1284.
- Fanlo I., Gervilla F., Colas V., Subias I. Zn-, Mn- and Co-rich chromian spinels from the Bou-Azzer mining district (Morocco): Constraints on their relationship with the mineralizing process. *Ore Geology Reviews*. 2015;71:82–98. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.006>
- Gahlan H. A., Arai S. Genesis of peculiarly zoned Co, Zn and Mn-rich chromian spinel in serpentinite of Bou-Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *J. Miner. Petrol. Sci.* 2007;102:69–85. doi:10.2465/jmps.060212
- Liipo J. P., Vuollo J. I., Nykänen V. M., Piirainen T. A. Zoned Zn-rich chromite from the Näätäniemi serpentinite massif, Kuhmo greenstone belt, Finland. *Canad. Miner.* 1995; 33(3):537–545.
- Pal D., Sarkar B. Ch., Ghosh S., Sen R., Jana A., Mukhopadhyay S., Sinha D. Geochemistry of detrital zinc-rich chromite in conglomerates from eastern India. *Mineral. Mag.* 2022;86(2):214–221. doi: 10.1180/mgm.2022.12.
- Staddon L. G., Parkinson I. J., Cavosie A. J., Elliott T., Valley J. W., Fournelle J., Kemp A., Shirey S. B. Detrital chromite from Jack Hills, Western Australia: signatures of metamorphism and constraints on provenance. *J. Petrol.* 2021;62(12):1–30. doi: 10.1093/petrology/egab052.
- Svetov S. A., Chazhengina S. I., Singh V. K., Rybnikova Z. P., Mishra S. Accessory zoned chromite from archean komatiites of the Karelian craton, Russia: metamorphic fingerprints. *Zapiski RMO*. 2019;4:80–94. DOI <https://doi.org/10.30695/zrmo/2019.1484.06>
- Treloar P. J. The Cr-minerals of Outokumpu — their chemistry and significance. *J. Petrol.* 1987;28(5):867–886.
- Von Knorring O., Condliffe E., Tong Y. L. Some mineralogical and geochemical aspects of chromiumbearing skarn minerals from northern Karelia, Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1986;58(1):277–292.
- Weiser Th. W., Hirdes W. Zinc-rich chromite from Paleoproterozoic conglomerates at Tarkwa gold mine, Ghana. *Canad. Miner.* 1997;35(3):587–595.
- Wylie A. G., Candela P. A., Burke T. M. Compositional zoning in unusual Zn-rich chromite from the Sykesville district of Maryland and its bearing on the origin of "ferritchromit". *Am. Miner.* 1987;72(3–4):413–422.

Поступила в редакцию / Received 09.02.2026



Геохимия индия и других редких элементов в биотите как индикатор условий образования Губановской интрузии (Выборгский массив гранитов рапакиви)

И. В. Рогова¹, С. Г. Скублов^{2, 1}, А. В. Березин², Д. А. Петров¹

¹ Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

i.l.o.n.a.borisova@yandex.ru, da_petrov@list.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

skublov@yandex.ru

Для биотита из трахитоидных гранитов Губановской интрузии и вмещающих их овоидных гранитов высокоточным локальным методом SIMS впервые определено содержание целого спектра редких элементов, включая индий. Установлено, что индий в биотите из гранитов Выборгского массива рапакиви имеет магматическую природу и его накопление контролировалось фракционной кристаллизацией. Индий вел себя как типичный несовместимый элемент, концентрируясь в остаточном расплаве. Главные элементы-спутники In в магматической стадии: Sn, Sc, Sm, Nb, Rb и Zn. Эти элементы образуют надежную ассоциацию, подтвержденную как параметрическими, так и ранговыми корреляциями. Хлор, вероятно, участвовал в транспорте In в виде хлоридных комплексов, но в минеральных фазах (биотите) эта связь не фиксируется как устойчивая. Физико-химические условия накопления индия – восстановительные условия и умеренно-высокое давление – благоприятствовали вхождению In^{3+} в биотит, начинающий кристаллизоваться из расплава при этих параметрах. Высокое содержание In (до 5.8 ppm) в биотите в сочетании с высоким содержанием Sn (>100 ppm) и положительной корреляцией с Zn указывают на то, что Выборгский массив может рассматриваться как потенциально перспективный на In-Sn-Zn-оруденение.

Ключевые слова: биотит, индий, граниты рапакиви, Выборгский массив, Губановская интрузия, редкие элементы, критические металлы

Geochemistry of indium and other trace elements in biotite as an indicator of the formation conditions of the Gubanov intrusion (Wiborg rapakivi granite massif)

I. V. Rogova¹, S. G. Skublov^{2, 1}, A. V. Berezin², D. A. Petrov¹

¹ Empress Catherine II St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia

For the first time, the content of a wide range of trace elements, including indium, was determined for biotite from trachytoid granites of the Gubanov intrusion and host ovoid granites using the high-precision local SIMS method. It was established that indium in the biotite from granites of the Wiborg rapakivi massif was of magmatic nature and its accumulation was controlled by fractional crystallization. Indium behaved as a typical incompatible element, concentrating in the residual melt. The main elements associated with In during the magmatic stage were Sn, Sc, Sm, Nb, Rb, and Zn. These elements formed a reliable association, confirmed by both parametric and rank correlations. Chlorine likely participated in the transport of In in the form of chloride complexes, but this bond was not stable in mineral phases (biotite). The physicochemical conditions of indium accumulation – reducing conditions and moderately high pressure – favored the incorporation of In^{3+} into biotite, which began to crystallize from the melt under these parameters. The high In content (up to 5.8 ppm) in biotite, combined with the high Sn content (>100 ppm) and a positive correlation with Zn, indicated that the Wiborg massif could be considered potentially promising for In-Sn-Zn mineralization.

Keywords: biotite, indium, rapakivi granites, Wiborg massif, Gubanov intrusion, trace elements, critical metals

Для цитирования: Рогова И. В., Скублов С. Г., Березин А. В., Петров Д. А. Геохимия индия и других редких элементов в биотите как индикатор условий образования Губановской интрузии (Выборгский массив гранитов рапакиви) // Вестник геонаук. 2026. 3(375). С. 33–40. DOI: 10.19110/geov.2026.3.3

For citation: Rogova I. V., Skublov S. G., Berezin A. V., Petrov D. A. Geochemistry of indium and other trace elements in biotite as an indicator of the formation conditions of the Gubanov intrusion (Wiborg rapakivi granite massif). Vestnik of Geosciences, 2026, 3(375), pp. 33–40, doi: 10.19110/geov.2026.3.3

Введение

Слюды являются порообразующими минералами как в магматических, так и в метаморфических породах, отличаясь широкими диапазонами условий кристаллизации. Кристаллическая структура слюд способствует значительному вхождению элементов-примесей, среди которых наиболее характерны крупноионные литофильные (Rb, Cs, Li) и высокозарядные элементы (Sn, Nb, Ta), а также галогены (F, Cl). Изменение химического состава биотита позволяет реконструировать такие параметры петрогенезиса, как температура, давление, состав флюидов и окислительно-восстановительное состояние материнских расплавов, которое, в свою очередь, влияет на растворимость и условия переноса рудных компонентов (Breiter et al., 2023).

Для полифазного Выборгского массива гранитов рапакиви биотит является сквозным минералом, позволяющим оценить флюидонасыщенность расплава и определить условия кристаллизации. Изучение состава биотита из пород массива проводилось многими исследователями на протяжении десятков лет, однако оно было ограничено в основном главными элементами (Elliott, 2001). В настоящем сообщении впервые приводятся результаты исследования геохимии биотита из гранитов Губановской интрузии и вмещающих их овоидных гранитов методом SIMS, включая прецизионное определение содержания индия.

В настоящее время индий является одним из самых востребованных (т. н. критических металлов — важных для современной экономики и национальной безопасности, с высокими рисками перебоев при их поставках) редких металлов, незаменимым при производстве жидкокристаллических мониторов и плазменных панелей, светодиодов и полупроводников, различных припоев и сплавов. Помимо редко встречающихся собственных минералов (рокезита, сакурanita, патрукита, джалиндита и ряда других) трехвалентный индий входит в виде изоморфной примеси в рудные минералы — сфалерит, касситерит, ниобийсодержащий рутил, а также в железомagneзиальные силикаты — амфибол и биотит, в октаэдрическую позицию (Gion et al., 2018). Многие из известных месторождений индия связаны с гранитами, преимущественно с высокофракционированными гранитами А-типа (Cook et al., 2011; Gion et al., 2019; Ivashchenko, 2023). Известные немногочисленные данные по редкоэлементному составу биотита, включая определение содержания индия, были получены в основном для пород Салминского массива рапакиви (Konyshev et al., 2019; Bäckström, 2020), что и определило постановку настоящего исследования.

Геологическая характеристика

Выборгский массив гранитов рапакиви является самым крупным на Восточно-Европейской платформе и располагается в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Он относится к анортозит-рапакивигранитной формации и характеризуется многофазным строением (Ларин, 2011). Отечественные исследователи (Великославинский и др., 1978; Беляев, 1983) выделяют четыре магматические фазы внедрения гранитоидов. Первая — лапее-граниты на территории Финляндии и в самой северной части массива

в России — по современной номенклатуре соответствует меланократовым адамеллитам. Вторая фаза, составляющая большую часть массива, представлена амфибол-биотитовыми гранитами с овоидной структурой (доля овоидов достигает 40 %) и массивной текстурой. Третья фаза представлена биотитовыми трахитоидными гранитами с порфиroidной структурой (овоидов не более 10–15 %), которые слагают две небольшие интрузии в восточной части Выборгского массива: Губановскую и Смирновскую. Строение и состав Губановской интрузии ранее подробно рассмотрены нами (Рогова и др., 2025). Единственная хорошо изученная интрузия, относящаяся к четвертой фазе, — шток Кюми на территории Финляндии — сложена лейкократовыми топазсодержащими микроклин-альбитовыми гранитами (Berni et al., 2020).

Методы исследования

Состав биотита по главным и редким элементам был изучен в 8 образцах, имеющих непосредственное отношение к Губановской интрузии: в овоидных гранитах второй фазы (выборгитах) — 3, включая 2 образца из контактовой зоны; в трахитоидных гранитах третьей фазы — 4 и секущей их пегматитовой жиле — 1. Кроме того, был исследован биотит из типичных овоидных гранитов второй фазы коричневого цвета из Южной Финляндии (торговое название выборгитов — «Балтик Браун») и из гранитов Смирновской интрузии, относящихся к третьей фазе (табл. 1 и 2).

Состав биотита по главным элементам определен методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510 LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН). Условия съемки: ускоряющее напряжение катода 20 кВ, фокусное расстояние 10 мм; диаметр пучка электронов 3–5 мкм. Содержание редких элементов, включая летучие компоненты — воду, фтор и хлор (26 анализов) — определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по стандартной методике. При расчете содержания индия учитывалось изобарное наложение ^{115}Sn на ^{115}In . Содержание Rb определялось по изотопу ^{85}Rb . Точность определения составляет 10–15 % для элементов с концентрацией > 1 ppm и 10–20 % для элементов с концентрацией 0.1–1 ppm, предел обнаружения находится на уровне 5–10 ppb. Размер аналитического кратера составляет примерно 20 мкм.

Результаты и обсуждение

Рассматриваемый в работе биотит отличается сходным составом по главным элементам (табл. 1, рис. 1). Минерал является аннитом с индексом Mg#, в среднем 0.10. В целом фигуративные точки биотита попадают в поле составов биотита из пород Выборгского массива по литературным данным.

Изученный биотит характеризуется низким содержанием редкоземельных элементов (REE), суммарное количество которых находится в интервале от 1.33 до 7.90 ppm (табл. 2). При этом среднее содержание REE для овоидных гранитов составляет 2.82 ppm, для трахитоидных гранитов Губановской интрузии оно возрастает до 4.13 ppm. Sm вносит в бюджет REE в среднем около трети от общего содержания.

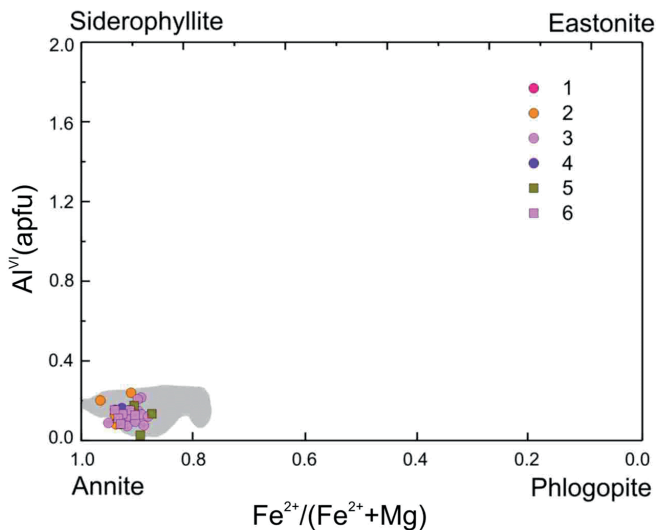


Рис. 1. Классификационная диаграмма для биотита по главным элементам (Frost, 1960). Серым цветом показан состав биотита из пород Выборгского массива по литературным данным. Показан состав биотита: 1 — из оvoidных гранитов 2-й фазы; 2 — гранитов 2-й фазы из контактовой зоны; 3 — трахитоидных гранитов 3-й фазы Губановской интрузии; 4 — пегматитовой жилы в гранитах 3-й фазы; 5 — выборгитов на финской территории; 6 — гранитов 3-й фазы Смирновской интрузии

Fig. 1. Classification diagram for biotite by major elements (Frost, 1960). The gray field indicate the composition of biotite from rocks of the Wiborg massif, based on published data. The composition of biotite is shown from: 1 — ovoid granites of phase 2; 2 — granites of phase 2 from the contact zone; 3 — trachytoid granites of phase 3 of the Gubanov intrusion; 4 — pegmatite vein in granites of phase 3; 5 — vyborgites in the Finnish territory; 6 — granites of phase 3 of the Smirnov intrusion

Из малых элементов наиболее значительна примесь Ti (от 22024 до 29707 ppm). В оvoidных гранитах среднее содержание Ti в биотите составляет 26381 ppm, в трахитоидных — 27159 ppm, в пегматите, финских выборгитах и гранитах Смирновской интрузии содержание Ti несколько ниже (23944–25576 ppm).

Содержание Rb последовательно увеличивается от оvoidных гранитов (в среднем 1337 ppm) к трахитоидным (1444 ppm) и пегматиту (1642 ppm). Для финских выборгитов содержание Rb минимальное (891 ppm), в гранитах Смирновской интрузии — такое же, как для Губановской интрузии (1449 ppm).

Содержание Li меняется незакономерно, варьируя в биотите в гранитах Губановской интрузии и вмещающих оvoidных гранитах от 241 до 451 ppm (в среднем 372 ppm). В финских выборгитах (507 ppm) и гранитах Смирновской интрузии (412 ppm) содержание Li несколько выше.

Поведение Cs аналогично Rb — оно увеличивается от оvoidных (48.8 ppm) к трахитоидным (68.6 ppm) гранитам, достигая максимума (177 ppm) в пегматите. Для финских выборгитов и Смирновской интрузии закономерностей по Cs не наблюдается.

Содержание Ba и Ga широко (от первых сотен до первых тысяч ppm) варьирует в пределах каждой группы пород. Поведение V (от 25 до 95 ppm) не обнаруживает закономерных тенденций, как и Cr, варьирующего в более узком диапазоне (8–32 ppm). Содержание

Pb, напротив, слабо изменяется и формирует диапазон 7–24 ppm. Содержание Sr и Zr находится на низком уровне — первые ppm, Y не превышает 1 ppm.

Содержание Nb в биотите варьирует в гранитах Губановской интрузии и вмещающих оvoidных гранитах от 268 до 676 ppm (в среднем 460 ppm): в гранитах Смирновской интрузии — в среднем 533 ppm, в финских выборгитах оно заметно ниже — в среднем 123 ppm. Та копирует поведение Nb, присутствуя в биотите в меньшем количестве — в среднем 11 ppm, в финских выборгитах — 3.5 ppm.

Из переходных металлов в биотите наиболее значительное содержание Zn — в оvoidных гранитах (в среднем 6674 ppm), в трахитоидных несколько выше (6951 ppm), в пегматите и гранитах Смирновской интрузии максимальное значение около 8525 ppm. В финских выборгитах содержание Zn заметно ниже — в среднем 4863 ppm.

Содержание Sc ниже, но этот элемент демонстрирует последовательный рост от оvoidных к трахитоидным гранитам (в среднем 46.4 и 69.4 ppm соответственно). В финских выборгитах и гранитах Смирновской интрузии содержание Sc ниже (20.5 и 42.6 ppm соответственно). Аналогично поведение Sn — от оvoidных к трахитоидным гранитам содержание растёт (в среднем 112 и 121 ppm соответственно). В финских выборгитах оно минимальное — в среднем 24.0 ppm, в гранитах Смирновской интрузии выше — 130 ppm.

Содержание In в биотите в оvoidных гранитах второй фазы варьирует от 2.84 до 5.54 ppm (в среднем 3.82 ppm), в трахитоидных гранитах — от 3.61 до 5.84 ppm (в среднем 4.71 ppm), в финских выборгитах не превышает 2 ppm, в гранитах Смирновской интрузии составляет в среднем 4.55 ppm. Примечательно, что в литий-фтористых гранитах штока Кюми (четвертая, наиболее дифференцированная фаза гранитов рапакиви Выборгского массива) содержание In составляет в среднем 2 ppm (по данным 24 анализов методом LA-ICP-MS, Breiter et al., 2023). В гранитах Салминского массива содержание In в биотите в основном не превышает 1 ppm при максимальном значении 1.22 ppm (Bäckström, 2020).

При анализе распределения летучих компонентов в биотите установлено, что содержание хлора и фтора находится на уровне первых тысяч ppm. Содержание хлора в биотите в оvoidных гранитах составляет в среднем 3221 ppm, в трахитоидных оно на том же уровне — 3101 ppm, в пегматите выше — 3692 ppm. Смирновская интрузия в биотите третьей фазы показывает сходный уровень содержания хлора — в среднем 3277 ppm, в финских выборгитах хлора в биотите заметно меньше — в среднем 1812 ppm. Содержание фтора имеет более широкий диапазон, однако устанавливаются следующие тенденции: от оvoidных гранитов (в среднем 1794 ppm) содержание фтора повышается к трахитоидным гранитам (в среднем 3283 ppm), достигая максимума в пегматите — 4193 ppm. В финских выборгитах содержание фтора ниже (в среднем 1710 ppm), как и в гранитах Смирновской интрузии (2088 ppm). Более информативным является отношение F/Cl в биотите: в оvoidных гранитах оно в среднем 0.54, в трахитоидных фтор начинает преобладать над хлором — в среднем 1.06, в пегматите — 1.14. В финских выборгитах F/Cl-отношение повышенное (в сред-

Таблица 1. Анализы биотита пород Выборгского массива методом SEM-EDS (мас. %) **Table 1.** Biotite analyses from the Wiborg massif by SEM-EDS method (wt %)

Компонент Component	Оvoidные граниты / Ovoid granites							Трахитоидные граниты Губановской интрузии Trachytoid granites of the Gubanov intrusion												Пегматит Pegmatite	Финские выборгиты Finnish vuyborgites			Граниты Смирнов- ской интрузии Granites of the Smirnov intrusion					
	Контактовая зона Contact zone							1011	1011	1011	1002	1002	1002	WGR3	WGR3	WGR3	1104	1104	1104		1101	1108	1108	1108	1302	1302	1302		
SiO ₂	1021	1021	1021	1001	1001	1001	1106	1011	1011	1011	1002	1002	WGR3	WGR3	WGR3	1104	1104	1104	1101	20	24	25	26	50	31	52	35.09	34.10	33.19
TiO ₂	34.22	34.95	34.49	34.14	34.08	35.29	33.36	34.45	34.48	34.74	33.12	34.58	33.17	33.92	33.95	34.14	32.92	33.97	33.26	34.19	32.51	35.26	34.19	32.51	35.09	34.10	33.19		
Al ₂ O ₃	3.46	3.99	3.95	3.98	4.10	4.15	3.48	3.67	3.65	4.18	4.21	3.56	3.81	3.78	4.01	4.15	3.90	3.31	3.56	1.56	3.26	3.56	1.56	3.26	3.53	3.42	3.32		
FeO*	12.86	14.13	13.21	12.57	12.82	12.15	13.80	12.85	13.84	13.07	12.74	12.83	12.56	12.39	11.84	12.63	12.23	12.70	12.48	13.84	11.30	12.48	13.84	11.30	12.51	12.75	12.63		
MnO	34.29	35.23	34.07	35.58	33.89	34.97	32.03	31.76	32.84	33.29	35.30	33.45	34.14	33.62	32.89	32.16	32.85	33.75	31.68	35.51	34.39	31.68	35.51	34.39	34.88	35.26	35.04		
MgO	0.62	0.62	0.33	0.44	0.36	0.38	0.43	0.51	0.43	0.46	0.24	0.70	0.58	0.53	0.68	0.75	0.33	0.58	0.24	0.48	0.54	0.24	0.48	0.54	0.59	0.60	0.62		
Na ₂ O	1.47	2.01	1.84	1.33	0.71	1.26	1.78	2.12	2.13	2.11	0.97	2.29	1.72	1.75	2.00	2.46	2.23	1.52	2.60	2.04	2.05	2.60	2.04	2.05	1.28	1.38	1.43		
K ₂ O	0.17	0.28	-	-	0.32	0.26	-	-	-	-	-	-	0.33	-	0.29	0.18	-	-	-	-	-	-	-	-	0.17	0.25	0.21		
Cl	9.16	8.80	9.18	9.21	9.18	8.65	8.94	9.52	9.13	9.29	9.23	9.33	9.45	9.01	9.27	9.46	8.90	9.00	9.45	9.19	8.18	9.45	9.19	8.18	9.37	9.10	9.03		
Сумма Total	0.40	0.34	0.35	0.37	0.49	0.46	0.39	0.37	0.47	0.34	0.46	0.43	0.25	0.39	0.40	0.32	0.33	0.41	0.10	0.19	0.15	0.10	0.19	0.15	0.45	0.39	0.35		
Mg#	96.65	100.35	97.42	97.62	95.95	97.57	94.21	95.25	96.97	97.48	96.27	97.17	96.01	95.39	95.33	96.25	93.69	95.24	93.37	97.00	92.38	93.37	97.00	92.38	97.87	97.25	95.82		
	0.07	0.10	0.09	0.07	0.04	0.06	0.09	0.08	0.09	0.10	0.05	0.11	0.11	0.10	0.10	0.12	0.11	0.07	0.13	0.09	0.11	0.13	0.09	0.11	0.06	0.07	0.07		

Таблица 2. Редкоземельный состав (ppm) биотита из пород Выборгского массива
Table 2. Trace element composition (ppm) of biotite from the Wiborg massif

Компонент Component	Овоидные граниты / Ovoid granites																Трахитоидные граниты Губановской интрузии Trachytoid granites of the Gubanov intrusion												Пегматит Pegmatite	Финские выборгиты Finnish vyborgites			Граниты Смирновской интрузии Granites of the Smirnov intrusion																						
	Контактовая зона Contact zone																																																						
	1	2	1021	1021	1001	1001	1001	1106	1106	1106	1106	1106	1106	1106	1002	1002	1002	WGR3	WGR3	WGR3	1104	1104	1104	20	24	25	26	1302		1302	1302																								
Li	378	357	394	389	451	373	373	385	367	367	367	367	367	428	428	428	429	450	346	413	613	526	384	590	392	455	0.43	0.40	0.40	0.29	0.29	0.28	0.47	0.53	0.44	0.45	2.50	0.61	0.19	0.29	0.24	0.31	0.37	0.52	0.25	0.36	0.83	0.34	0.23	0.59					
B	324	168	255	181	181	322	322	402	368	2907*	327	495	696	379	86.6	144	79.5	278	224	191	158	251	474	156	149	125	58.8	47.4	41.0	32.8	33.8	34.2	34.2	68.1	66.9	76.6	71.4	69.3	37.2	93.5	67.9	59.4	72.1	70.2	76.0	56.2	25.5	9.3	26.7	47.7	43.9	36.2			
Sc	24909	23528	28058	27114	29347	29707	29707	22024	23236	26561	25205	25561	27900	27279	27240	28702	29447	28209	25487	23944	25141	12197*	25246	24319	24400	25576	85.4	54.9	49.7	35.0	30.6	25.3	75.7	66.9	58.3	86.0	65.0	65.7	26.5	68.5	61.9	56.5	63.2	95.3	61.7	46.2	89.2	24.5	68.1	43.1	31.9	34.9			
V	19.6	15.2	14.7	9.16	8.04	12.2	21.8	24.9	23.5	24.2	30.1	24.9	11.3	23.9	21.4	22.6	22.2	25.8	25.2	19.2	32.2	19.1	20.8	11.4	11.9	12.7	6505	4836	6909	7723	7002	8116	8116	5319	5540	6556	6682	6345	7696	7119	7270	7836	7690	7419	4899	8388	4339	4406	5845	8105	8370	8525			
Zn	332	596	556	382	393	362	312	271	256	402	262	482	341	340	392	310	526	692	409	276	1275	902	480	620	445	377	1669	1150	1228	1389	1516	1207	1345	1288	1240	1967	1477	1192	1544	1193	1456	1491	1307	1467	1349	1642	1043	776	813	1323	1402	1498			
Rb	2.00	1.74	1.58	0.71	2.58	2.30	0.82	1.23	0.62	1.46	1.93	1.54	1.81	4.64	1.97	2.25	1.31	1.29	1.50	1.17	2.99	2.59	8.09	1.91	2.47	1.70	0.14	0.48	0.78	0.71	0.45	0.46	0.17	0.65	0.15	0.32	0.90	0.13	0.14	0.22	0.37	0.21	0.09	0.36	0.26	0.24	0.10	0.10	0.19	0.63	0.33	0.28			
Y	2.22	0.97	1.32	2.36	1.60	3.47	0.43	1.72	0.25	1.30	1.54	0.71	5.02	3.08	3.28	5.87	1.94	2.14	5.13	4.67	10.05	4.73	5.06	2.83	4.13	3.08	448	524	490	521	676	544	392	268	317	279	327	478	608	500	485	440	450	579	445	423	169	81.2	119	652	479	469			
Zr	5.54	2.94	4.81	4.05	3.56	3.49	3.75	3.41	2.84	4.01	5.24	5.45	4.21	4.95	4.67	4.30	4.80	5.84	3.61	3.70	1.92	1.15	1.70	4.86	4.45	4.32	136	105	118	85.1	150	102	108	96.5	111	131	109	92.4	107	146	123	123	127	145	110	172	22.4	24.2	25.3	149	131	111			
Nb	70.5	19.6	29.7	70.5	65.5	29.1	62.7	37.8	53.8	177.6	114.9	14.6	83.8	106.7	39.9	63.9	25.4	24.1	35.3	177.3	89.0	53.4	212.2	53.6	73.6	193.2	506	988	916	381	341	328	232	246	214	521	223	649	297	337	437	505	775	1225	535	224	2880	1992	833	664	605	342			
In	1.36	1.27	1.01	0.91	1.52	1.35	0.77	0.80	0.71	0.87	1.03	1.02	1.49	1.11	1.19	1.00	1.11	1.36	1.22	1.11	0.51	0.36	0.59	1.22	0.93	1.42	1.36	1.27	1.01	9.58	14.94	9.70	10.75	17.55	11.32	11.92	9.95	10.45	7.15	8.31	10.07	14.82	17.79	12.45	10.09	8.63	14.64	6.57	9.88	5.00	3.20	2.38	14.31	9.95	14.92
Ba	12.5	11.9	10.1	17.0	13.0	15.3	10.4	9.49	7.20	13.1	12.5	11.9	17.9	148*	12.6	20.6	12.3	15.0	13.4	24.0	15.0	22.8	494*	16.3	13.6	17.5	REE	2.42	2.83	2.93	4.29	2.91	4.93	1.49	2.22	1.33	5.49	7.90	2.23	2.34	3.94	6.61	3.38	3.94	3.19	3.08	3.21	2.79	3.39	3.17	2.65	2.99			
H ₂ O	16841	21477	14539	16745	18934	12410	12410	25400	19828	21545	15435	14299	14463	21183	18868	21882	28004	18522	11852	12325	20416	21226	14938	9744	12574	16499	F	2366	866	3063	2286	2022	1957	1957	856	769	2275	2196	1937	2034	3673	5119	5150	4245	2871	3325	4193	2784	2007	340	2090	2009	2166		
Cl	3398	2821	3077	4049	3687	3673	3537	2277	2277	3030	2807	2679	3928	3308	3162	3387	3225	2896	2590	3692	1997	1686	1752	3064	3470	3297																													

нем 0.93) за счет пониженного хлора; для смирновской интрузии, напротив, невысокое — в среднем 0.64. Как правило, информация по содержанию хлора отсутствует в многочисленных опубликованных микронзондовских анализах биотита из гранитов рапакиви Выборгского массива. По фтору такие данные для биотита есть (Elliott, 2001): например, для выборгитов финской территории содержание фтора изменяется от порога обнаружения до 0.74 мас. % (в среднем 0.26 мас. %). В литий-фтористых гранитах штока Кюми, относящихся к Выборгскому массиву, содержание F в биотите до-

стигает 5.40 мас. % (Breiter et al., 2023), в литий-фтористых гранитах Салминского массива — 1.05 мас. % (Kopyshov et al., 2019). На фоне дифференцированных литий-фтористых гранитов биотит из гранитов Губановской интрузии по содержанию фтора никак не выделяется.

Экспериментально определенные коэффициенты распределения фтора и хлора между биотитом и гранитным расплавом, зависящие от магнезиальности минерала, позволяют оценить содержание этих элементов в исходном расплаве (Icenhower, London, 1997).

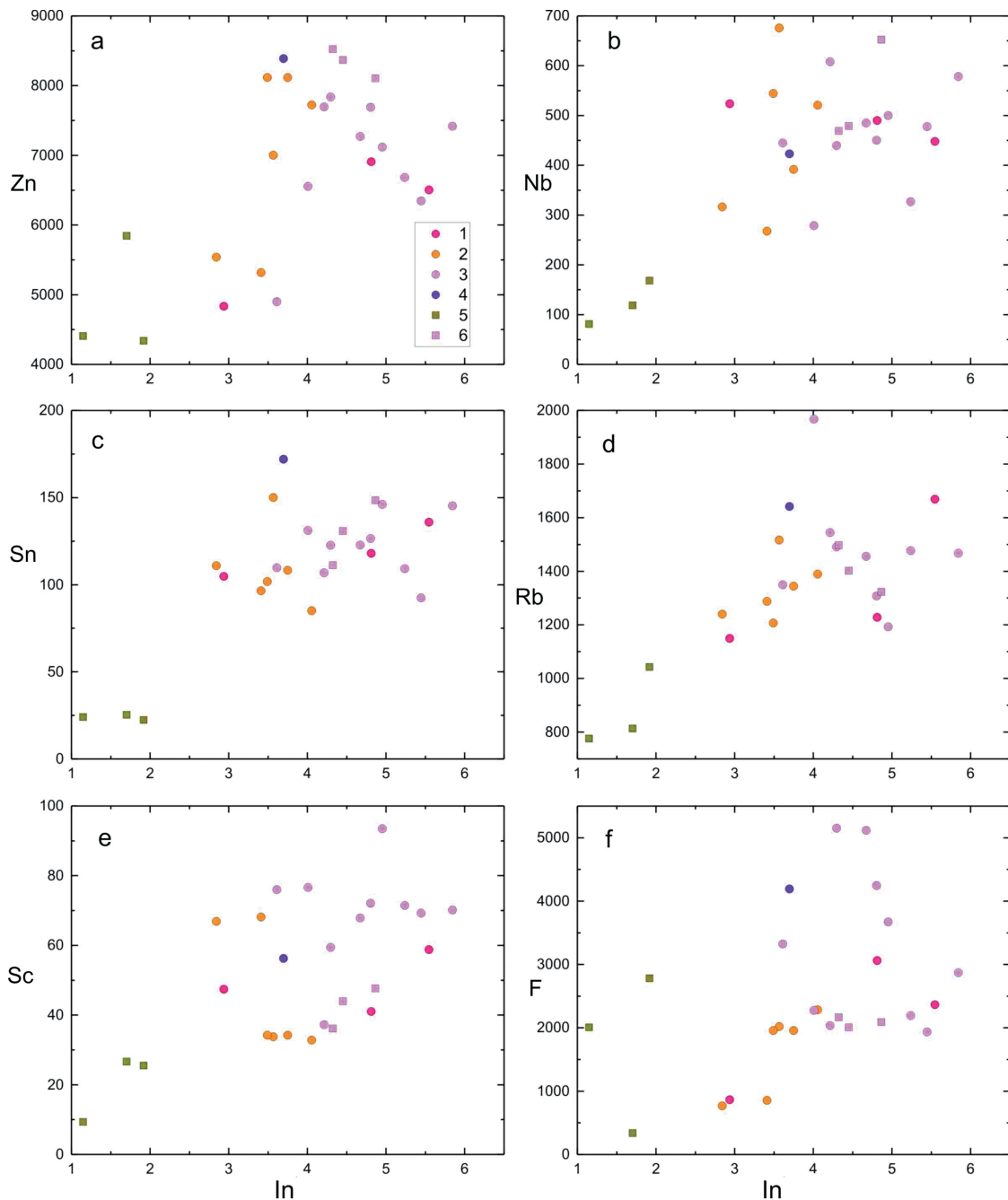


Рис. 2. Соотношение содержания редких элементов (ppm) в биотите из пород Выборгского массива: а — In-Zn; б — In-Nb; в — In-Sn; д — In-Rb; е — In-Sc; ф — In-F. Показан состав биотита: 1 — из овоидных гранитов 2-й фазы; 2 — гранитов 2-й фазы из контактовой зоны; 3 — трахитоидных гранитов 3-й фазы Губановской интрузии; 4 — пегматитовой жилы в гранитах 3-й фазы; 5 — выборгитов на финской территории; 6 — гранитов 3-й фазы Смирновской интрузии

Fig. 2. Ratio of content of trace elements (ppm) in biotite from the Wiborg massif: а — In-Zn; б — In-Nb; в — In-Sn; д — In-Rb; е — In-Sc; ф — In-F. The composition of biotite is shown from: 1 — ovoid granites of phase 2; 2 — granites of phase 2 from the contact zone; 3 — trachtyoid granites of phase 3 of the Gubanov intrusion; 4 — pegmatite vein in granites of phase 3; 5 — vyborgites in the Finnish territory; 6 — granites of phase 3 of the Smirnov intrusion



Используя значение $D_{Bt/Melt}$ 1.2 для F и 3 для Cl, получим для овоидных гранитов в среднем 1495 ppm F и 1074 ppm Cl, для трахитоидных гранитов — 2735 и 1034 ppm соответственно. Для пегматитового расплава содержание F составляет максимальное значение — 3494 ppm, Cl — 1231 ppm. Для гранитов Смирновской интрузии содержание F в расплаве промежуточное — в среднем 1740 ppm, Cl — 1092 ppm. Финские выборгиты сходны с овоидными гранитами в районе Губановской интрузии по содержанию F (в среднем 1425 ppm), но существенно беднее в отношении Cl (в среднем 604 ppm). Полученные оценочные значения по фтору согласуются с определением содержания F в овоидных (1280 ppm) и трахитоидных (2325 ppm) гранитах по данным (Беляев, 1983). В сильно дифференцированных гранитах штока Кюми, магматическое происхождение которых было доказано путем исследования флюидных включений (Berni et al., 2020), содержание F повышается уже до 14500 ppm.

По нашим данным, содержание другого летучего элемента — бора — в биотите находится на низком уровне, в основном не выше 1 ppm. В биотите из гранитов Салминского массива содержание бора повышается в биотите от ранних к поздним фазам — 6.39 и 24.4 ppm соответственно (Konyshev et al., 2019).

Возвращаясь к обсуждению поведения индия в биотите, информативным будет рассмотреть корреляцию этого элемента с другими несовместимыми элементами, присутствующими в минерале. Стандартно используемые коэффициенты корреляции Пирсона показывают положительную связь In с Sn, Nb, Sm, Rb, Zn, Sc, Cl, Ti, Ta и F (в порядке убывания, $r > 0.40$). Также был рассчитан робастный ранговый коэффициент корреляции Спирмена, менее зависимый от наличия аномальных проб и характера распределения аналитических данных. Положительная связь с In была установлена уже для меньшего числа элементов — Sn, Sc, F, Sm, Nb, Rb и Zn (также от большего значения r к меньшему). Именно эти элементы, показавшие корреляцию с In по обоим методам, выбраны как имеющие с ним значимую связь. Связь с In исключенных из рассмотрения элементов (Ti, Ta и Cl), вероятно, обусловлена выбросами или нелинейными эффектами и не интерпретируется как генетическая.

Цинк демонстрирует прямую связь с индием (рис. 2). В гидротермальных системах индий концентрируется преимущественно в сфалерите (ZnS). Корреляция In и Zn в магматическом биотите указывает на то, что оба элемента накапливались в остаточном расплаве синхронно, задолго до образования сульфидов. Это свидетельство потенциальной цинк-индиевой специализации Выборгского массива на магматическом этапе, подтвержденной геологическими наблюдениями (Cook et al., 2011). Даже при минимальных значениях $D_{Bt/Melt}$ для индия (около 1), с учетом высокой железистости биотита (Gion et al., 2018) содержание In в расплаве будет достигать 5 ppm, что в 30 раз больше среднего содержания этого элемента в гранитах.

Nb и Sn — типичные редкометалльные элементы для гранитов А-типа. Их тесная связь с In доказывает, что индий ведет себя как несовместимый элемент, накапливающийся в процессе фракционной кристаллизации вместе с другими редкими металлами. Высокое содержание Sn в биотите (> 100 ppm) при отсутствии

грейзенов с оловянной минерализацией предполагает магматическую природу обогащения этим элементом.

Совместная корреляция In с Rb, Sm и Sc (последний, близкий по геохимии к Fe^{3+} , входит в октаэдрическую позицию биотита) указывает на то, что максимальные содержания индия приурочены к наиболее эволюционированным порциям расплава. Это согласуется с приуроченностью высокого содержания In к биотиту из пород второй и третьей магматических фаз (особенно анализы 1, 11 и 18) и относительно пониженными значениями в биотите из контактовой зоны (анализы 4–9).

Фтор мог влиять на общую эволюцию расплава (например, снижение вязкости), что косвенно способствовало накоплению In. Однако четкая линейная зависимость In от содержания F в биотите отсутствует. Возможно, это связано с относительно малым содержанием F в биотите по сравнению с литий-фтористыми гранитами (Breiter et al., 2023). Однако в более богатом фтором биотите из гранитов штока Кюми содержание In ниже (только 2 ppm), чем для гранитов Губановской интрузии. Такое несоответствие, вероятно, связано с кристаллизацией в штоке рудных минералов, аккумулирующих In, из-за чего Fe-Mg-силикаты (амфиболы и биотит) «недополучают» этот редкий элемент.

Хлор, вероятно, участвовал в транспорте In в расплаве в качестве хлоридных комплексов, но в исследованных образцах эта связь замаскирована вариациями P-T-параметров или локальным флюидным неравновесием. Отсутствие устойчивой корреляции In и Cl не опровергает роль последнего, но указывает на неоднозначность прямого распространения этого механизма на биотит.

Выводы

Для биотита из трахитоидных гранитов Губановской интрузии и вмещающих их овоидных гранитов высокоточным локальным методом SIMS впервые определено содержание целого спектра редких элементов, включая индий. Установлено, что индий в биотите из гранитов Выборгского массива имеет магматическую природу. Это подтверждается отсутствием грейзеновых изменений и кварцевых жил с полиметаллическим оруденением, закономерным распределением по фазам и устойчивой положительной корреляцией индия с элементами-индикаторами дифференциации магматического расплава (Rb, Nb, Sc и Sn). Накопление индия контролировалось фракционной кристаллизацией — он вел себя как типичный несовместимый элемент, концентрируясь в остаточном расплаве.

Главные элементы-спутники In в магматической стадии: Sn, Sc, Sm, Nb, Rb и Zn. Эти элементы образуют надежную ассоциацию, подтвержденную как параметрическими, так и ранговыми корреляциями. Фтор косвенно способствовал эволюции расплава. Хлор, вероятно, участвовал в транспорте In в виде хлоридных комплексов, но в минеральных фазах (биотите) эта связь не фиксируется как устойчивая. Физико-химические условия накопления индия — восстановительные условия и умеренно-высокое давление (795–700 °C, 4–5.5 кбар, $fO_2 = FMQ$, по нашим данным и Eklund,



Shebanov, 1999) — благоприятствовали вхождению In^{3+} в биотит, начинающий кристаллизоваться из расплава при этих параметрах.

Высокое содержание In (до 5.8 ppm) в биотите в сочетании с высоким содержанием Sn (> 100 ppm) и положительной корреляцией с Zn указывают на то, что Выборгский массив может рассматриваться как потенциально перспективный на индий-олово-цинковое оруденение (при благоприятных постмагматических процессах), что ранее было подтверждено на примере ряда рудопроявлений (Cook et al., 2011; Ivashchenko, 2023).

Авторы благодарны Е. В. Потапову, С. Г. Симакину (ЯФ ФТИАН) и О. Л. Галанкиной (ИГГД РАН) за проведение аналитических исследований.

Работа выполнена в рамках темы государственно-го задания ИГГД РАН FMUW-2022-0005 с использованием оборудования Центра коллективного пользования «АИРИЗ».

Литература / References

- Великославинский Д. А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 296 с.
- Velikoslavinsky D. A. et al. Anorthosite-Rapakivi granite formation of the East European Platform. Leningrad: Nauka; 1978. 296 p. Russian.
- Беляев А. М. Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Выборгского массива // Вестник ЛГУ. 1983. № 6. Вып. 1. С. 17–26.
- Belyaev A. M. Mineralogical-geochemical specialization of rapakivi granites of the Wiborg Massif. Vestnik LGU, 1983, 6(1), pp. 17–26. Russian
- Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Larin A. M. Rapakivi granites and associated rocks. St. Petersburg: Nauka; 2011. 402 p. Russian.
- Рогова И. В., Скублов С. Г., Березин А. В., Петров Д. А. Геохимическая характеристика гранитов рапакиви Губановской интрузии, Выборгский массив // Вестник МГТУ. 2025. Т. 28, № 1. С. 26–37. DOI: 10.21443/1560-9278-2025-28-1-26-37
- Rogova I. V., Skublov S. G., Berezin A. V., Petrov D. A. Geochemical characterization of Gubanovskaya intrusion of rapakivi granites (Wiborg massif). Vestnik of MSTU. 2025;28(1):26–37. Russian.
- Bäckström A. Magmatic fractionation of trace elements in biotite with emphasis on indium in the Salmi batholith, Russian Karelia. Bachelor of Science thesis. Göteborg; 2020. 39 p.
- Berni G. V., Wagner T., Fusswinkel T. From a F-rich granite to a NYF pegmatite: Magmatic-hydrothermal fluid evolution of the Kymi topaz granite stock, SE Finland. Lithos. 2020. Vol. 364. P. 105–538. DOI: 10.1016/j.lithos.2020.105538
- Breiter K., Galiová M. V., Hložková M., Korbelová Z., Kynický J., Costi H. T. Trace element composition of micas from rare-metal granites of different geochemical affiliations. Lithos. 2023. Vol. 446. p. 107–135. DOI: 10.1016/j.lithos.2023.107135
- Cook N. J., Sundblad K., Valkama M., Nygård R., Ciobanu C. L., Danyushevsky L. Indium mineralisation in A-type granites in southeastern Finland: insights into mineralogy and partitioning between coexisting minerals. Chemical Geology. 2011. Vol. 284. p. 62–73. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2011.02.006
- Eklund O., Shebanov A. D. The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. Precambrian Research. 1999. Vol. 95. p. 129–146. DOI: 10.1016/S0301-9268(98)00130-2
- Elliott B. A. Crystallization conditions of the Wiborg rapakivi batholith, SE Finland: an evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry. Mineralogy and Petrology. 2001. Vol. 72. p. 305–324. DOI: 10.1007/s007100170021
- Frost M. D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geology Survey Prof. Paper. 1960. Vol. 354. p. 11–49.
- Gion A. M., Piccoli P. M., Candela P. A. Constraints on the formation of granite-related indium deposits. Economic Geology. 2019. Vol. 114. p. 993–1003. DOI: 10.5382/econgeo.4668
- Gion A. M., Piccoli P. M., Candela P. A. Partitioning of indium between ferromagnesian minerals and a silicate melt. Chemical Geology. 2018. Vol. 500. p. 30–45. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2018.08.020
- Icenhower J. P., London D. Partitioning of fluorine and chlorine between biotite and granitic melt: experimental calibration at 200 MPa H_2O . Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. Vol. 127. p. 17–29. DOI: 10.1007/s004100050262
- Ivashchenko V. I. Critical metals mineralization in the late-stage intrusions of Salmi Batholith, Ladoga Karelia, Russia. Minerals. 2023;13(5):6–48. DOI: 10.3390/min13050648
- Konyshov A. A., Alferyeva Y. O., Anosova M. O., Rusak A. A., Korepanov Y. I. The composition of mica from the salmi batholith granites as an indicator of the formation of Nb-Ta mineralization // Moscow University Geology Bulletin. 2019. Vol. 74. p. 401–411. DOI: 10.3103/S0145875219040045

Поступила в редакцию / Received 27.02.2026



Кинетические особенности и механизм формирования сферических частиц кремнезема по данным динамического рассеяния света

Д. В. Камашев, А. М. Асхабов

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
kamashev@geo.komisc.ru, xmin@geo.komisc.ru

Методом динамического рассеяния исследованы кинетические особенности формирования монодисперсных сферических частиц кремнезема в модельной системе, основанной на гидролизе тетраэтоксисилана в органической среде.

В результате анализа полученных данных выявлены три стадии формирования частиц кремнезема: 1) конденсация гидроксисиланов с образованием ди- и тримеров; 2) формирование разветвленных полимерных структур; 3) упаковка полученных структур в пространстве с образованием конечных сфер (глобул) кремнезема. Показано, что минимальный гидродинамический радиус частиц кремнезема, который фиксируется в процессе их зарождения, не зависит от условий их получения и составляет около 8 нм.

Установленные закономерности существования стадий образования сферических частиц кремнезема и связанная с этим возможность контроля их длительности в перспективе позволят программировать размер и степень монодисперсности сфер, оптимизировать способы внедрения необходимых элементов в структуру частиц, совершенствовать технологии создания нанокompозитных материалов на их основе.

Ключевые слова: монодисперсные сферические частицы кремнезема, динамическое светорассеяние, механизм образования, кинетические особенности

Kinetic features and mechanism of formation of spherical silica particles according to dynamic light scattering data

D. V. Kamashev, A. M. Askhabov

Institute of geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

The kinetic features of monodisperse spherical silica particle formation are investigated by dynamic light scattering in a model system based on the hydrolysis of tetraethoxysilane in an organic medium.

The analysis of the experimental data reveals three distinct stages of silica particle formation: I) condensation of hydroxysilanes yielding di- and trimers; II) formation of branched polymeric structures; III) spatial packing of the resulting structures into final silica spheres (globules). It is demonstrated that the minimum hydrodynamic radius of silica particles detected during nucleation is independent of the synthesis conditions and is approximately 8 nm.

The established patterns of existence of the stages of formation of spherical silica particles and the associated possibility of controlling their duration will in the future make it possible to program the size and degree of monodispersity of spheres, optimize the methods of introducing the necessary elements into the structure of particles, and improve the technologies for creating nanocomposite materials based on them.

Keywords: monodisperse spherical silica particles, dynamic light scattering, formation mechanism, kinetic features

Введение

В связи с широкими перспективами применения надмолекулярных матриц кремнезема для создания новых нанокompозитных материалов на их основе (Norris et al., 2004; Кувшинова и др., 2008; Ивичева и др., 2009; Ринкевич и др., 2012; Nair et al., 2012; Dmitry V. Kamashev et al., 2024) все больший интерес вызывают вопросы внутреннего строения сферических частиц кремнезема — составных единиц надмолекулярной структуры. Действительно, если в отношении тетраэдрических и октаэдрических пустот самой упорядоченной матрицы, представляющей собой плотнейшую

упаковку шаров, все достаточно ясно, то сведения о структуре ее частицы достаточно противоречивы.

Попытки решить вопрос о внутренней структуре рентгеноаморфных сферических частиц кремнезема и связанных с ней вопросов по механизму их образования предпринимались неоднократно (Берестнева, Каргин, 1951; Денискина и др., 1998; Калинин, Сердобинцева, 2000; Асхабов, 2005; Камашев, 2018). Неоднородность строения природных глобул кремнезема хорошо наблюдается после их травления разбавленными растворами фтористо-водородной кислоты (рис. 1, а) (Davudov et al., 2000), а также по данным просвечивающей электронной микроскопии (рис. 1, б). Существуют

Для цитирования: Камашев Д. В., Асхабов А. М. Кинетические особенности и механизм формирования сферических частиц кремнезема по данным динамического рассеяния света // Вестник геонаук. 2026. 3(375). С. 41–49. DOI: 10.19110/geov.2026.3.4

For citation: Kamashev D. V., Askhabov A. M. Kinetic features and mechanism of formation of spherical silica particles according to dynamic light scattering data. Vestnik of Geosciences, 2026, 3(375), pp. 41–49, doi: 10.19110/geov.2026.3.4

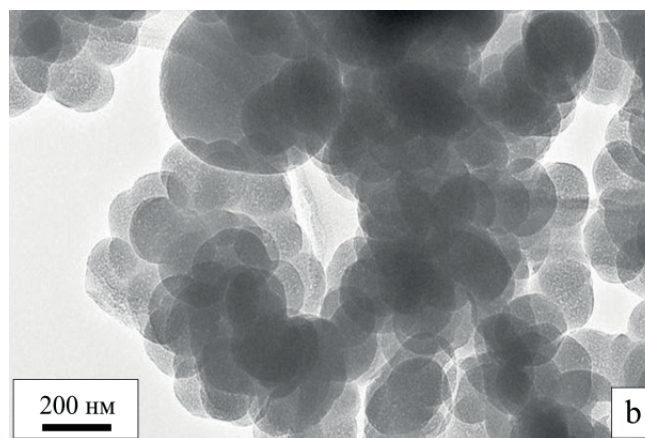
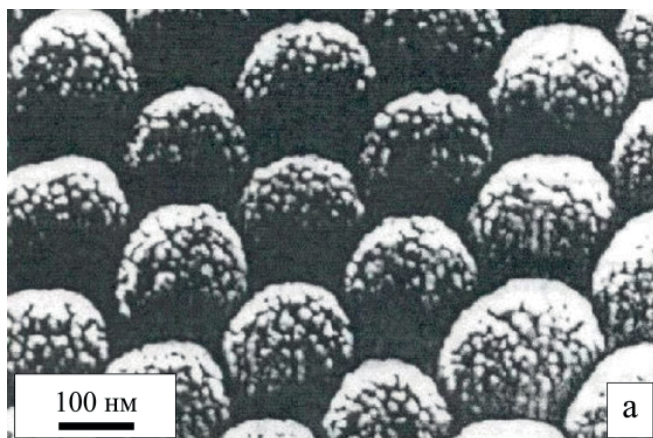


Рис. 1. СЭМ-изображение поверхности опаловой матрицы, состоящей из 220 нм сферических частиц кремнезема после травления HF (Davydov et al., 2000) — а; глобулярная структура частиц кремнезема по данным высокоразрешающей просвечивающей электронной микроскопии (по нашим данным) — б

Fig. 1. SEM image of the opal matrix, surface consisting of 220 nm spherical silica particles after HF etching (Davydov et al, 2000) — а; globular structure of the silica particles according to the high-resolution transmission electron microscopy (our data) — б

представления о наличии внутри частиц как пустого пространства, так и центральной глобулы, вокруг которой формируются сферы второго порядка (Сердобинцева, Калинин, 2000). Предложены также модели, согласно которым сферические частицы кремнезема являются иерархическими образованиями. Очевидно, что такое многообразие представлений о структуре частиц связано со сложностями непосредственного наблюдения структурных особенностей в объектах субмикронного размера, что оставляет вопрос о внутреннем строении частиц кремнезема в настоящее время открытым, несмотря на его большое значение как для расшифровки механизма формирования самой сферической частицы, так и для возможного использования ее внутренней структуры с целью создания новых нанокompозитных материалов.

В этой связи одним из возможных методов решения вопросов о строении и механизме образования глобулярных частиц кремнезема может служить спектроскопия динамического рассеяния света (DLS), которая позволяет определять размеры коллоидных частиц практически в режиме реального времени. Использование этого метода на протяжении всего процесса зарождения и роста частиц позволяет проследить особенности их формирования в динамике. Характер зависимости роста частиц кремнезема во времени может дать информацию о происходящих в системе процессах зарождения и последующей эволюции частиц.

Ранее нами (Камашев, 2018) методом динамического рассеяния света в реальном времени была впервые исследована динамика зарождения и роста монодисперсных сферических частиц кремнезема. Были получены экспериментальные данные изменения размеров частиц, а также интенсивности рассеяния во всем временном интервале их зарождения и роста, свидетельствующие о сложном, многостадийном механизме образования конечных сфер (рис. 2). Экспериментально были обнаружены следующие закономерности:

— существует некоторая задержка во времени (~15 мин.) при образовании первых частиц после начала синтеза, которые имеют размеры порядка 60 % от размера конечных сфер (рис. 2, зона 1);

— определяемые нами размеры частиц достигают своего почти окончательного значения (90 %) достаточно быстро, при этом интенсивность светорассеяния изменяется незначительно (рис. 2, зона 2);

— со временем рост частиц существенно замедляется, при этом интенсивность светорассеяния продолжает активно расти и носит колебательный характер (рис. 2, зона 3).

В данной работе нами продолжены эксперименты по исследованию кинетических особенностей формирования монодисперсных сферических частиц кремнезема методом динамического рассеяния света с целью уточнения возможных механизмов их образования.

Условия проведения эксперимента

Монодисперсные сферические частицы кремнезема были получены по методике Стобера – Финка (Stober et al., 1968), основанной на гидролизе тетраэтоксисилана в этаноле в присутствии аммиака в качестве катализатора и стабилизатора реакции. При этом использовался тетраэтоксисилан производства Alfa Aesar, 99.95 % основного вещества (code: 40251), позволяющий получать наиболее воспроизводимые результаты (Камашев, 2022).

Размеры частиц кремнезема в процессе их зарождения и роста определялись с помощью спектрометра динамического светорассеяния Photocor Complex при следующих условиях: температура (25 ± 0.1) °C, угол рассеяния (90 ± 0.01)°, длина волны лазерного излучения $\lambda = 661$ нм, мощность 25 мВт, время накопления корреляционной функции 300 секунд. Обработку данных проводили на специализированном программном обеспечении DynaLS (Alango Ltd.) методом *Distribution Analysis*. Параллельно с этим фиксировалась соответствующая размерам частиц интенсивность рассеяния света. Более подробно методические основы проведения исследований по изучению процессов зарождения и роста частиц кремнезема в режиме реального времени с использованием спектрометра динамического рассеяния света изложены ранее (Камашев, 2018).

Для правильной интерпретации наблюдаемых результатов нам необходимо определиться с особенно-

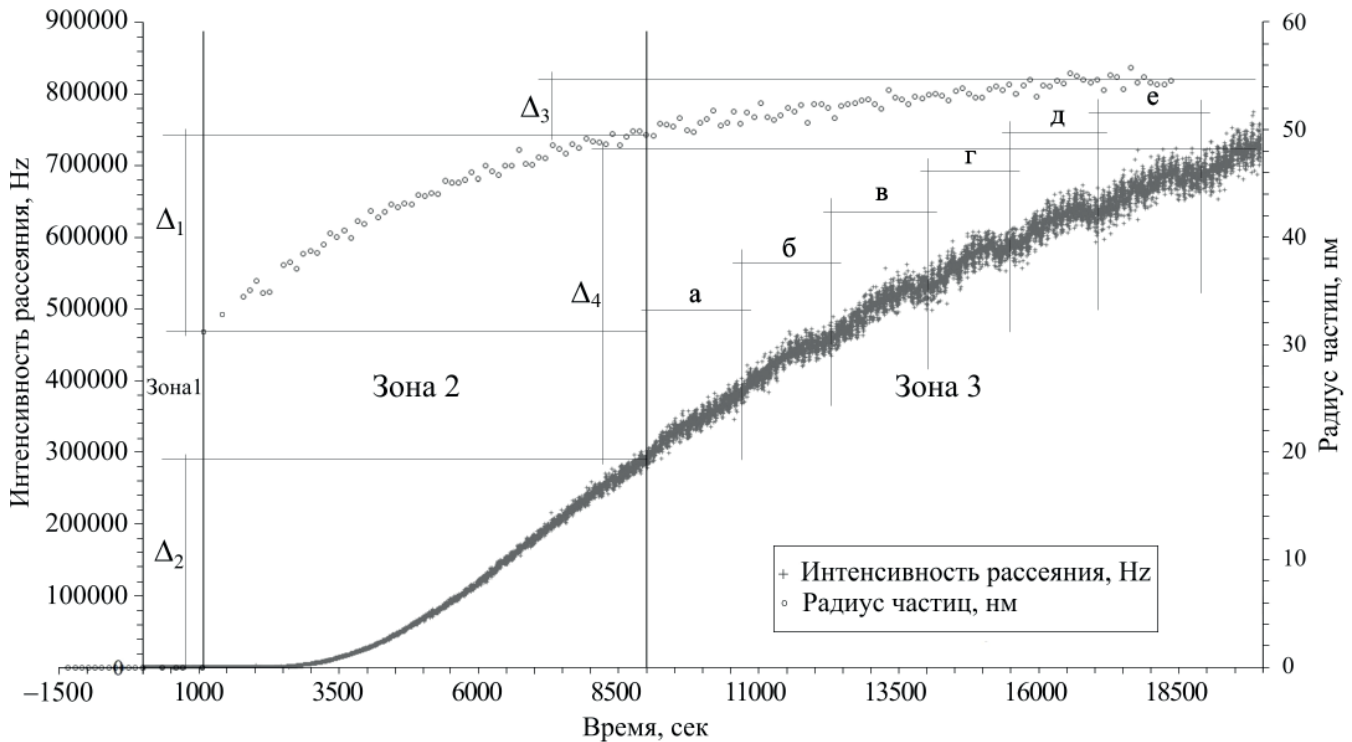


Рис. 2. Изменение размеров частиц кремнезема во времени в процессе их образования и роста, а также соответствующие им значения интенсивности светорассеяния (Камашев, 2018)

Fig. 2. The change in the size of silica particles over time during their formation and growth, as well as the corresponding values of light scattering intensity (Kamashov, 2018)

стями используемых методов, наблюдаемых процессов и исследуемых объектов, а также связанных с ними параметров, которые мы фиксируем. Прежде всего это касается метода динамического рассеяния света, определяемого с его помощью гидродинамического радиуса, используемого для интерпретации процесса образования сферических частиц кремнезема в результате гидролиза тетраэтоксисилана. Рассмотрим основные определения.

Динамическое светорассеяние — исследует временные флуктуации интенсивности рассеянного света и позволяет определить среднее время жизни флуктуации, которое, в свою очередь, связано с величиной коэффициента диффузии (D) макромолекул (частиц).

Коэффициент диффузии (D) — это мера тепловой подвижности диспергированных частиц, или характеристика скорости диффузии, равная количеству вещества, проходящего в единицу времени через участок единичной площади в результате теплового движения молекул при градиенте концентрации.

Гидродинамический радиус (R_h) — размер объекта, который рассчитывается исходя из предположения о его сферической форме по величине коэффициента диффузии в жидкости.

Коэффициент диффузии связан с гидродинамическим радиусом частицы согласно уравнению Стокса – Эйнштейна, для сплошных сферических частиц:

$$D_o = \frac{kT}{6\pi\eta_0 R_h},$$

где D — коэффициент диффузии; k — постоянная Больцмана; η_0 — вязкость растворителя (дисперсионной среды); R_h — гидродинамический радиус.

Таким образом, методом динамического светорассеяния мы определяем не реальный радиус, а гидродинамический, который является скорее характеристикой массы частицы, нежели ее размера. Он совпадает с реальным размером только для плотных коллоидных частиц.

Результаты и их обсуждение

Для детального изучения кинетических особенностей процессов образования и роста сферических частиц кремнезема во времени эксперименты по их синтезу были проведены нами в различных условиях (рН, концентрация ионов NH_4^+), позволяющих получать частицы кремнезема в широком интервале размеров (диаметром от 44 до 280 нм). Примеры полученных данных для частиц кремнезема разного размера приведены на рисунке 3. Видно, что все отмеченные нами ранее зоны (Камашев, 2018) сохраняются, однако их временные интервалы в значительной степени зависят от условий синтеза (рН, концентрация ионов NH_4^+), и если в случае частиц диаметром 44 нм (рис. 3, а) время окончательного формирования глобул достигает 7–8 дней, то для частиц диаметром 200 нм это время не превышает 7–8 часов.

Обобщенные данные для частиц кремнезема разного размера по времени достижения ими заданной доли от их окончательных размеров, а также значений интенсивности светорассеяния представлены в таблице 1.

При этом необходимо отметить, что, независимо от размера конечных сфер кремнезема, гидродинамический радиус первичных частиц, фиксируемых в системе методом динамического светорассеяния, имеет значения одного порядка (табл. 2).

**Таблица 1.** Зависимость времени, необходимого для достижения частицами заданной доли от своего окончательного размера, от соответствующей этой же доле интенсивности светорассеяния**Table 1.** The dependence of the time required for particles to reach a given fraction of their final size on the light scattering intensity corresponding to the same fraction

Радиус частицы (нм), интенсивность рассеяния света (Гц) и время их достижения (мин) Particle radius (nm), light scattering intensity (Hz) and time to reach them (min)	Доля частиц от окончательного размера (%) Fraction of particles from the final size (%)					
	100	90	80	60	40	20
радиус / Radius	22	19.8	17.6	13.2	8.8	4.4
время / Time	–	3600	1850	650	280	210
интенсивность / Intensity	–	303279	269581	202186	134790	67395
время / Time	–	6200	4600	2900	2000	1300
радиус / Radius	32	28.8	25.6	19.2	12.8	6.4
время / Time	–	500	300	120	65	48
интенсивность / Intensity	–	873000	776000	582000	388000	194000
время / Time	–	1400	1150	800	500	330
радиус / Radius	51	46.3	41.2	30.9	20.6	10.3
время / Time	–	330	210	80	30	25
интенсивность / Intensity	–	261000	232000	174000	116000	58000
время / Time	–	800	660	430	300	230
радиус / Radius	86	77.4	68.8	51.6	34.4	17.2
время / Time	–	130	92	38	32	22
интенсивность / Intensity	–	3123000	2776000	2082000	1388000	694000
время / Time	–	226	186	103	75	54
радиус / Radius	100	90.0	80.0	60.0	40.0	20.0
время / Time	–	90	70	33	26	19
интенсивность / Intensity	–	3618000	3216000	2412000	1608000	804000
время / Time	–	150	128	96	71	49
радиус / Radius	131	117.9	104.8	78.6	52.4	26.2
время / Time	–	62	40	24	19	13
интенсивность / Intensity	–	3510000	3120000	2340000	1560000	780000
время / Time	–	75	52	40	30	25
радиус / Radius	140	126.0	112.0	84.0	56.0	28.0
время / Time	–	46	33	23	19	13
интенсивность / Intensity	–	3555000	3160000	2370000	1580000	790000
время / Time	–	55	42	31	29	22

Таблица 2. Гидродинамический радиус первичных частиц, формирующихся в системе в зависимости от размера конечных глобул, и их отношение**Table 2.** The hydrodynamic radius of the primary particles formed in the system, depending on the size of the terminal globules and their ratio

Радиус частиц, нм / Particle radius, nm	22	32	51	86	100	131	140
Радиус первых фиксируемых во времени частиц, нм Radius of the first time-fixed particles, nm	8.3	10.0	11.0	10.0	12.0	14.0	15.0
Относительный радиус первичных частиц, % Relative radius of primary particles, %	37.6	31.25	21.56	11.62	12.00	10.68	7.14

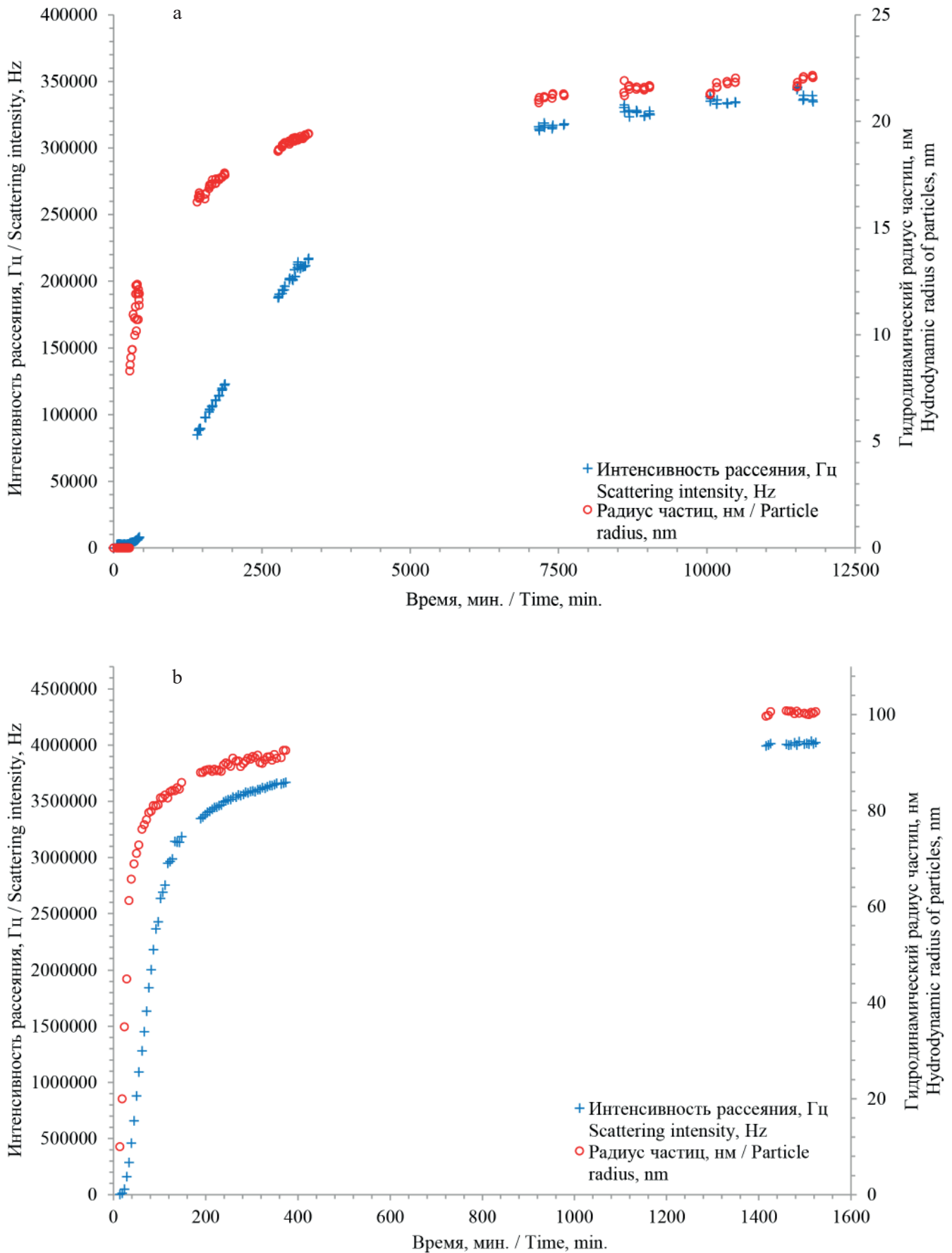


Рис. 3. Зависимость гидродинамического радиуса частиц и соответствующей им интенсивности светорассеяния от времени в процессе их зарождения и роста: а — для частиц кремнезема с окончательным радиусом 22 нм; б — для частиц кремнезема с окончательным радиусом 100 нм

Fig. 3. The dependence of the hydrodynamic radius of the particles and the corresponding light scattering intensity on time, during their nucleation and growth: a — for silica particles with a final radius of 22 nm; b — for silica particles with a final radius of 100 nm

Учитывая, что каждое определенное нами значение гидродинамического радиуса частицы является средним за время 300 сек, а скорость его роста становится больше с увеличением размера образующихся частиц, то, исходя из полученных данных, можно утверждать, что минимальный размер (гидродинамический радиус) частиц, которые появляются в системе независимо от условий синтеза (конечного радиуса), составляет около 8 нм. Частицы, имеющие подобный размер, появляются сразу, без каких-либо предпосылок и достаточно быстро достигают 50–60 % от своих окончательных значений (рис. 3).

Как известно (Химическая..., 1995), тетраэтоксисилан $\text{Si}(\text{C}_2\text{H}_5\text{O})_4$ представляет собой простой эфир ортокремниевой кислоты и этилового спирта. В присутствии воды и водных растворов минеральных кислот происходит его гидролиз с отщеплением этанола и последующей конденсацией гидроксисиланов, что приводит в итоге к образованию разветвленной полимерной макромолекулы. В зависимости от условий гидролиза (температура, тип катализатора, наличие органического растворителя) образование полимера может происходить с различной скоростью (Денискина и др., 1987).

Учитывая приведенные выше представления в интерпретации полученных результатов, можно утверждать следующее. Если опустить зону временной задержки при образовании первых частиц кремнезема, время которой определяется в значительной степени рН раствора и наличием в исходном тетраэтоксисилане ди- и трисилоксанов (Камашев, 2022), то в рамках данного процесса можно выделить как минимум еще две стадии. Первая стадия связана с гидролизом исходного тетраэтоксисилана и последующей конденсацией продуктов реакции с образованием разветвленных полимерных цепочек (фрактальных структур), что характеризуется значительным ростом определяемого гидродинамического радиуса частиц при незначительном росте интенсивности светорассеяния. На второй стадии происходит переход рыхлых фрактальных образований в плотное компактное состояние с образованием конечных сфер (глобул) кремнезема. Эта ста-

дия проявляется в виде небольшого увеличения радиуса частиц при относительно быстром росте интенсивности рассеяния света. При этом временные интервалы данных стадий в значительной степени не пересекаются и могут быть выделены отдельно.

В таком случае вероятный механизм формирования глобул кремнезема в результате гидролиза тетраэтоксисилана с последующей конденсацией можно представить следующим образом (рис. 4).

Этап 1. Исходный тетраэтоксисилан (рис. 4, а) гидролизуетсся с образованием моно-, ди-, три- и тетрагидроксисиланов, параллельно происходит их частичная конденсация с образованием ди- и тримеров (рис. 4, б). По времени эта стадия занимает порядка 10 минут; при наличии в исходной системе ди- и тримеров время первого этапа значительно сокращается. При этом методом динамического светорассеяния ничего не фиксируется, какие-либо частицы отсутствуют, интенсивность светорассеяния практически не изменяется.

Этап 2. За относительно короткий промежуток времени (менее 300 сек., время измерения корреляционной функции) из имеющихся в системе моно-, ди- и тригидроксисиланов в результате конденсации формируются разветвленные полимерные структуры (рис. 4, в), включающие в себя подавляющее большинство имеющегося в системе исходного тетраэтоксисилана. Масса подобных структур близка к массе конечных частиц, что обуславливает высокие значения их гидродинамического радиуса, при этом светорассеяние таких структур невелико. Окончание этапа 2 характеризуется началом процесса частичного уплотнения с образованием в центре более плотного ядра (рис. 4, д). Происходит фазовый переход. Время окончания второго этапа зависит от условий синтеза и может изменяться от нескольких минут до нескольких часов.

Этап 3. Уплотнение структур продолжается. На этом этапе молекулярная масса за счет конденсации оставшегося в системе тетраэтоксисилана увеличивается незначительно, в то же время интенсивность светорассеяния продолжает уверенно расти, т. к. обусловлена все большей плотностью частицы, вплоть до об-

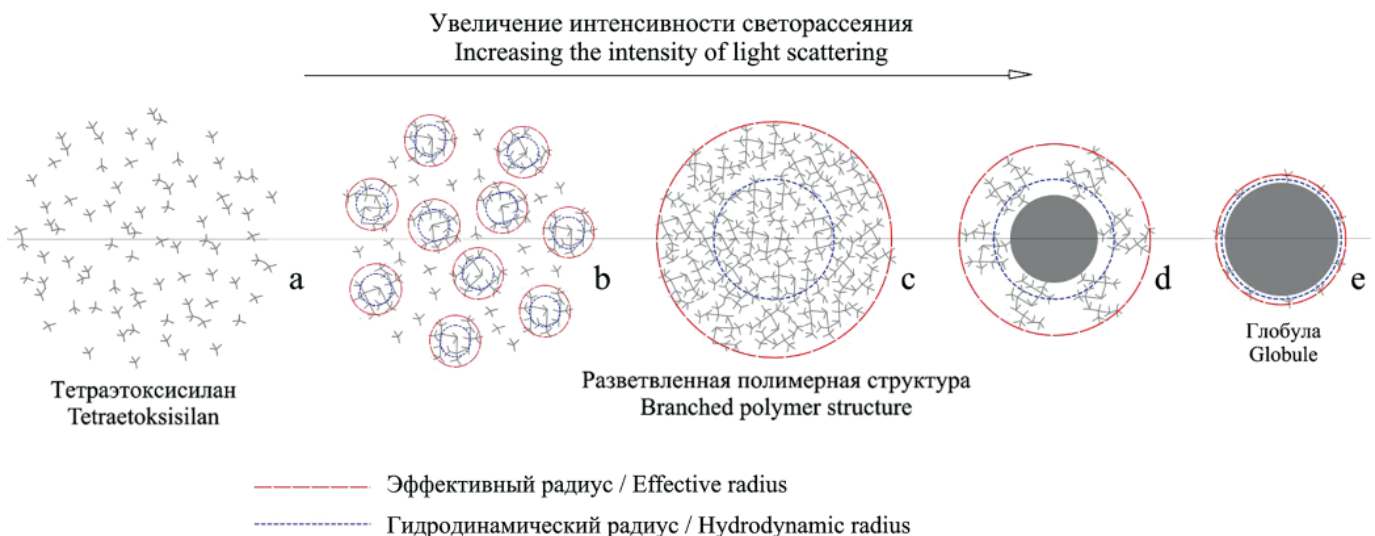


Рис. 4. Этапы формирования глобулы кремнезема, полученной гидролизом тетраэтоксисилана в среде этанола

Fig. 4. The stages of formation of a silica globule obtained by hydrolysis of tetraethoxysilane in ethanol medium

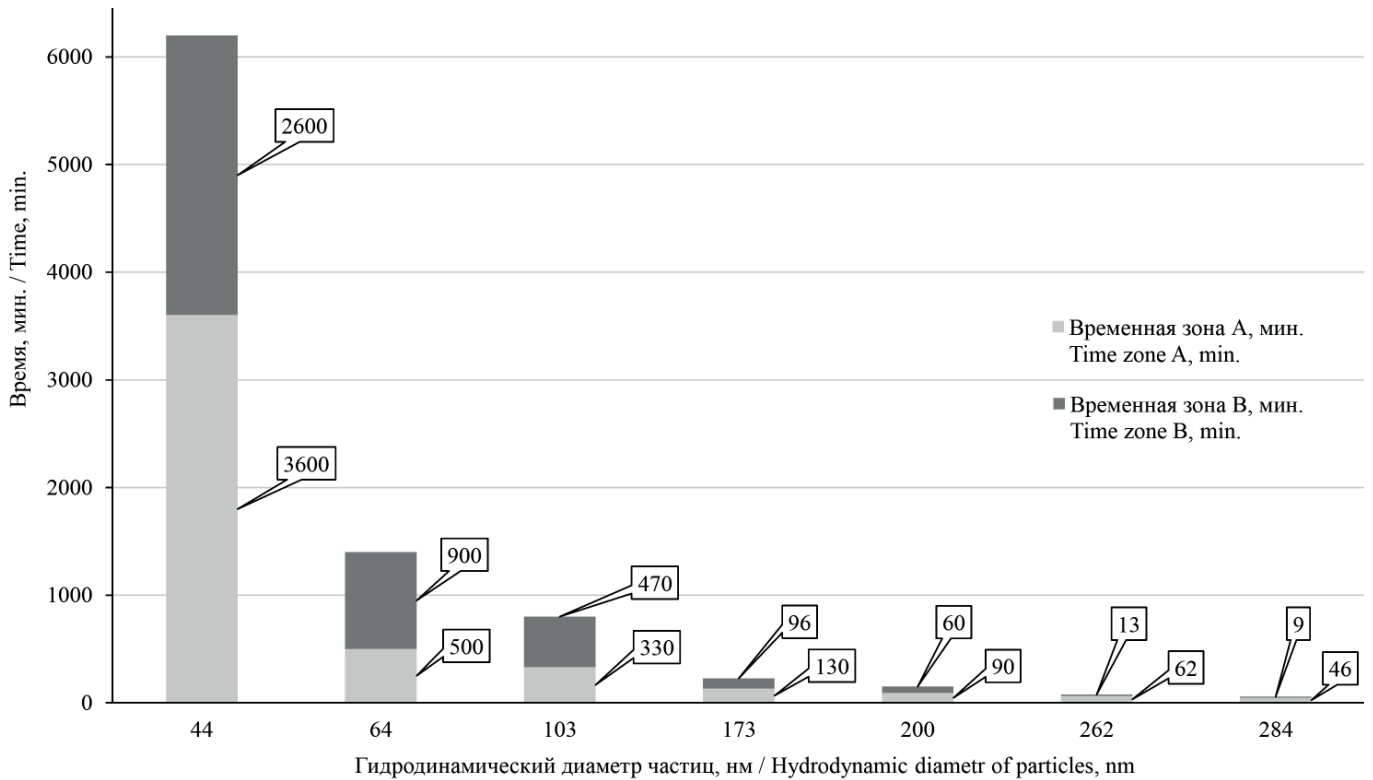


Рис. 5. Время достижения гидродинамического диаметра частиц кремнезема в процессе их роста (зона А) и соответствующей им интенсивности светорассеяния (зона В) в 90 % от их окончательных значений

Fig. 5. The time to reach the hydrodynamic diameter of silica particles during their growth (zone A) and the corresponding light scattering intensity (zone B) at 90 % of their final values

разования конечной глобулы (рис. 4, е). В зависимости от рН системы этот этап может продолжаться от нескольких десятков минут до нескольких дней.

Следует отметить что, исходя из полученных экспериментальных данных, этапы 2 и 3, частично пересекаясь во времени, могут быть выделены отдельно. Если принять за окончание этапа 2 достижение гидродинамического радиуса 90 % от его окончательного значения, а за окончание этапа 3 достижение 90 % интенсивности светорассеяния, то графически их можно отобразить следующим образом (рис. 5).

Видно, что время, когда практически заканчивается этап 2 (рис. 5, зона А) и продолжается только этап 3 (рис. 5, зона В), зависит от размеров частиц и в отдельных случаях может достигать как нескольких часов, так и нескольких дней. Знание о временных интервалах данных этапов для частиц различного размера открывает широкие возможности по влиянию как на процессы формирования самих сфер, их размеры и степень монодисперсности, так и на процессы, связанные с упаковкой исходных полимерных структур в конечные глобулы.

Иначе говоря, временная зона А (рис. 5) — это то время, когда еще возможно влиять на размеры и монодисперсность частиц, после ее окончания конечные полимерные структуры уже практически сформированы. При этом зона В — это время их упаковки в глобулы, следовательно, оно является наиболее подходящим для внедрения в формирующуюся сферическую частицу каких-либо целевых примесей (создания нанокомпозитных материалов), а также время наиболее эффективной сорбции подобными структурами примесей из дисперсионной среды (сорбенты).

Кроме того, до окончания 3-го этапа формирования глобул нежелательно их использование для формирования надмолекулярно упорядоченных структур. Упаковка не до конца сформированных частиц приведет лишь к образованию аморфных материалов разной степени надмолекулярной разупорядоченности (рис. 6).

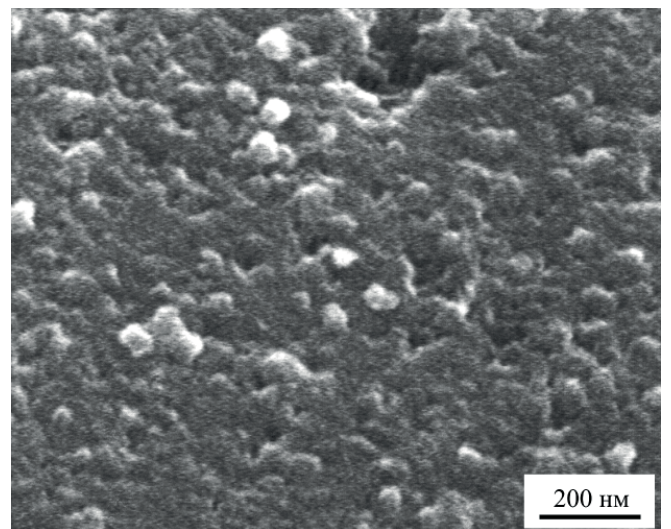


Рис. 6. Электронно-микроскопическое изображение поверхности аморфного кремнезема, образованного вследствие центрифугирования несформировавшихся в глобулы разветвленных полимерных структур (макромолекул)

Fig. 6. Electron microscopic image of the surface of amorphous silica formed as a result of centrifugation of branched polymer structures (macromolecules) that have not formed into globules



Заключение

В результате исследования особенностей зарождения частиц кремнезема с последующим изменением их гидродинамического радиуса (коэффициента диффузии) и соответствующей интенсивности светорассеяния во времени, определенных методом динамического рассеяния света, было показано, что в рамках данного процесса можно выделить как минимум три стадии.

Первая стадия связана с гидролизом исходного тетраэтоксисилана и частичной конденсацией полученных гидроксисиланов с образованием ди- и тримеров. Данная стадия никак не фиксируется динамическим светорассеянием, флуктуации рассеяния света отсутствуют. По времени она занимает ~10 минут, однако при наличии в исходном ТЭОС ди- и трисилоксанов это время значительно сокращается.

Вторая стадия связана с дальнейшим гидролизом и конденсацией продуктов реакции с образованием разветвленных полимерных структур (макромолекул), что характеризуется значительным увеличением определяемого гидродинамического радиуса частиц при незначительном росте интенсивности светорассеяния. На этом этапе методом динамического светорассеяния начинают фиксироваться частицы кремнезема, гидродинамический радиус которых за это время достигает значений в 60–70 % от их окончательных размеров.

Третья стадия связана с упаковкой полученных структур в пространстве с образованием конечных сфер (глобул) кремнезема, что проявляется в виде незначительного увеличения гидродинамического радиуса частиц при относительно быстром росте интенсивности рассеяния света. По времени эта стадия в зависимости от условий может продолжаться до нескольких дней и недель.

Несмотря на то, что, в зависимости от условий синтеза и, как следствие, от окончательного размера получаемых нами сфер, общее время формирования конечных глобул кремнезема достаточно сильно отличается (от первых часов до нескольких дней). Тем не менее временные интервалы второй и третьей стадий в значительной степени не пересекаются и могут быть выделены отдельно.

Показано, что минимальный гидродинамический радиус частиц кремнезема, который фиксируется в системе в процессе их зарождения, не зависит от условий их синтеза и размера конечных сфер и составляет около 8 нм.

Полученные данные о наличии разделенных во времени стадий в общем процессе образования сферических частиц кремнезема, а также взаимосвязь их продолжительности с заданными условиями синтеза существенно меняет наши представления о процессах и механизмах формирования структурных единиц опалоподобных материалов и в перспективе позволит влиять как на процессы формирования самих сфер, их размеры и степень монодисперсности, так и на процессы, связанные с внедрением необходимых элементов в структуру частиц, а соответственно и на технологические аспекты создания нанокompозитных материалов на их основе.

Работа выполнена с использованием оборудования ЦКП УрО РАН «Геонаука» в рамках темы госзадания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040600009-2).

Литература / References

- Асхабов А. М. Агрегация кватаронов как механизм формирования аморфных частиц сферической формы // ДАН. 2005. Т. 400. № 2. С. 224–227.
- Askhabov A. M. Aggregation of quatarons as a mechanism for the formation of amorphous spherical particles. Doklady Earth Sciences. 2005;400(2):224–227. Russian.
- Берестнева З. Я., Каргин В. А. О механизме образования коллоидных частиц // Успехи химии. 1951. Т. 24. Вып. 3. С. 249–259.
- Berestneva Z. Ya., Kargin V. A. On the mechanism of the formation of colloidal particles. Uspekhi khimii. 1951; 24(3):249–259. Russian.
- Ивичева С. Н., Каргин Ю. Ф., Ляпина О. А., Юрков Г. Ю., Куцев С. В., Шворнева Л. И. Наночастицы TiO_2 в опаловой матрице // Неорганические материалы. 2009. Т. 45. № 11. С. 1337–1348.
- Ivicheva S. N., Kargin Yu. F., Lyapina O. A., Yurkov G. Yu., Kutsev S. V., Shvorneva L. I. TiO_2 nanoparticles in an opal matrix. Inorganic Materials. 2009;45(11):1337–1348. Russian.
- Денискина Н. Д., Калинин Д. В., Казанцева Л. К. Благородные опалы (природные и синтетические) / Ред. Н. В. Соболев. Новосибирск: Наука, 1987. 184 с.
- Deniskina N. D., Kalinin D. V., Kazantseva L. K. Noble opals (natural and synthetic). Ed. N. V. Sobolev. Novosibirsk: Nauka; 1987. 184 p. Russian.
- Калинин Д. В., Сердобинцева В. В. Надмолекулярная кристаллизация в процессах минералообразования // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 7. С. 41–55.
- Kalinin D. V., Serdobintseva V. V. Supramolecular crystallization in the processes of mineral formation. Geologia i geofizika. 2000;41(7):41–55. Russian.
- Камашев Д. В., Асхабов А. М. Динамика формирования глобулярных частиц кремнезема по данным динамического светорассеяния // ДАН. 2018. Т. 480. № 2. С. 200–203.
- Kamashev D. V., Ashabov A. M. Dynamics of the formation of globular silica particles according to dynamic light scattering. Doklady Earth Sciences. 2018;480(2): 200–203. Russian.
- Камашев Д. В. Подготовка тетраэтоксисилана для получения монодисперсных сферических частиц кремнезема. Часть 1. Ультрафильтрация // Вестник геонаук. 2022. № 11. С. 25–34.
- Kamashev D. V. Preparation of tetraethoxysilane to obtain monodisperse spherical silica particles. Part 1. Ultrafiltration. Vestnik of Geosciences. 2022;11:25–34. Russian.
- Кувшинова Т. Б., Буслаева Е. Ю., Егорышева А. В., Володин В. Д., Скориков В. М., Кожбахтеев Е. М. Синтез нанокompозитов на основе опаловой матрицы и халькогенидов висмута // Неорганические материалы. 2008. Т. 44. № 12. С. 1441–1445.
- Kuvshinova T. B., Buslaeva E. Yu., Egorysheva A. V., Volodin V. D., Skorikov V. M., Kozhbakhteev E. M. Synthesis of nanocomposites based on opal matrix and bismuth chalcogenides. Inorganic Materials. 2008;44(12):1441–1445. Russian.
- Ринкевич А. Б., Бурханов А. М., Самойлович М. И., Белянин А. Ф., Клецева С. М., Кузнецов Е. А. 3D-нанокompозитные металлодиэлектрические материалы на основе опаловых матриц // Российский химический журнал. 2012. Т. 56. № 1–2. С. 26–35.



- Rinkevich A. B., Burhanov A. M., Samoilovich M. I., Belyanin A. F., Klescheva S. M., Kuznetsov E. A. 3D Nanocomposite Metal-Dielectric Materials Based on Opal Matrices. Rossiiskii khimicheskii zhurnal. 2012;56(1-2): 26-35. Russian.
- Сердобинцева В. В., Калинин Д. В.* Кинетика надмолекулярной кристаллизации при образовании структур благородного опала // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 188-193.
- Serdobintseva V. V., Kalinin D. V. Kinetics of supramolecular crystallization during the formation of noble opal structures. Geologia i geofizika. 2000;41(2):188-193. Russian.
- Химическая энциклопедия: в 5 т. Т. 4. Пол — Три / Под ред. Н. С. Зефирова. М., 1995. 639 с.*
- Chemical Encyclopedia: in 5 Volumes. V. 4. Pol — Tri. Ed. N. S. Zefirov. Moscow; 1995. 639 p. Russian.
- Davydov V. Y., Golubev V. G., Kartenko N. F., Kurdyukov D. A., Pevtsov A. B., Sharenkova N. V., Brogueira P., Schwarz R. Fabrication and structural studies of opal-III nitride nanocomposites. Nanotechnology. 2000;11:291-294.
- Kamashev D. V., Golubev Ye. A., Antonets I. V., Shiyong Sun.* Preparation of 3D Composite Nanomaterials Based on Opal Matrices by Reduction of Palladium and Platinum Compounds. Silicon. 2024;16:5447-5456.
- Nair R. V., Tiwari A. K., Mujumdar S., Jagatap B. N. Photonic-band-edge-induced lasing in self-assembled dye-activated photonic crystals. Physical Review. 2012;A85:023-844.
- Norris D.J., Arlinghaus E.G., Meng L.L., Heiny R., Scriven L.E. Opaline photonic crystals: how does self-assembly work? Advanced Materials. 2004;V16:1393-1399.
- Stober W., Fink A., Bohn E. Controlled growth of monodisperse silica spheres in the micron size range. J. Colloid and Interface Sci. 1968;V26:62-69.

Поступила в редакцию / Received 03.02.2026

Анонс публикаций / Publication announcement



УДК 55(092):069.8

Минералы и горные породы. Коллекции академика Н. П. Юшкина. Сыктывкар: Коми республиканская типография, 2026. 102 с.

Книга подготовлена к 90-летию со дня рождения выдающегося российско-го геолога-минералога Николая Павловича Юшкина (1936–2012). Приводятся основные биографические данные, информация по экспедициям, в ходе которых был собран геологический материал, сведения по документальному и материальному наследию в фондах Геологического музея им. А. А. Чернова Института геологии им. Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. В книгу включен каталог коллекций минералов и горных пород, хранящихся в фондах музея. Издание адресовано специалистам в области геологии и минералогии, музейным сотрудникам и всем интересующимся историей развития отечественной науки.

Ответственные редакторы: академик А. М. Асхабов, к. г.-м. н. И. Н. Бурцев
Составители: к. г.-м. н. И. С. Астахова, Л. Р. Жданова, К. С. Попвасев

Minerals and rocks. Collections of Academician N. P. Yushkin. Syktyvkar: Komi Republic Printing House, 2026. 102 pages.

This book was prepared for the 90th anniversary of the birth of the outstanding Russian geologist and mineralogist Nikolay Pavlovich Yushkin (1936–2012). It provides key biographical information, information on the expeditions where the geological material was collected, and information on the documentary and material heritage in the collections of the Chernov Geological Museum of the Yushkin Institute of geology Komi SC UB RAS. The book also includes a catalog of the mineral and rock collections housed in the museum collections. This publication is intended for specialists in geology and mineralogy, museum staff, and anyone interested in the history of Russian science.

Responsible editors: Academician A. M. Askhabov, Cand. Sc. I. N. Burtsev

Compiled by: Cand. Sc. I. S. Astakhova, L. R. Zhdanova, K. S. Popvasev



УДК 549.08

Н. Н. Пискунова. Атомно-силовая микроскопия дефект-стимулированного роста и растворения кристаллов. Сыктывкар: ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2026. 250 с.

Монография посвящена изучению с помощью атомно-силовой микроскопии (АСМ) морфологических и кинетических закономерностей процессов послойного роста и растворения кристаллов в растворе. Установлены механизмы влияния на распространение и скорость поверхностных слоев различных механических факторов — царапин, трещин, сдвигающих напряжений, сколов, внедрения крупных примесных частиц, влияния соседних индивидов и двойников. Издание адресовано физикам, минералогам и специалистам в области выращивания кристаллов.

Ответственный редактор:
академик РАН А. М. Асхабов

Рецензенты:

д. г.-м. н. Ю. Н. Пальянов

к. ф.-м. н. Е. Л. Ким

N. N. Piskunova. Atomic force microscopy of defect-actuated growth and dissolution of crystals. Syktyvkar: FRC Komi SC UB RAS. 2026. 250 p.

This book explores the morphological and kinetic laws of step-by-step growth and dissolution of crystals in solution using atomic force microscopy (AFM). The mechanisms of influence on the behavior and speed of layers of various mechanical factors — scratches, cracks, cramped conditions, chips, the introduction of large impurity particles, the influence of neighboring individuals and twins — were determined. Book is intended for physicists, mineralogists, and crystal growth specialists in various industries.

Responsible Editor: Academician of RAS A. M. Askhabov

Reviewers: D. Sc. Yu. N. Palyanov, Cand. Sc. E. L. Kim



Анна Ивановна АНТОШКИНА



(наука, творчество, библиография)

Сыктывкар 2026

УДК 55 (092)

Анна Ивановна Антошкина (наука, творчество, библиография).
Сыктывкар, 2026. 88 с.

Выпуск посвящен 80-летию известного ученого-литолога, доктора геолого-минералогических наук, заслуженного работника Республики Коми, заслуженного геолога Российской Федерации Анны Ивановны Антошкиной, более 55 лет работающей в Институте геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

В сборнике подобраны опубликованные ранее статьи, в которых кратко освещаются основные этапы жизненного пути А. И. Антошкиной, её научная, научно-организационная и педагогическая деятельность, приводится полная библиография научных трудов, а также список публикаций о самом ученом.

Выпуск адресуется геологам и всем тем, кто интересуется историей развития академической геологической науки на Европейском Северо-Востоке России.

Редактор-составитель: к. г.-м. н. А. Н. Сандула.

Ответственный редактор: к. г.-м. н. Е. С. Пономаренко

Anna Ivanovna Antoshkina (science, creativity, bibliography). Syktyvkar, 2026. 88 p.

This book is dedicated to the 80th anniversary of the birth of Anna Ivanovna Antoshkina, a renowned lithologist, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Honored Worker of the Komi Republic, and Honored Geologist of the Russian Federation. She has been working at the Institute of geology Komi SC UB RAS for over 55 years. This collection includes previously published articles that briefly cover the main stages of A. I. Antoshkina's life, including her scientific, organizational, and pedagogical activities. It also provides a complete bibliography of her scientific works and a list of publications about the scientist herself. This book is addressed to geologists and anyone interested in the history of the development of academic geological science in the European Northeast of Russia.

Editor-compiler: Cand. Sc. A. N. Sandula.

Responsible Editor: Cand. Sc. E. S. Ponomarenko.

12 марта 2026 года Анне Ивановне Антошкиной исполнилось 80 лет. Вся её научная карьера от старшего лаборанта до главного научного сотрудника связана с Институтом геологии имени академика Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, где она работает с 1969 г., сразу после окончания геологического факультета Московского государственного университета.

А. И. Антошкина широко известна российским и зарубежным геологам как крупный специалист в области стратиграфии, литологии, формационного анализа, геологии органогенных сооружений и бактериального литогенеза. Маршруты ее исследований проходили практически по всем рекам западного склона Печорского Урала, гряде Чернышёва, гряде Чернова, возвышенности Енганепэ, восточному склону Приполярного Урала. Она являлась участником многих международных проектов. Ей удалось поработать на рифах Крыма, Аляски и Австралии, ознакомиться на экскурсиях с нижнепалеозойскими разрезами Польши, Эстонии и Швеции (о. Готланд).

Анна Ивановна принимала активное участие в разработке региональных и унифицированных стратиграфических схем для верхнеордовикско-силурийских отложений северо-востока Европейской платформы и Западного Урала. Ею достигнуты значимые результаты по восстановлению условий осадконакопления и палеогеографии осадочного бассейна на северо-востоке европейской части СССР. В результате углубленного исследования палеозойских карбонатных формаций севера Урала удалось проследить историю формирования палеозойских органогенных сооружений

Печорского Урала, выявить их уникальные особенности среди одновозрастных образований других регионов мира, разработать эволюционную модель палеозойского рифообразования, установить индикационную значимость для геодинамической реконструкции истории развития Тимано-Североуральского литосферного сегмента. Исследования А. И. Антошкиной в области бактериального литогенеза открывают новые горизонты в понимании пороодообразующей роли бактерий для различных типов пород, в том числе для молодых (неоген Крыма) и современных (зона Срединно-Атлантического хребта) органогенных построек.

Список научных работ А. И. Антошкиной состоит более чем из 330 научных работ, включая 10 коллективных и 2 авторские монографии, 8 брошюр и препринтов, 137 статей в престижных отечественных и иностранных изданиях. Ею разработаны программы обучения по курсам «Литология», «Историческая геология» в Сыктывкарском госуниверситете.

Именем юбиляра названы по одному из видов брахиопод (*Eoreticularia annae*) и радиолярий (*Parvicingula antoshkinae*).

За успешную научную работу Анна Ивановна награждена почетными грамотами Института геологии, Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук, Российской академии наук и Правительства Республики Коми, а также памятным нагрудным знаком «Почетный геолог России», званиями «Заслуженный работник Республики Коми» и «Заслуженный геолог Российской Федерации».



Митюшева Т. П., Амосова О. Е., Машин И. О. **Промышленные воды Тимано-Печорского седиментационного бассейна.** Сыктывкар: ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2026. 134 с.

В монографии представлена региональная оценка распространения промышленных подземных вод Тимано-Печорского седиментационного бассейна (ТП СБ). Особое внимание уделено истории изучения минеральных подземных вод с повышенным содержанием ценных компонентов (Br, I, B, Sr, Li, Rb). Для выполнения данной работы проведена ревизия фондовых и опубликованных данных по опробованию подземных вод, перспективных как гидроминеральное сырье, накопленных за весь период изучения начиная с 30-х годов XX в. В отдельной главе представлена характеристика водоносных комплексов осадочного чехла ТП СБ, вмещающих промышленные рассолы, с использованием статистической обработки информации базы гидрогеохимических данных. Для каждого водоносного комплекса уточнены концентрации ценных компонентов, выделены площади распространения промышленных вод различных типов: йодобромных, йодоборных, йодных, бромных, литие- и стронциеносных. Выявленные закономерности распространения промышленных подземных вод по структурно-тектоническим элементам ТП СБ и в геологическом разрезе осадочного чехла подтверждают достаточность гидроминеральной сырьевой базы ТП СБ для освоения, уточнены границы Тимано-Печорского бассейна промышленных вод и рекомендованы площади, наиболее перспективные для комплексного извлечения ценных элементов.

Редакторы: к. г.-м. н. И. Н. Бурцев, к. г.-м. н. Н. Н. Тимонина

Mityusheva T. P., Amosova O. E., Mashin I. O. **Industrial waters of the Timan-Pechora sedimentation basin.** Syktyvkar: Institute of geology FRC Komi SC UB RAS, 2026. 134 p.

This monograph presents a regional assessment of the distribution of industrial groundwater in the Timan-Pechora sedimentation basin (TP SB). Particular attention is paid to the history of studying mineral groundwater with elevated contents of valuable components (Br, I, B, Sr, Li, Rb). This work includes a revision of archived and published data on groundwater sampling, accumulated over the entire study period, since the 1930s, on groundwater with potential as hydromineral raw. A separate chapter presents characteristics of the aquifer complexes of the sedimentary cover of the Timan-Pechora Basin (TP SB) containing industrial brines, using statistical processing of information from the hydrogeochemical database. For each aquifer complex, the concentrations of valuable components are refined, and the distribution areas of various types of industrial waters are identified: iodine-bromine, iodine-boron, iodine, bromine, lithium- and strontium-bearing. The identified patterns of industrial groundwater distribution along the structural and tectonic elements of the TP SB and in the geological section of the sedimentary cover confirm the adequacy of the hydromineral resource base of the TP SB for development. The boundaries of the Timan-Pechora basin of industrial waters are clarified, and the most promising areas for the comprehensive extraction of valuable elements are recommended.

Editors: Cand. Sc. I. N. Burtsev, Cand. Sc. N. N. Timonina

Редакторы издательства:

О. В. Габова, К. В. Ордин (английский)

Компьютерная верстка:

Р. А. Шуктомов

Выписка из реестра средств массовой информации ПИ № ФС77-75435 от 19.04.2019, выданное Роскомнадзором. Отпечатано: 30.04.2026. Формат бумаги 60 × 84 1/8. Печать RISO. Усл. п. л. 7. Тираж 140. Заказ 1241. Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Редакция, издатель: Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Адрес редакции, издателя, типографии: 167982, Республика Коми, Сыктывкар, Первомайская, 54. Тел.: (8212) 24-51-60. Эл. почта: vestnik@geo.komisc.ru

На обложке использованы фото Е. Антроповой, А. Перетягина, М. Сокерина, Р. Шуктомова