

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого

ЛИТОСФЕРА

Том 23 № 4 2023 Июль—Август

Основан в 2001 году

Russian Academy of Sciences
Ural Branch
A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 23 No. 4 2023 July—August

Founded in 2001

Литосфера, 2023. Том 23, № 4

Научный журнал
Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН)

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерогенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методов

Главный редактор С.Л. Вотяков

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь С.В. Берзин

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИГиГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; А. Вымазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демежко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Г.А. Мизен, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карleton Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционный совет: А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарёв, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Информацию о прохождении статей в редакции можно получить у зав. редакционно-издательского отдела Елены Николаевны Волчек: тел. (343) 287-90-45

Более полная информация и правила оформления статей, а также полнотекстовая версия журнала имеются на сайте <http://lithosphere.ru>

Адрес издателя и редакции: 620110, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2023. Volume 23, No. 4

Scientific journal
Founded in 2001

Founder: Federal State Budgetary Scientific Institution A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences (IGG, UB of RAS)

The journal aims to develop scientific knowledge in the field of a wide range of problems of the solid Earth: the structure and dynamics of the development of the lithosphere in space and time; processes of sedimentation, lithogenesis, magmatism, metamorphism, mineral genesis and ore formation; creation of effective methods for prospecting and exploration of minerals; geophysical features of the Earth; development of modern technologies for researching and monitoring the state of the environment, forecasting and preventing natural and technogenic catastrophic phenomena; development of geoanalytical techniques

Editor-in-chief Sergei L. Votyakov

Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin

Secretary Stepan V. Berzin

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktывkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. Demezhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martysenko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Gunar A. Mizens (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geologic Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial council: Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St.Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Holodnov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Publisher and editorial address: 15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia
Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 23, № 4, 2023

СПЕЦИАЛЬНЫЙ ВЫПУСК

Проблемы алмазоносности краевых частей древних платформ и сопряженных складчатых областей <i>Д. А. Зедгенизов</i>	471
Мантийная конвекция и алмазы <i>В. Н. Пучков, Д. А. Зедгенизов</i>	476
Особенности проникновения Fe в матрицу из $\text{CaCO}_3 \pm$ оливин \pm серпентин при давлении 4 ГПа и температуре 1400–1500°C (экспериментальные данные) <i>В. М. Сонин, Е. И. Жимулев, А. А. Чепуров, А. И. Туркин, А. И. Чепуров</i>	491
Условия образования калийсодержащих турмалинов Кумды-Кольского месторождения (Кокчетавский массив, Северный Казахстан): по данным изучения твердофазных включений <i>А. В. Корсаков, К. А. Мусяченко, Д. С. Михайленко, С. П. Демин</i>	500
Термальное состояние краевой части Сибирского кратона в мезозойскую эру кимберлитового магматизма Куойкского поля (Якутская алмазоносная провинция) <i>А. М. Дымищ, Е. А. Муравьева, Н. С. Тычков, С. И. Костровицкий, И. С. Шарыгин, А. В. Головин, О. Б. Олейников</i>	515
Использование рамановской спектроскопии для характеристики состава минеральных включений перидотитового парагенезиса в алмазах <i>А. Д. Калугина, Д. А. Зедгенизов, А. М. Логвинова</i>	531
Кристаллы алмаза кимберлитовой трубки им. В. Гриба: морфология и структурно-химические особенности <i>Е. А. Васильев, В. Н. Устинов, С. И. Лешуков, Р. Н. Пенделяк, Э. В. Николаева</i>	549
Спектроскопические особенности коричневых алмазов из россыпей Урала <i>М. И. Рахманова, О. П. Юрьева, Д. А. Зедгенизов, Н. В. Губанов</i>	564
Морфология трапповых силлов вблизи кимберлитов <i>М. Д. Томишин, С. С. Гоголева</i>	579
Минералы группы апатита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присянье) <i>Я. Н. Нугуманова, А. Д. Калугина, А. Е. Старикова, А. Г. Дорошкевич, И. Р. Прокопьев</i>	589
U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из песчаников кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба и магматического объекта KL-01, Архангельская алмазоносная провинция (север Восточно-Европейской платформы) <i>Е. В. Агашева</i>	603
Типоморфные особенности гранатов из кратерной и диатремовой фаций кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): применение при прогнозно-поисковых работах на алмазы на севере Восточно-Европейской платформы <i>Е. О. Барабаш, Е. В. Агашева</i>	622
Алмазоносные флюидолиты области сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой области <i>В. А. Душин, С. Г. Сустанов, Д. И. Прокопчук, Е. Н. Волчек</i>	637
Особенности петрографического состава алмазоносных карнийских образований Булкурской антиклинали северо-востока Сибирской платформы <i>М. Н. Голобурдина, С. А. Граханов, В. Ф. Проскурнин</i>	654
Алмазы россыпного месторождения реки Моргогор (Анабар, Якутия) <i>С. В. Вяткин, Г. Ю. Криулина, Л. Д. Бардухинов, В. К. Гаранин</i>	672
Девонский коллектор алмазов Урала <i>Ю. Г. Пактовский, А. Г. Попов</i>	683
Сюзёвское месторождение россыпных алмазов: новый этап изучения алмазоносности Западного Урала <i>В. А. Чуйко, В. А. Синкин, В. А. Наумов, И. А. Плюснин, К. П. Калинин</i>	701

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2023 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – ПР857)

Contents

Volume 23, No. 4, 2023

SPECIAL ISSUE

Diamond potential of the marginal parts of ancient platforms and associated folded areas <i>D. A. Zedgenizov</i>	471
Mantle convection and diamonds <i>V. N. Puchkov, D. A. Zedgenizov</i>	476
Peculiarities of Fe penetration into the matrix of $\text{CaCO}_3 \pm \text{olivine} \pm \text{serpentine}$ at a pressure of 4 GPa and temperature of 1400–1500°C (experimental data) <i>V. M. Sonin, E. I. Zhimulev, A. A. Chepurov, A. I. Turkin, A. I. Chepurov</i>	491
Origin of potassium-bearing tourmalines of the Kumdy-Kolsky deposit (Kokchetav massif, Northern Kazakhstan): Study of Mineral inclusions <i>A. V. Korsakov, K. A. Musiyachenko, D. S. Mikhailenko, S. P. Demin</i>	500
Thermal state of the Siberian craton marginal zone at the time of Mesozoic kimberlitic magmatism within the Kuoika field (Yakutian diamondiferous province) <i>A. M. Dymshits, E. A. Muraveva, N. S. Tychkov, S. I. Kostrovitsky, I. S. Sharygin, A. V. Golovin, O. B. Oleinikov</i>	516
Raman Spectroscopy for Characterization of Peridotite Paragenesis Mineral Inclusions in Diamonds <i>A. D. Kalugina, D. A. Zedgenizov, A. M. Logvinova</i>	531
Diamonds from V. Grib kimberlite pipe: Morphology and spectroscopic features <i>E. A. Vasilev, V. N. Ustinov, S. I. Leshukov, R. N. Pendeliak, E. V. Nikolaeva</i>	549
Spectroscopic features of brown diamonds from Ural placers <i>M. I. Rakhmanova, O. P. Yuryeva, D. A. Zedgenizov, N. V. Gubanov</i>	564
Morphology of trap sills near kimberlites <i>M. D. Tomshin, S. S. Gogoleva</i>	579
Minerals of the apatite group from ultramafic lamprophyres of the Zima alkaline-ultramafic carbonate complex (Urik-Iya graben, Eastern Sayan region) <i>Ya. N. Nugumanova, A. D. Kalugina, A. E. Starikova, A. G. Doroshkevich, I. R. Prokopyev</i>	589
U-Pb (LA-ICP-MS) age of detrital zircons from sandstones of the crater part of the V. Grib kimberlite pipe and KL-01 magmatic object, Arkhangelsk diamondiferous province (north of the East European Platform) <i>E. V. Agasheva</i>	603
Typomorphic features of garnet xenocrysts from the crater and diatreme parts of the high diamondiferous V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk diamondiferous province): application in prospecting and exploration for diamonds in the north of the East European platform <i>E. O. Barabash, E. V. Agasheva</i>	623
Diamond-bearing fluidolites in the junction area of East European Platform and Urals fold region <i>V. A. Dushin, S. G. Sustavov, D. I. Prokopchuk, E. N. Volchek</i>	637
Petrographic composition of diamond-bearing Carnian formations of the Bulkur anticline the north-eastern Siberian Platform <i>M. N. Goloburdina, S. A. Grakhanov, V. F. Proskurnin</i>	654
Diamonds of the Morgogor placer (Anabar, Yakutia) <i>S. V. Vyatkin, G. Y. Kriulina, L. D. Bardukhinov, V. K. Garanin</i>	672
Devonian diamond reservoir of the Urals <i>Yu. G. Paktovskiy, A. G. Popov</i>	683
Syuzevskoye diamond placer: A new stage in studying the diamond potential of Western Urals <i>V. A. Chuiko, V. A. Sinkin, V. A. Naumov, I. A. Plyusnin, K. P. Kalinin</i>	702

Subscription

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at
15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia.
Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

Проблемы алмазности краевых частей древних платформ и сопряженных складчатых областей

Д. А. Зедгенизов

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: zedgenizov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 25.08.2023 г., принята к печати 28.08.2023 г.

Аннотация. В последнее время появляется все больше данных о погружении пород океанической литосферы на горизонты переходной зоны и нижней мантии Земли. Высокометаморфизованные породы нередко встречаются в составе офиолитовых комплексов складчатых областей, которые, по данным некоторых исследователей, также могут быть алмазными. Всестороннее изучение всех возможных источников информации об условиях формирования и эволюции контрастных коровых протолитов открывает новые перспективы определения подобных сложных геологических процессов. Актуальность таких исследований, кроме того, определяется тем, что они позволяют выявить новые минералогические и геохимические маркеры алмазообразующих процессов и на основании этого определить возможность их практического использования при совершенствовании методов прогнозирования, поиска и оценки алмазных месторождений. Рассмотрению данных вопросов посвящен этот выпуск журнала.

Ключевые слова: алмаз, древние платформы, мантия Земли, складчатые области, субдукция, литосфера, кимберлит, россыпи

Diamond potential of the marginal parts of ancient platforms and associated folded areas

Dmitry A. Zedgenizov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st.,
Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: zedgenizov@igg.uran.ru

Received 25.08.2023, accepted 28.08.2023

Annotation. In recent years, more and more information has become available on the subsidence of the oceanic lithosphere into the horizons of the transition zone and the lower mantle of the Earth. Highly metamorphosed rocks are often found in ophiolite complexes of folded areas, which, according to some researchers, can also have significant diamond content. A comprehensive study of all possible sources of information about the formation conditions and evolution of contrasting crustal protoliths opens up new prospects for determining such complex geological processes. These studies are also important in the context of identification of new mineralogical and geochemical markers of diamond-forming processes and, on their basis, determination of the possibility of their practical use in improving methods for predicting, prospecting and evaluating diamond deposits. The current issue of our Journal is devoted to these relevant problems.

Keywords: diamond, ancient platforms, Earth's mantle, folded areas, subduction, lithosphere, kimberlite, placers

Acknowledgements

This thematic issue is dedicated to the 300th anniversary of the Russian Academy of Sciences and the 10th anniversary of science and technology in Russia. We extend our gratitude to the authors of research papers present in this issue, as well as to the organizations that provided financial support for the research. The Guest Editor would like to thank the lead editors and reviewers for their constructive comments and suggestions.

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении многих лет природные алмазы и реликты мантийных пород являются объек-

том интенсивных исследований, так как они несут важную информацию о составе и термодинамических условиях их формирования в глубинных зонах нашей планеты. Многолетние иссле-

Для цитирования: Зедгенизов Д.А. (2023) Проблемы алмазности краевых частей древних платформ и сопряженных складчатых областей. *Литосфера*, 23(4), 471–475. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-471-475>

For citation: Zedgenizov D.A. (2023) Diamond potential of the marginal parts of ancient platforms and associated folded areas. *Lithosphere (Russia)*, 23(4), 471–475. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-471-475>

дования показали, что литосферная мантия древних платформ существенно неоднородна и одной из причин этого является взаимодействие мантийных пород с веществом, поступающим в мантию в результате субдукции коровых пород. Формирование эклогитовых субстратов в мантии многие исследователи традиционно связывают с преобразованием и захоронением глубоко субдуцированных пород океанической литосферы. Преобладание алмазов эклогитового парагенезиса в россыпях краевых частей Восточно-Европейской и Сибирской платформ свидетельствует о специфическом строении мантии соответствующих регионов. Несмотря на большой объем геолого-разведочных и научно-исследовательских работ в этих районах, проблема поиска коренных источников алмазов из россыпей по-прежнему остается нерешенной.

В настоящем специальном выпуске журнала “Литосфера” собраны оригинальные статьи, которые посвящены вопросам алмазоносности краевых частей древних платформ и сопряженных складчатых областей.

ОБЗОР ВЫПУСКА

Открывает выпуск статья В.Н. Пучкова и Д.А. Зедгенизова, в которой рассмотрена взаимосвязь процессов формирования алмазов и мантийной конвекции (Пучков, Зедгенизов, 2023). В работе подчеркивается, что в современной геодинамической теории доминируют представления о том, что в мантии Земли существует термохимическая конвекция различных уровней, в которой центробежные ветви представлены плюмами, а центростремительные – зонами субдукции. Обобщение многочисленных опубликованных материалов, характеризующих минеральные включения в алмазах, позволяет существенно конкретизировать общую картину конвекции в мантии Земли в разные эпохи и в разных регионах.

В работе В.М. Сониной с соавторами представлены экспериментальные данные по взаимодействию CaCO_3 с металлическим Fe в присутствии оливина и серпентина в сравнении с системой $\text{CaCO}_3\text{--Fe}$ при высоких $P\text{--}T$ параметрах (Сонин и др., 2023). Результаты проведенных исследований позволили выявить новые особенности реакции декарбонатизации CaCO_3 в окружении ультрабазитовой ассоциации минералов в среде, в том числе содержащей воду, моделирующей глубинный цикл корового карбонатного вещества при субдукции в восставленную мантию Земли.

В статье А.В. Корсакова с соавторами приведены результаты исследования твердофазных включений в кристаллах калийсодержащих турмалинов Кумды-Кольского месторождения микроалмазов (Кокчетавский массив, северный Казахстан) (Корсаков и др., 2023). В работе впервые описаны вклю-

чения кристаллов алмаза в турмалинах с содержанием K_2O от значений ниже предела обнаружения до 1.6 мас. %. Таким образом, предполагается, что главным фактором, контролирующим появление высоко-К турмалина, скорее всего, являются особенности химического состава флюида, из которого он кристаллизовался.

В работе А.М. Дымшиц с соавторами по данным изучения ксенокристаллов клинопироксена и мономинеральной термобарометрии рассмотрены особенности термального состояния мантии в пределах Куойкского поля (Якутская алмазоносная провинция) (Дымшиц и др., 2023). Полученные результаты указывают на то, что в мезозойское время кимберлитового магматизма мощность литосферы соответствующего региона составляла около 200 км. Предполагается, что отсутствие алмазов в большинстве исследованных трубках может быть связано с интенсивным метасоматическим преобразованием пород основания литосферной мантии краевой части Сибирского кратона.

Спектроскопические характеристики минералов мантийных перидотитов были исследованы А.Д. Калугиной с соавторами в целях разработки неразрушающей методики экспрессной оценки химического состава минеральных включений в природных алмазах перидотитового парагенезиса с использованием рамановской спектроскопии (Калугина и др., 2023). Исследования позволили выявить значимые корреляции, которые были использованы авторами для количественного определения содержания главных компонентов в гранатах и клинопироксенах перидотитового парагенезиса. Предложенная методика может быть перспективна при разделении *in situ* минеральных включений разных мантийных парагенезисов.

Е.А. Васильевым с соавторами были охарактеризованы морфологические и структурно-химические особенности алмазов из пород кратерной и жерловой фаций верхней части кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) (Васильев и др., 2023). Выявленные особенности указывают на специфические условия кристаллизации изученных алмазов, которые, вероятно, отличаются для алмазов из других кимберлитовых тел Восточно-Европейской платформы и россыпей Урала. Высокая доля низкоазотных кристаллов и индивидов с примесью Ni может указывать на наличие в трубке крупных кристаллов типа CLIPPIR (Cullinan-like, large, inclusion-poor, relatively-pure, irregularly-shaped and resorbed).

В работе М.И. Рахмановой с соавторами были исследованы типоморфные особенности коричневых алмазов из россыпей Урала по данным инфракрасной спектроскопии и низкотемпературной фотOLUMИнесценции (Рахманова и др., 2023). Традиционно коричневая окраска природных алмазов связывается с процессами пластической деформации

ции при высоких P - T параметрах. Полученные результаты позволили по характерным центрам люминесценции выявить несколько популяций коричневых алмазов, образовавшихся при разных температурных условиях в контрастных по составу мантийных субстратах.

М.Д. Томшин и С.С. Гоголева исследовали разрезы трапповых силлов вблизи кимберлитов Далдыно-Алаkitского алмазоносного района Западной Якутии для того, чтобы установить причину влияния вмещающих кимберлитовые диатремы осадочных пород на характер внедрения базитовой магмы (Томшин, Гоголева, 2023). Показано, что при формировании кимберлитовых диатрем, сопровождаемых пульсационными, смещающимися кверху взрывами, происходит существенное уплотнение вмещающих кимберлиты осадочных пород, в которых возникают поля термоупругих напряжений. Выявленные особенности траппов, по мнению авторов, могут быть использованы как один из косвенных методов поиска кимберлитов, в частности при площадном разбуривании перспективных территорий, перекрытых сплошными трапповыми полями.

В работе Я.Н. Нугумановой с соавторами приводятся результаты изучения минералов группы апатита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присяжье) (Нугуманова и др., 2023). Установлено, что по содержанию редких элементов исследованные апатиты схожи с таковыми из кимберлитов и айлицитов. Эти различия позволяют использовать минералы группы апатита в качестве индикаторного минерала для классификации кимберлитов и родственных пород.

В статье Е.В. Агашевой представлены первые LA-ICP-MS данные по составу U-Pb изотопной системы детритовых цирконов из песчаников магматических объектов Архангельской алмазоносной провинции (высокоалмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба и магматического объекта KL-01) (Агашева, 2023). Полученные данные были использованы для возрастных оценок источников их сноса и корреляции с известными тектонотермальными событиями в континентальной коре региона. Таким образом, установлено, что U-Pb возраста для изученных цирконов в целом коррелируют с выявленными ранее этапами тектонотермальных событий в континентальной коре северных территорий Восточно-Европейской платформы, за исключением мезопротерозойского периода 1.7–1.4 и 1.3–1.0 млрд лет назад, которому соответствует преобладающая часть U-Pb возрастных значений изученных цирконов.

Е.О. Барабаш и Е.В. Агашева исследовали морфологические особенности гранатов из кратерной (песчаники) и диатремовой (кимберлит) фа-

ций кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) для того, чтобы реконструировать основные этапы их эндогенного и экзогенного морфогенеза (Барабаш, Агашева, 2023). Результаты исследования позволили выявить специфические особенности изученных гранатов, которые указывают на необходимость ревизии шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений по типоморфным особенностям минералов-индикаторов кимберлитов применительно к условиям севера Восточно-Европейской платформы.

В работу В.А. Душина с соавторами включены результаты собственных исследований пород сылвенского комплекса, который находится в области сочленения Западно-Уральской надвиговой мегазоны (истоки р. Сылва) и восточного крыла Юрюзано-Сылвенской депрессии Предуральского прогиба (Душин и др., 2023). По мнению авторов, полученные результаты (в т. ч. специфические минералогические особенности, включая акцессорные минералы-индикаторы алмазоносности) указывают на флюидно-магматический генезис исследованных пород. Согласно полученным новым данным, сделан вывод о возможном проявлении в указанном районе раннемезозойского фреатического вулканизма, повлекшего перенос флюидолитами сылвенского комплекса алмаза и его минералов-спутников.

М.Н. Голобурдина с соавторами исследовали особенности петрографического состава алмазоносных пород основания карнийского яруса верхнего триаса, приуроченные к западному крылу Булкурской антиклинали на северо-востоке Сибирской платформы (Голобурдина и др., 2023). Установлено, что алмазоносность пород положительно коррелирует с содержанием пироповых гранатов и степенью насыщенности вулканокластическим материалом. Отмечается также, что исследованные алмазоносные образования имеют значительную мощность и высокую продуктивность, что позволяет рассчитывать на существенное увеличение прогнозного потенциала алмазов в арктической зоне Российской Федерации.

С.В. Вяткин с соавторами в статье приводят описание минералогических и спектроскопических характеристик алмазов из россыпного месторождения р. Моргогор (северо-восток Сибирской платформы) (Вяткин и др., 2023). На основе полученных данных авторы утверждают, что статистически значимые выборки алмазов разных россыпей различаются по соотношению долей генетических групп, что отражает особенности палеогидрографии данного региона, с поправкой на направления сноса в процессах формирования и переотложения россыпей. Полученные данные могут быть использованы для выявления первичных источников и направлений сноса.

В статье Ю.Г. Пактовского и А.Г. Попова обобщены результаты по изучению такатинской свиты эмского яруса нижнего девона (D_{1tk}), которая, как предполагается, представляет первичный осадочный коллектор алмазов на Урале (Пактовский, Попов, 2023). Для такатинской свиты выделяются три фациальных типа разреза: континентальный, прибрежно-морской и морской. Установлено, что алмазоносность связана с континентальными и прибрежно-морскими осадками свиты. При этом источниками сноса могли служить породы докембрия, ордовика и силура.

В.А. Чуйко с коллегами приводят характеристики геологического строения и состава Сюзевской россыпи алмазов, которая выявлена ими в Чикман-Нярской депрессии, расположенной в пограничной зоне Западно-Уральской внешней зоны складчатости и Центрально-Уральского поднятия (Чуйко и др., 2023). Это месторождение рассматривается авторами как новый тип глубокозалегающих алмазоносных россыпей зон тектонических уступов. На месторождении отработана новая технологическая схема поисков и разведки глубокозалегающих россыпей алмазов в пределах эрозионно-карстовых и тектонически обусловленных депрессий. Запасы месторождения утверждены протоколом ГКЗ Роснедра в 430.5 тыс. карат по категориям C1 + C2 и в перспективе могут быть увеличены. Таким образом, открытие этого месторождения, несомненно, открывает новый этап изучения алмазоносности Западного Урала.

Благодарности

Настоящий специальный выпуск посвящен 300-летию Российской академии наук и проходящему в России 10-летию науки и технологий. Большое спасибо авторам статей, включенных в этот специальный выпуск, организациям, которые оказали финансовую поддержку проведенных исследований. Приглашенный редактор благодарит ведущих редакторов и рецензентов за конструктивные комментарии и предложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агашева Е.В. (2023) U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из песчаников кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба и магматического объекта KL-01, Архангельская алмазоносная провинция (север Восточно-Европейской платформы). *Литосфера*, **23**(4), 603-621. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-603-621>
- Барабаш Е.О., Агашева Е.В. (2023) Типоморфные особенности гранатов из кратерной и диатремовой фаций кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): применение при прогнозно-поисковых работах на алмазы на севере Восточно-Европейской платформы. *Литосфера*, **23**(4), 622-636. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-622-636>
- Васильев Е.А., Устинов В.Н., Лешуков С.И., Пенделяк Р.Н., Николаева Э.В. (2023) Кристаллы алмаза кимберлитовой трубки им. В. Гриба: морфология и структурно-химические особенности. *Литосфера*, **23**(4), 549-563. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-549-563>
- Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Бардухинов Л.Д., Гарагин В.К. (2023) Алмазы россыпного месторождения реки Моргогор (Анабар, Якутия). *Литосфера*, **23**(4), 672-682. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-672-682>
- Голобурдина М.Н., Граханов С.А., Проскурнин В.Ф. (2023) Особенности петрографического состава алмазоносных карнийских образований Булкурской антиклинали северо-востока Сибирской платформы. *Литосфера*, **23**(4), 654-671. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-654-671>
- Душин В.А., Суставов С.Г., Прокопчук Д.И., Волчек Е.Н. (2023) Алмазоносные флюидолиты области сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой области. *Литосфера*, **23**(4), 637-653. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-637-653>
- Дымшиц А.М., Муравьева Е.А., Тычков Н.С., Костровицкий С.И., Шарыгин И.С., Головин А.В., Олейников О.Б. (2023) Термальное состояние краевой части Сибирского кратона в мезозойскую эру кимберлитового магматизма Куойкского поля (Якутская алмазоносная провинция). *Литосфера*, **23**(4), 515-530. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-515-530>
- Калугина А.Д., Зедгенизов Д.А., Логвинова А.М. (2023) Использование рамановской спектроскопии для характеристики состава минеральных включений перидотитового парагенезиса в алмазах. *Литосфера*, **23**(4), 531-548. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-531-548>
- Корсаков А.В., Мусияченко К.А., Михайленко Д.С., Демин С.П. (2023) Условия образования калийсодержащих турмалинов Кумды-Кольского месторождения (Кокчетавский массив, Северный Казахстан): по данным изучения твердофазных включений. *Литосфера*, **23**(4), 500-514. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-500-514>
- Нугуманова Я.Н., Калугина А.Д., Старикова А.Е., Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р. (2023) Минералы группы апатита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присяянье). *Литосфера*, **23**(4), 589-602. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-589-602>
- Пактовский Ю.Г., Попов А.Г. (2023) Девонский коллектор алмазов Урала. *Литосфера*, **23**(4), 683-700. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-683-700>
- Пучков В.Н., Зедгенизов Д.А. (2023) Мантийная конвекция и алмазы. *Литосфера*, **23**(4), 476-490. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-476-490>
- Рахманова М.И., Юрьева О.П., Зедгенизов Д.А., Губанов Н.В. (2023) Спектроскопические особенности коричневых алмазов из россыпей Урала. *Литосфера*, **23**(4), 564-578. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-564-578>
- Сонин В.М., Жимулев Е.И., Чепуров А.А., Туркин А.И., Чепуров А.И. (2023) Особенности проникновения Fe в матрицу из $\text{CaCO}_3 \pm$ оливин \pm серпентин при давлении 4 ГПа и температуре 1400–1500°C (экспе-

- риментальные данные). *Литосфера*, **23**(4), 491-499. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-491-499>
- Томшин М.Д., Гоголева С.С. (2023) Морфология трапповых силлов вблизи кимберлитов. *Литосфера*, **23**(4), 579-588. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-579-588>
- Чуйко В.А., Синкин В.А., Наумов В.А., Плюснин И.А., Калинин К.П. (2023) Сюэ́вское месторождение россыпных алмазов: новый этап изучения алмазоносности Западного Урала. *Литосфера*, **23**(4), 701-713. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-701-713>
- REFERENCES
- Agasheva E.V. (2023) U-Pb (LA-ICP-MS) age of detrital zircons from sandstones of the crater part of the V. Grib kimberlite pipe and KL-01 magmatic object, Arkhangelsk diamondiferous province (north of the East European Platform). *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 603-621. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-603-621>
- Barabash E.O., Agasheva E.V. (2023) Typomorphic features of garnet xenocrysts from the crater and diatreme parts of the high diamondiferous V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk diamondiferous province): application in prospecting and exploration for diamonds in the north of the East European platform. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 622-636. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-622-636>
- Chuiko V.A., Sinkin V.A., Naumov V.A., Plyusnin I.A., Kalinin K.P. (2023) Syuzevskoye diamond placer: A new stage in studying the diamond potential of Western Urals. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 701-713. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-701-713>
- Dushin V.A., Sustavov S.G., Prokopchuk D.I., Volchek E.N. (2023) Diamond-bearing fluidolites in the junction area of East European Platform and Urals fold region. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 637-653. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-637-653>
- Dymshits A.M., Muraveva E.A., Tychkov N.S., Kostrovitsky S.I., Sharygin I.S., Golovin A.V., Oleinikov O.B. (2023) Thermal state of the Siberian craton marginal zone at the time of Mesozoic kimberlitic magmatism within the Kuoika field (Yakutian diamondiferous province). *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 515-530. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-515-530>
- Goloburdina M.N., Grakhanov S.A., Proskurnin V.F. (2023) Petrographic composition of diamond-bearing Carnian formations of the Bulkur anticline the north-eastern Siberian Platform. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 654-671. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-654-671>
- Kalugina A.D., Zedgenizov D.A., Logvinova A.M. (2023) Raman Spectroscopy for Characterization of Peridotite Paragenesis Mineral Inclusions in Diamonds. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 531-548. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-531-548>
- Korsakov A.V., Musiyachenko K.A., Mikhailenko D.S., Demin S.P. (2023) Origin of potassium-bearing tourmalines of the Kumdy-Kolsky deposit (Kokchetav massif, Northern Kazakhstan): Study of Mineral inclusions. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 500-514. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-500-514>
- Nugumanova Ya.N., Kalugina A.D., Starikov A.E., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R. (2023) Minerals of the apatite group from ultramafic lamprophyres of the Zima alkaline-ultramafic carbonate complex (Urik-Iya graben, Eastern Sayan region). *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 589-602. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-589-602>
- Paktovskiy Yu.G., Popov A.G. (2023) Collector of Devonian diamonds of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 683-700. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-683-700>
- Puchkov V.N., Zedgenizov D.A. (2023) Mantle convection and diamonds. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 476-490. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-476-490>
- Rakhmanova M.I., Yuryeva O.P., Zedgenizov D.A., Gubanov N.V. (2023) Spectroscopic features of brown diamonds from Ural placers. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 564-578. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-564-578>
- Sonin V.M., Zhimulev E.I., Chepurov A.A., Turkin A.I., Chepurov A.I. (2023) Peculiarities of Fe penetration into the matrix of $\text{CaCO}_3 \pm \text{olivine} \pm \text{serpentine}$ at a pressure of 4 GPa and temperature of 1400–1500°C (experimental data). *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 491-499. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-491-499>
- Tomshin M.D., Gogoleva S.S. (2023) Morphology of trap sills near kimberlites. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 579-588. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-579-588>
- Vasilev E.A., Ustinov V.N., Leshukov S.I., Pendeliak R.N., Nikolaeva E.V. (2023) Diamonds from V. Grib kimberlite pipe: Morphology and spectroscopic features. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 549-563. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-549-563>
- Vyatkin S.V., Kriulina G.Y., Bardukhinov L.D., Garanin V.K. (2023) Diamonds of the Morgogor placer (Anabar, Yakutia). *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 672-682. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-672-682>

Мантийная конвекция и алмазы

В. Н. Пучков¹, Д. А. Зедгенизов^{1,2}

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: puchkv2@mail.ru

²Уральский государственный горный университет, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Поступила в редакцию 09.11.2022 г., принята к печати 18.11.2022 г.

Объект исследования. В настоящее время в геодинамической теории возобладало представление о том, что в мантии Земли преобладает термохимическая конвекция различных уровней, в которой центробежные ветви представлены плюмами, а центростремительные – зонами субдукции. **Цели и задачи исследования.** Изучение алмазов позволяет понять, когда, на каком уровне в мантии, в каких P - T условиях, в какой геохимической обстановке родились конкретные алмазы, которые были затем вынесены центробежным конвекционным потоком к поверхности Земли, и тем самым охарактеризовать этот поток. **Материалы и методы.** Обобщение многочисленных опубликованных материалов, характеризующих минеральные включения в алмазах, позволяют существенно конкретизировать общую картину конвекции в мантии Земли в разные эпохи и в разных регионах. **Результаты.** Результаты изучения включений в алмазах в сопоставлении с экспериментальными данными о P - T условиях образования минеральных парагенезисов этих включений и с геофизическими данными о свойствах мантии свидетельствуют о том, что глубина образования алмазов варьирует от низов литосферы в верхах верхней мантии до основания нижней мантии. При этом доля алмазов, содержащих минеральные включения, характерные для нижней мантии, составляет лишь первые проценты от общего количества алмазов. **Выводы.** Вынос разноглубинных алмазов на поверхность – неоспоримое свидетельство конвекции (в виде плюмовой активности) в мантии. Таким образом, пополняется все новыми фактами независимый источник сведений, подтверждающий реальность существования плюмов, охватывающих всю мантию, что немаловажно на фоне постоянно возобновляющейся дискуссии о плюмах и их классификации по глубинности зарождения. Вместе с тем изучение минеральных включений в алмазах, особенно когда это касается сверхглубинных алмазов, сталкивается с трудностями, связанными с тем, что они на пути к поверхности испытывают ретроградные изменения, резорбцию, иногда и полное растворение. Эти обстоятельства снижают вероятность встречаемости сверхглубинных алмазов и требуют особого учета при вынесении окончательных суждений о реальности существования глубинных плюмов.

Ключевые слова: мантия, конвекция, плюмы, субдукция, алмазы, карбонаты, кимберлиты

Источник финансирования

Работа выполнена по проекту РНФ № 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027>

Mantle convection and diamonds

Viktor N. Puchkov¹, Dmitry A. Zedgenizov^{1,2}

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: puchkv2@mail.ru

²Ural State Mining University, 30 Kuibyshev st., Ekaterinburg 620144, Russia

Received 09.11.2022, accepted 18.11.2022

Research subject. The present evolutionary stage of geodynamic theory is associated with the idea of thermochemical convection of various levels in the Earth's mantle, where the centrifugal branches are represented by plumes, and the centripetal – by subduction zones. **Aim.** The study of diamonds contributes to an understanding of when, at what level in mantle, under what P - T conditions and geochemical environment particular diamonds originated, which were then transported by centrifugal convection flows to the Earth's surface, thereby permitting characterization of this flow. **Materials and methods.** Generalization of published materials and characterization of mineral inclusions in diamonds allow the general structure of mantle convection to be clarified in different epochs and different regions. **Results.** The data obtained on mineral inclusions in diamonds, along with the experimental data on the P - T conditions of their mineral parageneses and geophysical data on mantle properties, indicate that the depth of diamond formation varies from the lower lithosphere in the upper

Для цитирования: Пучков В.Н., Зедгенизов Д.А. (2023) Мантийная конвекция и алмазы. *Литосфера*, **23**(4), 476–490. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-476-490>

For citation: Puchkov V.N., Zedgenizov D.A. (2023) Mantle convection and diamonds. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 476–490. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-476-490>

© В.Н. Пучков, Д.А. Зедгенизов, 2023

part of the upper mantle (~150–250 km) to the bottom of the lower mantle. At the same time, the diamonds containing mineral inclusions, characteristic of the lower mantle, account for only the first percents of the general number of diamonds. *Conclusions.* The transport of diamonds from different depths of their origin is a reliable indication of convection processes (as a plume activity) in the mantle. This information provides evidence to the real existence of plumes, which is important in the context of ongoing discussions on the depth of their origin. However, the study of mineral inclusions in diamonds, particularly in superdeep diamonds, is a challenging task due to the retrograde changes, resorption and sometimes complete dissolution on their way to the surface. These circumstances minimize the probability of occurrence of superdeep diamonds and require consideration when making judgements about the reality of existence of superdeep diamonds.

Keywords: mantle, convection, plumes, subduction, diamonds, carbonatites, kimberlites

Funding information

The work was supported by Russian Scientific Foundation, Project No. 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027>

ВВЕДЕНИЕ

Термин “плюм” впервые вошел в обиход более полувека назад (Morgan, 1971). Автор этого термина уже в самом названии небольшой статьи “Конвективные плюмы в нижней мантии” заложил некоторые темы для будущих оживленных, а порой и ожесточенных дискуссий: существуют ли плюмы вообще; если существуют, имеют ли они отношение к нижней мантии; являются ли они проявлением конвекции и т. д. После длительных обсуждений в течение полувека в современной геодинамике прочно установились две непротиворечивые концепции плейт- и плюм-тектоники (Пучков, 2016), которые рассматривают разные стороны глобального тектонического процесса: первая описывает закономерности движения литосферных плит и явления в межплитных пространствах (деформации, магматизм, метаморфизм, образование и поглощение литосферы), вторая выявляет и объясняет причины образования внутриплитных Крупных Магматических Провинций (КМП, или LIPs – Large Igneous Provinces) (Ernst, 2014), обособленных друг от друга и независимых от межплитных границ, а также возникновение локальных внутриплитных магматических кластеров и вулканических цепей с закономерным последовательным увеличением или уменьшением возраста (time-progressive volcanic chains) (Puchkov et al., 2021). И та и другая концепции используют представления о конвекции в мантии и внешнем ядре, проявляющейся на разных структурных уровнях. Конвекция пространственно разделяется на частично обособленные контуры с разными параметрами, отражающими различия конвектирующей мантии по фазовому состоянию, составу, температуре, вязкости, направлению и скорости движения вещества. При этом плюмы и суперплюмы можно рассматривать как вертикальные и наклонные ветви конвекции в мантии, направленные центробежно, к поверхности Земли. Эти представления естественным образом дополняются современными

представлениями о субдукции – наклонных потоках в мантии, направленных центростремительно, от земной поверхности в сторону ядра, с поглощением мантией холодных слэбов океанической литосферы. Вместе с плюмами зоны субдукции образуют контуры конвекции разной глубинности в мантии. К настоящему времени выводы о существовании глубинной субдукции и плюмов получают независимое подтверждение и по данным изучения минеральных включений в природных алмазах (Brenker et al., 2002; Stachel et al., 2005; Walter et al., 2011; Kaminsky, 2012; Navon et al., 2017; Nestola et al., 2018; и др.). В настоящей работе рассматривается вопрос о том, какую помощь может оказать изучение включений в алмазах для решения актуальных проблем: как, когда, каким образом алмазы перемещаются из мест их образования в мантии на земную поверхность; какова роль конвекции, субдукции и мантийных плюмов в этом процессе.

МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ И КИМБЕРЛИТЫ

До сих пор, однако, обсуждается вопрос: существуют ли плюмы вообще. На сайте с красноречивым названием *Do plumes exist?* (mantleplumes.org) в числе прочих публикуются статьи и презентации, направленные против плюмовой парадигмы (Foulger, 2018). С нашей стороны были опубликованы обзоры, полно разбирающие аргументы за плюмовую теорию и против нее (Пучков, 2009, 2016) с однозначным выводом, что плюмы реальны и вместе с субдукцией входят в систему конвективных течений в земной мантии.

В целом представления о внутреннем строении Земли устоялись: Земля состоит из внешней силикатно-твердой коры, образующей вместе с холодными верхами мантии хрупкую литосферу; высоковязкой астеносферы, сменяющейся с глубиной твердой мантией (обычно разделяемой на верхнюю и нижнюю); жидкого внешнего ядра и твердого внутреннего ядра (Добрецов, 2011; и др.). Кроме подошвы коры, литосферы и астеносферы, важную

роль играют также другие границы, разделяющие в мантии зоны с разными геофизическими свойствами и, по данным экспериментов, с разным фазовым составом кристаллического вещества (Рингвуд, 1981).

Наиболее важным для наших целей является, в частности, раздел между верхней и нижней мантиями с переходной зоной между ними. О точном расположении этих границ высказывались различные мнения, отчасти восходящие к первоначальным моделям Джеффриса-Гутенберга и Буллена (Пушаровский, Пушаровский, 2010; см. также ссылки в этой работе). В последнее время благодаря ком-

пьютерной обработке данных о фазовых равновесиях и физических свойствах минералов (Stixrude, Lithgow-Bertelloni, 2007) установлен консенсус, согласно которому переходная зона между верхней и нижней мантиями отвечает интервалу от 410 до 660 км, соответственно по давлению – примерно между 15 и 23 ГПа (Frost, 2008; Добрецов, 2011; Kaminsky, 2012; Cid et al., 2014; Smith et al., 2018; Anzolini, 2018; и др.) (рис. 1).

Важной особенностью нижней мантии также является слой D'', расположенный на границе с ядром. Этот слой мощностью до 200 км не непрерывен, а прослеживается в виде двух антиподальных про-

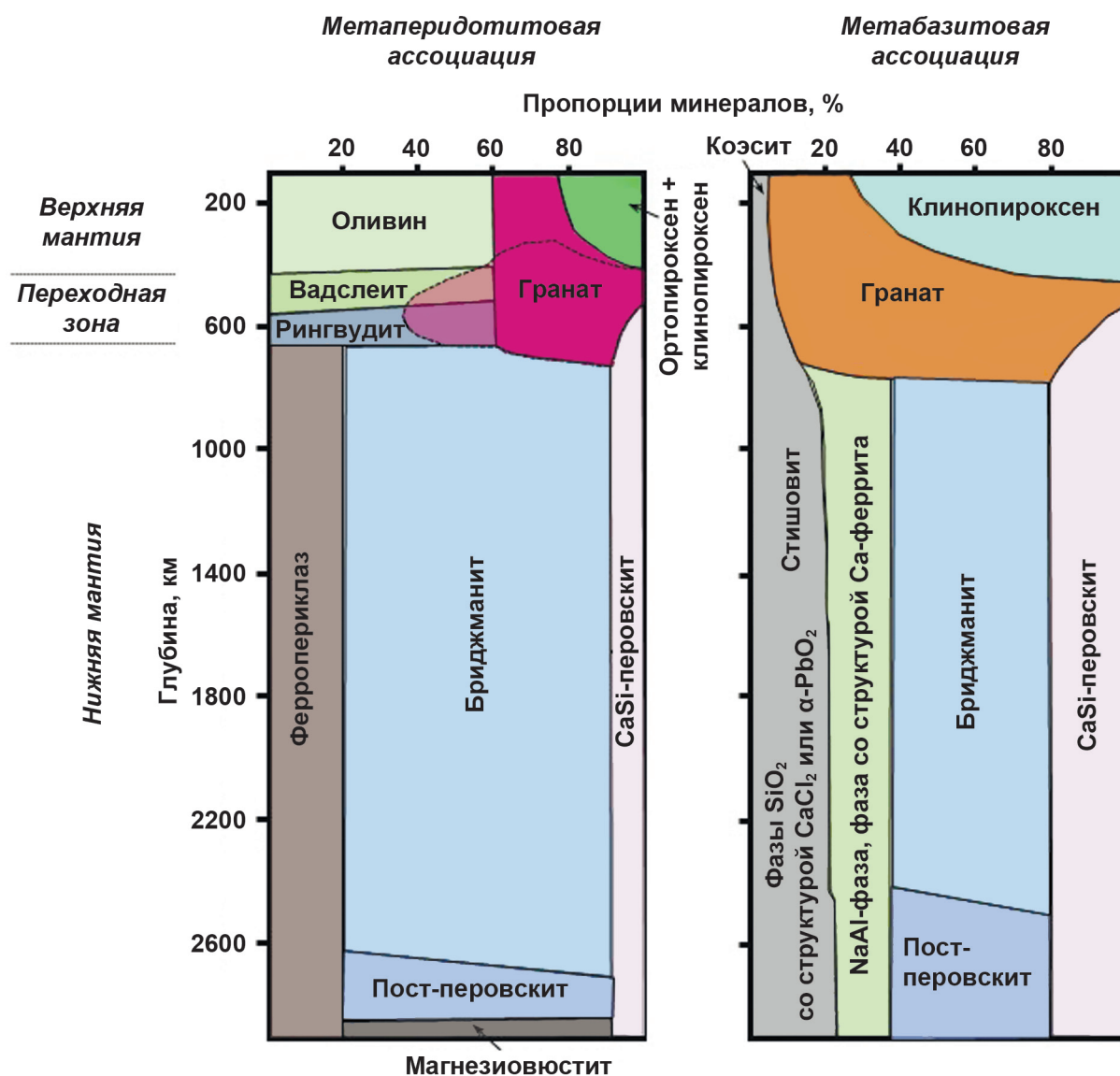


Рис. 1. Изменения минеральных ассоциаций и количественный минеральный состав в разных оболочках мантии в зависимости от температуры, давления и химического состава.

Fig. 1. Variation of mineral associations and quantitative share of minerals in different spheres of mantle depending on temperature, pressure and chemical composition.

винций пониженных скоростей поперечных сейсмических волн на границе ядра и мантии, обозначаемых как LLVSP (large low-shear-velocity provinces), или суперселлы. Считается, что именно эти провинции, Африканская (Тузо) и Тихоокеанская (Джейсон), являются источниками периодически возникающих мощных восходящих потоков, приводящих к плавлению мантийного вещества в поверхностных условиях и возникновению крупных магматических провинций (LIPs). Эти провинции представлены обильными, преимущественно мафическими продуктами магматизма, внедрившимися и изливавшимися в течение коротких импульсов, продолжительностью до 5 млн лет. Среди магматических комплексов LIPs на континентах наиболее обильными являются обширные трапповые излияния; в случае их эрозии сохраняются их подводящие каналы в виде систем долеритовых даек и силлов. В качестве менее обильных, но типичных сопровождающих магматических комплексов выступают базит-ультрабазитовые интрузии, в том числе расслоенные, трахибазальты, пикробазальты, А-граниты и связанные с ними риолиты, щелочные, карбонатитовые интрузии и кимберлиты.

Изучение кристаллических включений в алмазах в сопоставлении с экспериментальными данными о *P-T* условиях образования минеральных парагенезисов этих включений и с геофизическими данными о свойствах мантии свидетельствует о том, что глубина образования алмазов варьирует от низов литосферы в верхах верхней мантии до основания нижней мантии (Harte, 2010; Harte, Hudson, 2013). При этом доля алмазов, содержащих минеральные включения, характерные для нижней мантии, составляет лишь первые проценты от общего количества алмазов. Алмазы, которые выносятся в кимберлитовом веществе на земную поверхность, ксеногенны. Они образуются в мантийных высокобарических условиях на глубине не менее 150–250 км (ниже границы равновесия графит – алмаз) (Соболев, 1974). Время образования алмазов и их появления на поверхности Земли обычно не совпадает. Главная роль алмазоносных кимберлитовых или иных глубинных расплавов – преимущественно транспортная, а возраст алмазов и содержащих их ксеногенных мантийных фрагментов в фанерозойских и редко нео- или мезопротерозойских (рифейских) молодых кимберлитовых трубках значительно древнее и может достигать 3 млрд лет и более (Burgess et al., 2004; Richardson et al., 2004). В то же время сами кимберлиты, как правило, фанерозойские и редко нео- или мезопротерозойские (рифейские). Высокопродуктивные алмазоносные кимберлиты приурочены исключительно к кратонам архейского возраста, причем к тем участкам, где литосфера имеет наибольшую мощность, т. е. образует килевидные выступы в астеносферу (рис. 2).

Как показано (Torsvik et al., 2010), LIPs и кимберлиты на палеоконтинентальных реконструкциях тяготеют преимущественно к африканскому LLVSP. При этом наблюдается особо выраженная пространственная корреляция LIPs и кимберлитов с проекцией контура 1% замедления S-волн, названного PGZ (plume generation zone). Все это характеризует африканский LLVSP как источник глубинных плюмов, обогащенных щелочами, вызывающих, в свою очередь, образование кимберлитов. Подобную связь, хотя и менее четкую, демонстрируют и родственные кимберлитам карбонатиты (Kogarko, Veselovskiy, 2017; Kogarko, 2022). Однако есть и кластеры карбонатитов, расположенные над областями повышенных скоростей на границе ядро – мантия, но, возможно, они связаны с плюмами, образующимися над стагнирующими слэбами литосферы в промежуточной зоне между нижней мантией и верхней (Courtillot et al., 2003) (рис. 3).

Вынос разноглубинных алмазов на поверхность – неоспоримое свидетельство конвекции (в виде плюмовой активности) в мантии (Davies et al., 2004a; Doucet et al., 2021). Таким образом, пополняется все новыми фактами независимый источник сведений, подтверждающий реальность существования плюмов, охватывающих всю мантию, что немаловажно на фоне постоянно возобновляющейся дискуссии о плюмах и их классификации по глубинности зарождения (Courtillot et al., 2003; Пучков, 2009, 2016; см. также ссылки в этих работах). Вместе с тем исследователи, изучающие минеральные включения в алмазах, особенно когда это касается сверхглубинных алмазов, сталкиваются с трудностями, связанными с тем, что рассматриваемые минералы на пути к поверхности испытывают ретроградные изменения, резорбцию, иногда и полное растворение (Brenker et al., 2002; Zedgenizov et al., 2020). Эти обстоятельства снижают вероятность встречаемости сверхглубинных минералов в алмазах и требуют особого учета при вынесении окончательных суждений о реальности существования глубинных плюмов (Doucet et al., 2021; см. также ссылки в этой работе).

АЛМАЗЫ В ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЕ И ОФИОЛИТАХ

Отдельный вопрос – характеристика алмазов в океанической коре и ее древних аналогах. В отличие от континентов возраст коры в океанах не превышает 200 млн лет, поскольку вся более древняя кора субдуцирована. Геохимической особенностью океанических алмазов является однородный легкий изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$ колеблется от -28 до -19‰ , в среднем $-25 \pm 4\text{‰}$), в то время как сверхглубинные алмазы содержат $\delta^{13}\text{C}$ от -28 до 3‰ , в среднем $-8 \pm 9\text{‰}$. Описаны случаи, когда алмазы с облегченным изотопным составом в цен-

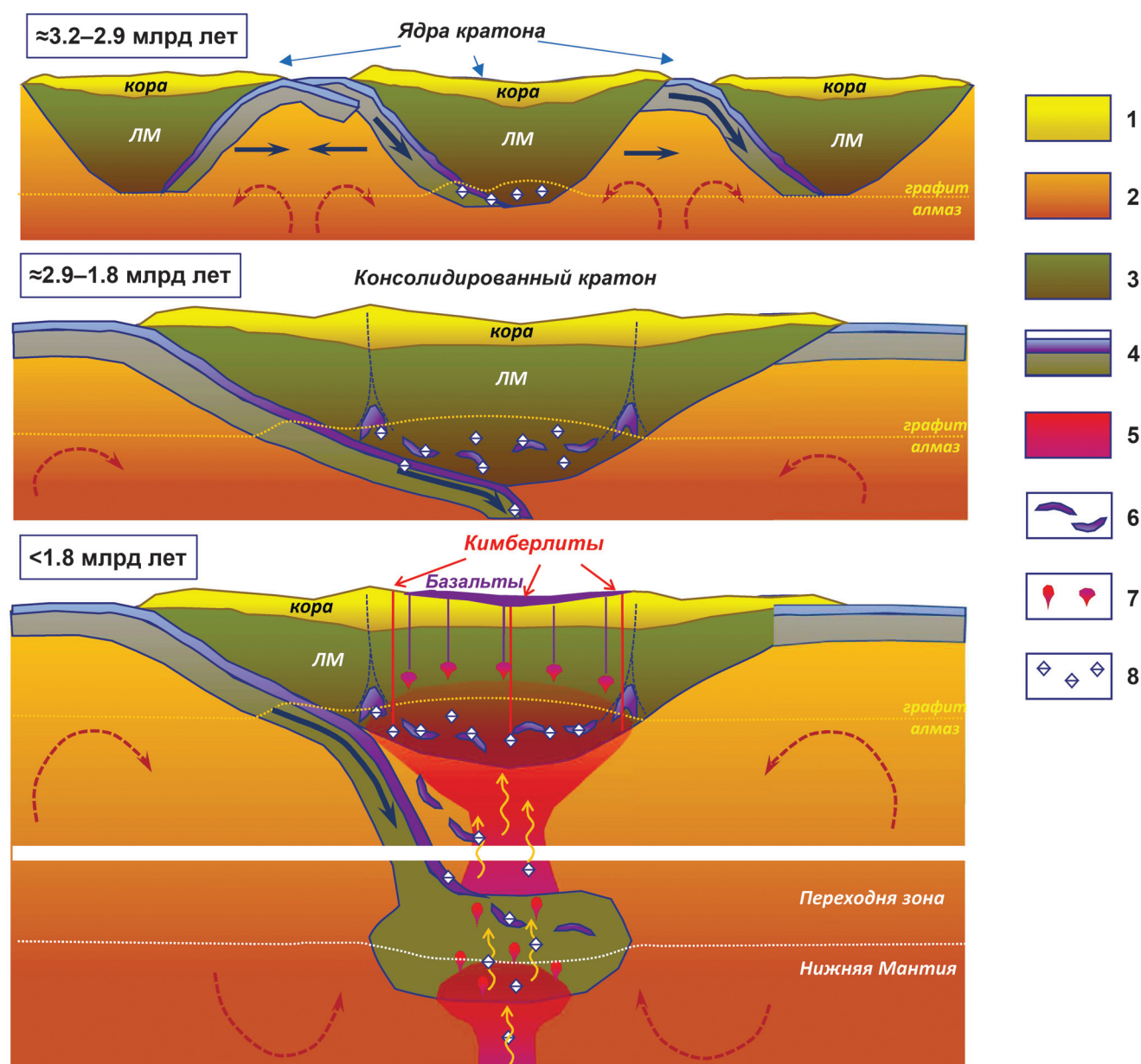


Рис. 2. Схема формирования и накопления алмазов в мантии и земной коре на фоне зон субдукции и плюма в разное геологическое время.

1 – кора кратона, 2 – мантия, 3 – литосферная мантия (ЛМ), 4 – слэб океанической литосферы, 5 – плюм, 6 – эклогиты в мантии, 7 – очаги плавления в мантии, 8 – алмазы.

Fig. 2. Formation and accumulation of diamonds in mantle and Earth's crust at the background of subduction zones and plume, in different geological time.

1 – crust of a craton, 2 – mantle, 3 – lithospheric mantle (ЛМ), 4 – slab of oceanic lithosphere in subduction zone, 5 – plume, 6 – eclogites in the mantle, 7 – melting points in the mantle, 8 – diamonds.

тре кристаллов сменяются углеродом мантийного типа в оторочке, что может быть объяснено геохимическим обменом с глубокими частями литосферы кратонов.

Находки алмазов в современной океанической коре, которые чрезвычайно редки и противоречи-

вы (о-ва Гавайи и Малаита), очевидным образом могут быть связаны с плюмами (Гавайи принадлежат типу ОИВ в вулканической гряде с правильной возрастной (time progressive) последовательностью, характерной для индивидуальных плюмов, а острова Малаита принадлежат плато Онтонг Джа-

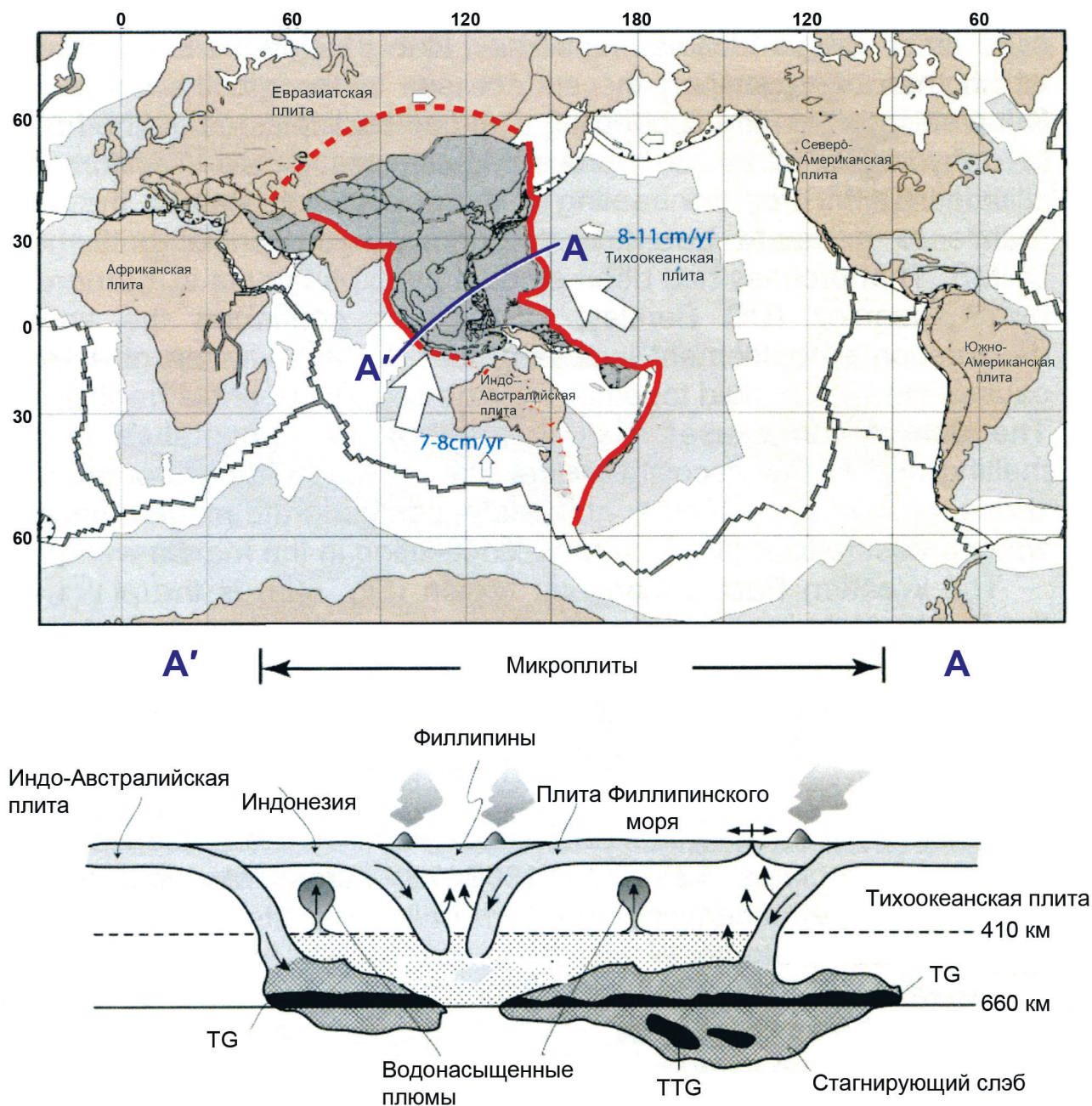


Рис. 3. Западно-Перитихоокеанская треугольная зона субдукции и связанные с ней плюмы “промежуточно-го” типа (Maruyama, Safonova, 2019, с изменениями: уточнена конфигурация треугольной зоны).

TTG – тоналит-трондjemит-гранодиоритовая ассоциация.

Fig. 3. West-Peripacific triangular zone of subduction and plumes of “transitional” type, connected with it (Maruyama, Safonova, 2019, with modification: the configuration of the triangular zone is changed).

TTG – a tonalite-trondhjemite-granodiorite association.

ва – океанической разновидности LIP (O-LIP). Алмазы содержатся также в офиолитах (фрагментах бывшей океанической коры, аккрезированной и обдуцированной в складчатых поясах). Здесь мы не рассматриваем UHP-комплексы офиолитов, связанные с поверхностью зоны субдукции; откат зо-

ны вызывал возвратное движение мантии – всплытие метаморфических комплексов с глубин десятков километров (иногда свыше 100 км – и тогда в них могли содержаться алмазы). Нас интересует преимущественно модель захвата алмазов плюмами из более глубокой мантии, выноса их к осно-

ванию океанической литосферы и далее к земной поверхности. Этот сценарий был предложен для объяснения формирования предполагаемых алмазоносных офиолитов Урала и некоторых других регионов (Иванов, 2013). Такие УНР-комплексы в офиолитах встречаются чаще, чем в современной океанической коре. В настоящее время было описано 13 местонахождений алмазов в офиолитах с возрастом от 125 до 430 млн лет, в большинстве своем связанных с плюмовыми источниками типов O-LIP и OIB (Doucet et al., 2021); 7 из них принадлежат зоне меланжа в сутурном поясе Ярлунг-Цангпо Тибета. Остальные находятся в провинциях и районах Хегеншань (внутренняя Монголия, Китай), Сартохай (Западная Джунгария, Китай), Мирдита (Албания), Мийткийна (Мьянмар), Рай-Из (Полярный Урал), Розанти-Карсанти (Восточные Тавриды, Турция). В ряде публикаций отмечается парагенетическое присутствие алмазов в хромититах; в свою очередь, хромититы пространственно связаны с дунитами, образующими тела в гарцбургитах.

Справедливости ради следует отметить, что трактовка алмазов в океанической литосфере и офиолитах, а также островодужных комплексах как минералов *in situ* не является общепринятой: в последнее время появился ряд публикаций, трактующих такие алмазы как результат засорения проб при обработке их алмазосодержащим инструментом (Похиленко и др., 2019; и др.). Эти выводы подверглись критике со стороны Э.М. Галимова и Ф.В. Каминского (2021). Они предлагают модель восходящего потока мантийного вещества, который формирует океаническую кору в области срединно-океанических хребтов. В отличие от материковой литосферы, где проявление мантийной алмазоносности связано, как правило, с магматизмом кимберлитового и лампроитового типов, характеризующимся обильным углекислым флюидом, алмазообразование в океанической литосфере происходит в условиях среды, бедной флюидом и содержащей углерод преимущественно в его восстановленных формах, в условиях очень низкой фугитивности кислорода. Алмазы выносятся мантийным астеносферным потоком в виде наноразмерных частиц. Кристаллизация и наращивание алмаза протекает в парагенезисе с формированием хромититов, которые возникают при просачивании базальтоидной магмы через гарцбургиты литосферы. Именно в ходе этого процесса в зонах просачивания гарцбургиты, обедняясь легкоплавкой компонентой, превращаются в дуниты, а содержащиеся в них алмазосодержащие хромшпинели концентрируются в виде подиформных залежей хромититов (Батанова, Савельева, 2009; Пучков, 2016, 2017). Последующее вовлечение океанической литосферы в зону субдукции может приводить к формированию алмазов в островодужных вулканитах (Толбачик, Авача).

В изложенной модели Э.М. Галимова и Ф.В. Каминского отсутствует упоминание о возможной роли плюмов при выносе алмазов к поверхности океанической литосферы. Однако мы уже отмечали прямую связь некоторых из находок океанических алмазов с OIB и O-LIPs вне действия COX (см. ранее). Тем не менее можно найти и примеры наложения и взаимодействия плюмовых и спрединговых геодинамических процессов (Пучков, 2016).

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В СВЕРХГЛУБИННЫХ АЛМАЗАХ

Многолетние исследования минеральных включений в сверхглубинных алмазах позволили выделить в них три типа минеральных ассоциаций переходной зоны и нижней мантии: метапериidotитовая, metabазитовая (Harte, 2010) и карбонатитовая (Kaminsky, 2012). Метапериidotитовая ассоциация преобладает в нижнемантийных алмазах и состоит из ферропериклаза (Mg, Fe)O, бриджманита (Mg, Fe)SiO₃ со структурой перовскита, фазой CaSiO₃ со структурой перовскита, джеффбенита (тетрагональной фазой альмандин-пиропового состава – TAPP). Metабазитовая ассоциация, образование которой главным образом связано с субдукцией океанической коры в основание переходной зоны, содержит майджоритовый гранат, стишовит, фазы Ca(SiTi)O₃ со структурой и некоторых других фаз (например, фазы Egg (AlSiO₃OH) с тетрагональной структурой). Карбонатитовая ассоциация представлена различными карбонатами, фосфатами, галидами и ассоциирующими минералами. Районы, где обнаружены глубинные алмазы, принадлежавшие нижней мантии, включают несколько континентов – Южную Африку и Южную Австралию: Трубка Коффифонтейн (Scott Smith et al., 1984; Moore et al., 1986); Оппороо: район Южной Австралии, алмазы из кимберлитовой дайки K7 и древних россыпей (Tappert et al., 2009); Бразилию – штат Мато Гроссо, россыпное месторождение Сан Луи в районе Жуина. Позже нижнемантийные ассоциации были обнаружены в алмазах из коренных трубок в тех же и других районах: Пандреа и Коллиер-4 и из россыпи в р. Мачадо (Bulanova et al., 2008; Kaminsky et al., 2009a, b, 2010; см. также ссылки в этих работах); Северо-Западная Африка, Гвинея – россыпь Канкан (Stachel et al., 2000, 2002, 2005); Канада – провинция Слейв в Северо-Западных территориях, где глубинные включения найдены в трубках DO27, DO18, Рэнч Лэйк и Панда (Davies et al., 2004b; Tappert et al., 2005a, b) (см. рис. 2). Упомянется еще более десятка местонахождений алмазов, для которых также можно предполагать нижнемантийное происхождение (США, Венесуэла, Юго-Восточная Африка, россыпи Северо-Восточной Якутии и микроалмазы трубки Удачная).

Некоторые минеральные ассоциации (магнезиовюстит, самородное железо, карбиды железа), возможно, связаны со слоем D" на границе ядро – мантия (Kaminsky, Wirth, 2011). Сообщалось также о первой находке нитридов железа и кабонитридов в ассоциации с самородным железом, карбидами и переходными комплексами + карбид кремния, в алмазах из россыпей р. Рио Сорисо, Бразилия. Предполагается, что это свидетельствует о процессах инфильтрации жидкого металла и легких элементов из верхнего ядра в слой D" (Kaminsky, Wirth, 2017). В то же время высказывались и возражения (Zedgenizov, Litasov, 2017), но, во всяком случае, экспериментальные данные говорят о принципиальной возможности сверхглубинного происхождения этих минералов в свете сведений о фазовых переходах изучаемых веществ при давлениях 42–53 ГПа (Qin et al., 2020).

По результатам исследований минеральных включений в сверхглубинных алмазах высказывалось мнение, что петрологические свидетельства самого глубокого поступления мантийного вещества на поверхность ограничиваются верхними горизонтами нижней мантии или переходным слоем между нижней и верхней мантиями (до 650–700 км). Включения ферропериклаза в некоторых алмазах не подтверждают вовлечение и более глубоких горизонтов мантии и не опровергают его, этот тезис требует уточнения. Речь может идти о влечениях в алмазах окисного соединения (Mg, Fe)O, сильно обогащенного Mg, т. е. о собственно ферропериклазе в узком смысле слова. Однако редкие включения, обогащенные Fe, обычно описываются как магнезиовюстит, они встречаются в алмазах, в которых отсутствуют силикатные включения. Высказывались предположения об их “ультраглубинном происхождении в основании мантии” (Wirth et al., 2014; см. также ссылки в этой работе). Учитывая пониженные сейсмические скорости высокожелезистых (Mg, Fe)O и другие экспериментальные результаты, эти авторы склоняются к выводу, что алмазы, содержащие такие включения, образовались в подошве слоя D" на границе с ядром (см. рис. 1). Обогащение ферропериклаза железом, как в случае Рио Сорисо (Бразилия), еще ранее описанное в работе (Hayman et al., 2005), свидетельствует, по мнению этих авторов, о сверхглубинном (>1700 км) его происхождении, так что материал, возможно, поднимался в плюме, образованном на границе кора – мантия. Еще значительно ранее высказано предположение (Kesson, Fitz Gerald, 1992), что сосуществование перовскита и магнезиовюстита возможно при давлениях, отвечающих глубинам 800–1200 км в мантии.

Плюмы, возникающие на границе ядро – мантия и достигающие поверхности Земли (“моргановские”), еще можно подвергать сомнению, но существование “промежуточных”, или “вторич-

ных”, возникающих в основании переходной зоны (см. рис. 3), уже невозможно оспаривать (здесь использована трехчленная классификация плюмов (Courtillot et al., 2003)). Соответственно, распределение алмазов по глубинности не противоречит представлениям о существовании стагнирующих слэбов на границе нижней и верхней мантий и связанных с ними верхнемантийных плюмов, которые вместе образуют относительно неглубокие конвективные ячей (Зорин и др., 2006; Maruyama, Safonova, 2019; Лобковский и др., 2021; и др.). Наличие таких ячеек не противоречит существованию и более крупных контуров конвекции, включающих нисходящие потоки зон субдукции – от поверхности Земли до ядра и восходящие потоки суперплюмов – от ядра к поверхности.

За десятилетие, последовавшее за обсуждаемыми публикациями, стала известна, помимо ферропериклаза, серия минералов нижней мантии и переходной зоны, впервые идентифицированных в естественных условиях (Kaminsky, 2020): многие получили собственные имена: бриджманит – (Mg, Fe)SiO₃ (Tschauner et al., 2014) – высокобарический минерал с перовскитовой структурой (MgSi-перовскит), “доминирующий материал нижней мантии на глубинах 660–2700 км” (Zedgenizov et al., 2020), джеффбенит, ранее называемый TAPP, – (Mg, Fe²⁺, Ca)₃(Al, Fe³⁺, Cr)₂(Si, Ti)₃O₁₂, брейит – триклинная форма CaSiO₃ (Brenker et al., 2018), а также эллинаит – CaCr₂O₄. Один из главных минералов нижней мантии, CaSiO₃, все еще не получил название (Peruzzo et al., 2018), хотя это была первая природная фаза CaSiO₃ со структурой перовскитового типа, указывающая, согласно лабораторным экспериментам, на очень глубокое мантийное происхождение (Nestola et al., 2018). Недавно были открыты и другие неназванные оксиды (орторомбический MgO и CaCr₂O₄), фосфаты (Na₄Mg₃(PO₄)₂(P₂O₇) и Fe₂Fe₅(P₂O₇)₄), флюорид (Ba, Sr)AlF₅ и др. Среди этих новых минеральных фаз особо интересен твердый кубический азот, δ-N₂ (Kaminsky et al., 2013, 2015; Navon et al., 2017) и лед-VII (ice-VII) (Tschauner et al., 2018). Такие включения чистого азота, наряду с ранее идентифицированными в алмазе (Kaminsky, Wirth, 2017), демонстрируют значительную роль азота (и, возможно, других легких элементов) в глубинных зонах нашей планеты. Лед-VII, как и молекулярный H₂, ассоциирующий с CH₄, вокруг минеральных включений в алмазах (Smith et al., 2018) указывают на присутствие водосодержащих и углеродистых флюидов, что уже ранее предполагалось по определенным геохимическим и геофизическим данным. Было выяснено, что под действием сверхвысоких давлений химические элементы могут приобретать драматически новые свойства в нижней мантии. В результате неожиданные кристаллические структуры и совершенно новые вещества были предсказаны *ab initio* (e.g.,

Lyakhov et al., 2012); некоторые из них были синтезированы в экспериментах (Hu et al., 2016). Получил дополнительное подтверждение нижнемантийный характер алмазов из района Жуина (Бразилия), образование которых связано с рециклингом океанической коры, базальтов и пелагических осадков, субдуцированных до глубин верхней части нижней мантии (Cid et al., 2014; см. также ссылки в этой работе).

Определенная проблема связана с тем, что алмазы со сверхглубинными включениями встречаются сравнительно редко и составляют лишь 5–6% от общего количества алмазов. Возможны два объяснения этого явления (или оба объяснения сразу). Во-первых, это не вполне благоприятные условия для образования алмазов на сверхбольших глубинах и соответствующих высоких температурах (фугитивность кислорода и другие условия). Во-вторых, это их ретроградные преобразования на границе нижней и верхней мантий. Необходимо учитывать изменения, которые испытывают сверхглубинные минералы при подъеме к поверхности Земли, в частности, когда они пересекают, будучи в твердом состоянии, критическую глубину 650–670 км, где резко изменяется фазовый минеральный состав мантии. Описаны многие случаи, когда включения указывают на ретроградные изменения, а сами алмазы преобразовываются или даже аннигилируются в ходе частичной или полной резорбции под термальным воздействием плюмов и в условиях снижения давления при подъеме из нижней мантии (Kesson, Fitz Gerald, 1992; Joswig et al., 1999; Kerschhofer et al., 2000; Brenker et al., 2002; Bulanova et al., 2014; Ernst et al., 2018; Fedortchouk et al., 2019; Zedgenizov et al., 2020). На основании этих и многих других данных справедливо отмечается (Smith et al., 2018), что включения в подлитосферных алмазах склонны дестабилизироваться во время подъема в мантии и распадаться на более низкобарические минералы, часто расслаиваясь с образованием комплексов сложного состава. В качестве одной из частных иллюстраций можно отметить, что ретроградные изменения в процессе подъема глубинных сублитосферных минеральных ассоциаций с включениями SiO_2 в алмазах описываются в работе (Zedgenizov et al., 2019), где указывается, что все эти включения SiO_2 представлены только коэситом в ассоциации с микроблоками кианита. Однако вполне справедливо предполагается, что данные фазы образовались в результате ретроградного изменения Al-стишовита, о чем дополнительно свидетельствуют значительные внутренние стрессы включений и деформации вокруг них.

Хорошо известно, что сохранность высокобарических комплексов (УНР), выносимых на земную поверхность, в частности алмазов, зависит от скорости их эксгумации (e.g. Baruah et al., 2013). Большинство геофизических моделей указывают на уве-

личение вязкости мантии глубже 1000 км (Rudolph et al., 2015), что может коррелировать со снижением проницаемости нижней мантии для части субдуцирующих слэбов, с замедлением конвекции и, соответственно, с меньшей вероятностью сохранности первичных минеральных парагенезисов, выносимых медленно поднимающимся глубинным (плюмовым) веществом. Движение (транспортировка) сверхглубинных алмазов к поверхности, вероятно, является медленным и длительным, нередко прерывистым процессом, что может приводить к изменению свойств и состава окружающей среды и, соответственно, смене глубинных парагенезисов включений более близповерхностными. Судя по изотопному составу углерода в алмазах ($\delta^{13}\text{C}$), его источники могут быть как изотопно-тяжелые, первично мантийные, так и изотопно-легкие, поверхностные, связанные с взаимодействием метабазитов с морской водой при низких температурах, или биогенные, принесенные в глубины в ходе субдукции. При этом тип источника углерода может меняться в ходе роста индивидуального алмаза благодаря взаимодействию с мантийным материалом от первичного мантийного в ядре кристаллов до субдукционного/корового в периферии (Schulze et al., 2004; Zedgenizov et al., 2014).

На примере алмазов ряда трубок кратона Слейв показано (Davies et al., 2004b), что отсутствие корреляции между эклогитовыми и перидотитовыми алмазами по составу минеральных включений, С-изотопов и содержанию N исключает возможность единого источника и предполагает, что эклогитовые и перидотитовые алмазы образовались в разных, изменчивых термальных и химических режимах мантии. Так, изучение алмаза из кимберлитовой трубки “Мир” позволило выделить два этапа: на первом этапе, датированном 2.1 млрд лет, образовалась ранняя эклогитовая популяция на глубине 180 км; на втором этапе 0.9 млрд лет, после резорбции, образовалась вторая популяция на глубине 120 км (Bulanova et al., 2014). Геохимические и тектонические условия формирования популяций были различными: на втором этапе предполагался разогрев мантии, связанный с рифтогенезом; возможно, источником тепла и причиной рифтогенеза в этом случае был плюм. Подобный “эпизод разогрева” между образованием юрских и мел-третичных кимберлитов, связанный, возможно, с плюмовой активностью эпохи раскрытия Южной Атлантики, предполагается в истории алмазов штата Рондонья, Бразилия (Hunt et al., 2009).

Особого объяснения, однако, требует практическое отсутствие минералов со сверхглубинными характеристиками в якутских кимберлитах; *P-T* условия их образования, судя по подробным исследованиям (Ashchepkov et al., 2010), ограничиваются низами литосферы – верхами астеносферы. Плюмы/LIPs могут не только извлекать алма-

зы и поднимать их к поверхности, но и разрушать алмазы в “алмазном окне” под действием температуры. Поэтому Якутско-Вилюйский LIP/плюм возрастом 370 млн лет вынес к поверхности большое количество алмазов, а затем через 50 млн лет термальный пульс разрушил “алмазное окно” и последующий LIP/плюм в 245–220 млн лет прошел через безалмазную литосферу. Предполагается и возможность обратного процесса с восстановлением алмазов (Ernst et al., 2018).

ВЫВОДЫ

Вынос сверхглубинных алмазов с глубин переходной зоны и нижней мантии на поверхность – неоспоримое свидетельство конвекции (в виде плюмовой активности) в мантии (Davies et al., 2004a, Doucet et al., 2021). Таким образом, новыми фактами пополняется независимый источник сведений, подтверждающий реальность существования плюмов, охватывающих всю мантию, что немало важно на фоне постоянно возобновляющейся дискуссии о плюмах и их классификации по глубинности зарождения (Courtillet et al., 2003; Пучков, 2009, 2016; см. также ссылки в этих работах). Одновременно не следует недооценивать и роль противоположно направленных ветвей конвекции, а именно субдукционных. Как отмечает Л. Когарко (Kogarko, 2022), хондритовая мантия Земли изначально содержит очень небольшие объемы щелочных элементов со значительным преобладанием Na над K. Следовательно, источником щелочных пород, в том числе кимберлитов и карбонатов, является не хондритовая мантия, а скорее всего, участки мантии, измененные под влиянием синдицированного корового материала, проникавшего на большие глубины, вплоть до верхней поверхности ядра.

Необходимо также отметить, что исследователи, изучающие минеральные включения в алмазах, особенно когда это касается сверхглубинных алмазов, сталкиваются с трудностями, связанными с тем, что изучаемые минералы на пути к поверхности испытывают ретроградные изменения, резорбцию, а иногда и полное растворение. Эти обстоятельства снижают вероятность встречаемости сверхглубинных минералов в алмазах и требуют особого учета при вынесении окончательных суждений о реальности существования суперглубинных плюмов “моргановского” типа. Рассмотренная в настоящей работе проблема тем не менее остается предметом интенсивных дискуссий и, несомненно, требует дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батанова В.Г., Савельева Г.Н. (2009) Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы. *Геология и геофизика*, **50**(9), 992–1012.
- Галимов Э.М., Каминский Ф.В. (2021) Алмазы в океанической литосфере. Вулканические алмазы и алмазы в офиолитах. *Геохимия*, **66**(1), 3–14.
- Добрецов Н.Л. (2011) Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т, 492 с.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В. (2006) О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии. *Геология и геофизика*, **47**(10), 1060–1074.
- Иванов К.С. (2013) К вопросу об алмазоносности ультрабазитов Урала. *Урал. геол. журн.*, **5**(95), 32–36.
- Лобковский Л.И., Рамазанов М.М., Котелкин В.Д. (2021) Развитие модели верхнемантийной конвекции, сопряженной с зоной субдукции, с приложениями к мел-кайнозойской геодинамике Центрально-Восточной Азии и Арктики. *Геодинамика и тектонофизика*, **12**(3), 456–470. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0533>
- Похиленко Н.П., Шумилова Т.Г., Афанасьев В.П., Литасов К.Д. (2019) Находки алмазов на Камчатке (вулканы Толбачик и Авачинский): природный феномен или контаминация синтетическим материалом? *Геология и геофизика*, **60**(5), 606–618.
- Пучков В.Н. (2009) “Великая дискуссия” о плюмах: так кто же все-таки прав? *Геотектоника*, (1), 3–22.
- Пучков В.Н. (2016) Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов. *Геотектоника*, (4), 88–104.
- Пучков В.Н. (2017) Оставляет ли базальтоидная магма следы в мантийных перидотитах при своем перемещении к земной поверхности? *Геологический сборник № 14. Информ. мат-лы ИГ УНЦ РАН. СПб.: Свое издательство*, 149–151.
- Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю. (2010) Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 140 с.
- Рингвуд А.Е. (1981) Состав и петрология мантии Земли. (Пер. с англ. под ред. М.А. Богомолова, Т.И. Фроловой). М.: Недра, 584 с.
- Соболев Н.В. (1974) Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 263 с.
- Anzolini C. (2018) Depth of formation of super-deep diamonds. *Plinius*, **44**, 1–7.
- Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Afanasieva V.P., Pokhilenkova L.N., Kuligin S.S., Malygina E.V., Alymova N.A., Kostrovitsky S.I., Rotman A.Y., Mityukhin S.I., Karpenko M.A., Stegnitsky Y.B., Khemelnikova O.S. (2010) Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study. *Tectonophysics*, **485**, 17–41.
- Baruah A., Gupta A.K., Mandala N., Singh R.N. (2013) Rapid ascent conditions of diamond-bearing kimberlitic magmas: Findings from highpressure-temperature experiments and finite element modeling. *Tectonophysics*, **594**, 13–26.
- Brenker F., Nestola F., Brenker L., Peruzzo L., Secco L., Harris J.W. (2018) Breyite, IMA 2018-062, CNMNC Newsletter No. 45, October 2018. *Eur. J. Mineral.*, **30**, 1037–1043.
- Brenker F.E., Stachel T., Harris J.W. (2002) Exhumation of

- lower mantle inclusions in diamond: ATEM investigation of retrograde phase transitions, reactions and exsolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **198**, 1-9.
- Bulanova G.P., Smith C.B., Kohn S.C., Walter M.J., Gombo L., Kearns S. (2008) Machado River, Brazil – a newly recognised ultradeep diamond occurrence. *9th International Kimberlite Conference: Extended Abstract*, No. 9IKC-A-00233. <https://doi.org/10.29173/ikc3471>
- Bulanova G.P., Wiggers de Vries D.F., Pearson D.G., Beard A., Mikhail S., Smelov A.P., Davies R. (2014) An eclogitic diamond from Mir pipe (Yakutia), recording two growth events from different isotopic source. *Chem. Geol.*, **381**, 40-54.
- Burgess R., Kiviets G.B., Harris J.W. (2004) Ar-Ar age determinations of eclogitic clinopyroxene and garnet inclusions in diamonds from the Venetia and Orapa kimberlites. *Lithos*, **77**(1-4), 113-124.
- Cid J.P., Nardi L.V.S., Cid C.P., Gisbert P.E., Balzaretta N.M. (2014) Acid compositions in a veined-lower mantle, as indicated by inclusions of (K, Na)-Hollandite + SiO₂ in diamonds. *Lithos*, **196-197**, 42-53.
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. (2003) Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **205**(3/4), 295-308. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01048-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8)
- Davies R.M., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., McCandless T.E. (2004a) Inclusions in diamonds from the K14 and K10 kimberlites, Buffalo Hills, Alberta, Canada: diamond growth in a plume? *Lithos*, **77**(1-4), 99-111.
- Davies R.M., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Doyle B.J. (2004b) Mineral inclusions and geochemical characteristics of microdiamonds from the DO27, A154, A21, A418, DO18, DD17 and Ranch Lake kimberlites at Lac de Gras, Slave Craton, Canada. *Lithos*, **77**(1-4), 39-55.
- Doucet L.S., Li Zheng-Xiang, El Dien H.G. (2021) Oceanic and super-deep continental diamonds share a transition zone origin and mantle plume transportation. *Nature Sci. Rep.*, **11**, 16958. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-96286-8>
- Ernst R.E. (2014) Large Igneous Provinces. Cambridge, Cambridge University Press, 633 p.
- Ernst R.E., Davies D.R., Jowitt S.M., Campbell I.H. (2018) When do mantle plumes destroy diamonds? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **502**, 244-252.
- Fedortchouk Y., Liebske C., McCammon C. (2019) Diamond destruction and growth during mantle metasomatism: An experimental study of diamond resorption features. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **506**, 493-506.
- Foulger G.F. (2018) Are mantle plumes real? *Durham Workshop on Realism & the Earth Sciences*, 15-16 January. URL: <http://www.mantleplumes.org/PPPs.html>
- Frost D.J. (2008) The upper mantle and transition zone. *Elements*, **4**, 171-176.
- Harte B. (2010) Diamond formation in the deep mantle: the record of mineral inclusions and their distribution in relation to mantle dehydration zones. *Mineral. Mag.*, **74**(2), 189-215.
- Harte B., Hudson N.C.F. (2013) Mineral Associations in Diamonds from the Lowermost Upper Mantle and Uppermost Lower Mantle. *Proc. 10th Int. Kimberlite Conf.* Vol. 1. (Eds D.G. Pearson et al.). New Delhi, Springer, 235-253. <https://doi.org/10.1007/978-81-322-1170-9>
- Hayman P.C., Kopylova M.G., Kaminsky F.V. (2005) Lower mantle diamonds from Rio Soriso (Juina area, Mato Grosso, Brazil). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **149**, 430-445. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0657-8>
- Hunt L., Stachel T., Morton R., Grütter H., Crease R.A. (2009) The Carolina kimberlite, Brazil—Insights into an unconventional diamond deposit. *Lithos*, **112S**, 843-85.
- Joswig W., Stachel T., Harris J.W., Baur W.H., Brey G.P. (1999) New Ca-silicate inclusions in diamonds – tracers from the lower mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **173**, 1-6.
- Kaminsky F. (2012) Mineralogy of the lower mantle: a review of 'super-deep' mineral inclusions in diamond. *Earth Sci. Rev.*, **110**(1), 127-147.
- Kaminsky F. (2020) Basic problems concerning the composition of the Earth's lower mantle. *Lithos*, 364-365, 105515. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105515>
- Kaminsky F., Wirth R. (2011) Iron carbide inclusions in lower-mantle diamond from Juina, Brazil. *Canad. Mineral.*, **49**(2), 555-572.
- Kaminsky F., Wirth R. (2017) Nitrides and carbonitrides from the lowermost mantle and their importance in the search for Earth's "lost" nitrogen. *Amer. Mineral.*, **102**, 1667-1676.
- Kaminsky F., Wirth R., Schreiber A. (2013) Carbonatitic inclusions in deep mantle diamond from Juina, Brazil: New minerals in the carbonate-halide association. *Canad. Miner.*, **51**(5), 669-688. <https://doi.org/10.3749/canmin.51.5.669>
- Kaminsky F., Ryabchikov I.D., Wirth R. (2015) A primary natrocarbonatitic association in the Deep Earth. *Mineral. Petrol.*, **110**. <https://doi.org/10.1007/s00710-015-0368-4>
- Kaminsky F., Khachatryan G.K., Andreatza P., Araujo D., Griffin W.L. (2009a) Superdeep diamonds from kimberlites in the Juina area, Mato Grosso State, Brazil. *Lithos*, **112S**(2), 833-842.
- Kaminsky F., Wirth R., Matsyuk S., Schreiber A., Thomas R. (2009b) Nyerereite and nahcolite inclusions in diamond: evidence for lower-mantle carbonatitic magmas. *Mineral. Mag.*, **73**(5), 797-816.
- Kaminsky F., Sablukov S.M., Belousova E.A., Andreatza P., Tremblay M., Griffin W.L. (2010) Kimberlitic sources of super-deep diamonds in the Juina area, Mato Grosso State, Brazil. *Lithos*, **114**(1-2), 16-29.
- Kerschhofer L., Schärer U., Deutsch A. (2000) Evidence for crystals from the lower mantle: baddeleyite megacrysts of the Mbuji Mayi kimberlite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **179**, 219-225.
- Kesson S.E., Fitz Gerald J.D. (1992) Partitioning of MgO, FeO, NiO, MnO and Cr₂O₃ between magnesium silicate perovskite and magnesiowüstite: implications for the origin of inclusions in diamond and the composition of the lower mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **111**(2-4), 229-240. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90181-T](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90181-T)
- Kogarko L.N. (2022) Plume related kimberlites and carbonatites. *Mineral. Petrol.*, <https://doi.org/10.1007/s00710-022-00789-9>
- Kogarko L.N., Veselovskiy R. (2017) Geodynamic regime of the carbonatites (absolute paleotectonic reconstructions). *Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits*. Proc. of XXXIV International Conference. Moscow: GEOKHI RAS, 105-108.
- Lyakhov A., Oganov A., Stokes H., Zhu Q. (2012) New developments in evolutionary structure prediction algorithm USPEX. *Computer Phys. Communications*, **184**. <https://doi.org/10.1016/j.cpc.2012.12.009>
- Maruyama S., Safonova I. (2019) Orogeny and mantle dy-

- namics – role of tectonic erosion and second continent in the mantle transition zone. Novosibirsk: IPC NSU, 208 p.
- Moore R.U., Utter M.L., Rickard R.S., Harris J.W., Gurney J.J. (1986) The occurrence of moissanite and ferro-periclase as inclusions in diamond. *4th International Kimberlite Conference Extended Abstracts*. Perth: Geological Society of Australia Abstracts, **16**, 409-411. <https://doi.org/10.29173/ikc1186>
- Morgan W.J. (1971) Convective Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, **230**, 42-43.
- Navon O., Wirth R., Schmidt C., Jablon B.M., Schreiber A., Emmanuel S. (2017) Solid molecular nitrogen (6-N₂) inclusions in Juina diamonds: Exsolution at the base of the transition zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **464**, 237-247. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.035>
- Nestola F., Burnham A., Peruzzo L., Tauro L., Alvaro M., Walter M., Gunter M., Anzolini Ch., Kohn S. (2016) Tetragonal almandine-pyrope phase, TAPP: Finally a name for it, the new mineral jeffbenite. *Mineral. Mag.*, **80**. <https://doi.org/10.1180/minmag.2016.080.059>
- Nestola F., Korolev N., Kopylova M., Rotiroti N., Pearson D.G., Pamato M.G., Alvaro M., Peruzzo L., Gurney J.J., Moore A.E., Davidson J. (2018) CaSiO₃ perovskite in diamond indicates the recycling of oceanic crust into the lower mantle. *Nature*, **555**, 237-241. <https://doi.org/10.1038/nature25972>
- Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S. (2021) The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt. *Precamb. Res.*, **361**, 106186.
- Qin F., Qin S., Prakapenka V.B. (2020) High pressure behaviors and novel high-pressure phase of Si₃N₄ and TiN. *Lithos*, **372-373**(1), 105677. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105677>
- Richardson S.H., Shirey S.B., Harris J.W. (2004) Episodic diamond genesis at Jwaneng, Botswana, and implications for Kaapvaal craton evolution. *Lithos*, **77**(1-4), 143-154.
- Rudolph M.L., Lekić V., Lithgow-Bertelloni C. (2015) Viscosity jump in Earth's mid-mantle. *Science*, **350**(6266), 1349-1352. <https://doi.org/10.1126/science.aad1929>
- Schulze D.J., Harte B., Valley J.W., De R. Channer D.M. (2004) Evidence of subduction and crust-mantle mixing from a single diamond. *Lithos*, **77**(1-4), 349-358. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.022>
- Scott Smith B.H., Danchin R.V., Harris J.W., Stracke K.J. (1984) Kimberlites near Orreroo, South Australia. *Kimberlites 1: Kimberlites and Related Rocks*. (Ed. J. Kornprobst). Amsterdam, Elsevier, 121-142. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42273-6.50017-1>
- Smith E.M., Shirey S.B., Richardson S.H., Nestola F., Bullock E.S., Wang J., Wang Y. (2018) Blue boron-bearing diamonds from Earth's lower mantle. *Nature*, **560**, 84-86.
- Stachel T., Brey G.P., Harris J.W. (2005) Inclusions in Sublithospheric Diamonds: Glimpses of Deep Earth. *Elements*, **1**(2), 73-78.
- Stachel T., Harris J.W., Brey G.P., Joswig W. (2000) Kankan diamonds (Guinea) II: lower mantle inclusion parageneses. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**, 16-27.
- Stachel T., Harris J.W., Aulbach S., Deines P. (2002) Kankan diamonds (Guinea) III: 61JC and nitrogen characteristics of deep diamonds. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**(4), 465-475.
- Stixrude L., Lithgow-Bertelloni C. (2007) Influence of phase transformations on lateral heterogeneity and dynamics in Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **263**, 45-55.
- Tappert R., Stachel T., Harris J.W., Shimizu N., Brey G.P. (2005a) Mineral inclusions in diamonds from the Slave Province, Canada. *Europ. J. Mineral.*, **17**(3), 423-440.
- Tappert R., Stachel T., Harris J.W., Muehlenbachs K., Ludwig T., Brey G. (2005b) Diamonds from Jagersfontein (South Africa): messengers from the sublithospheric mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **150**(5), 505-522.
- Tappert R., Foden J., Stachel T., Muehlenbachs K., Tappert M., Wills K. (2009) The diamonds of South Australia. *Lithos*, **112S**, 806-821.
- Torsvik T.H., Burke K., Steinberger B., Webb S.J., Ashwal L.D. (2010) Diamonds sampled by plumes from the core-mantle boundary. *Nature*, **466**, 352-355. <https://doi.org/10.1038/nature09216>
- Tschauner O., Ma Ch., Beckett J.R., Prescher C., Prakapenka V.B., Rossman G.R. (2014) Discovery of bridgmanite, the most abundant mineral in Earth, in a shocked meteorite. *Science*, **346**(6213), 1100-1102. <https://doi.org/10.1126/science.1259369>
- Tschauner O., Huang S., Greenberg E., Prakapenka V.B., Ma Ch., Rossman G.R., Shen A.H., Zhang D., Newville M., Lanzirotti A., Tait K. (2018) Ice-VII inclusions in diamonds: evidence for aqueous fluid in Earth's deep mantle. *Science*, **359**(6380), 1136-1139. <https://doi.org/10.1126/science.aao3030>
- Walter M.J., Kohn S.C., Araujo D., Bulanova G.P., Smith C.B., Gaillou E., Wang J., Steele A., Shirey S.B. (2011) Deep mantle cycling of oceanic crust: evidence from diamonds and their mineral inclusions. *Science*, **334**, 54-57.
- Wirth R., Dobrzhinetskaya L., Harte B., Schreiber A., Green H.W. (2014) High-Fe (Mg, Fe)O inclusion in diamond apparently from the lowermost mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **404**, 365-375.
- Zedgenizov D.A., Litasov K.D. (2017) Looking for “missing” nitrogen in the deep Earth. *Mineralogist*, **102**, 1769-1770.
- Zedgenizov D.A., Kagi H., Shatsky V.S., Ragozin A.L. (2014) Local variations of carbon isotope composition in diamonds from São-Luis (Brazil): Evidence for heterogeneous carbon reservoir in sublithospheric mantle. *Chem. Geol.*, **363**, 114-124. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.033>
- Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kagi H., Yurimoto H., Shatsky V.S. (2019) SiO₂ Inclusions in Sublithospheric Diamonds. *Geochem. Int.*, **57**(9), 964-972.
- Zedgenizov D., Kagi H., Ohtani E., Tsujimorie T., Komatsu K. (2020) Retrograde phases of former bridgmanite inclusions in superdeep diamonds. *Lithos*, **370-371**, 105659. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105659>

REFERENCES

- Anzolini C. (2018) Depth of formation of super-deep diamonds. *Plinius*, **44**, 1-7.
- Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Afanasieva V.P., Pokhilenkova L.N., Kuligin S.S., Malygina E.V., Alymova N.A., Kostrovitsky S.I., Rotman A.Y., Mityukhin S.I., Karpenko M.A., Stegnitsky Y.B., Khemel'nikova O.S. (2010) Structure

- and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study. *Tectonophysics*, **485**, 17-41.
- Baruah A., Gupta A.K., Mandala N., Singh R.N. (2013) Rapid ascent conditions of diamond-bearing kimberlitic magmas: Findings from highpressure-temperature experiments and finite element modeling. *Tectonophysics*, **594**, 13-26.
- Batanova V.G., Savelieva G.N. (2009) Migration of melts in the mantle under spreading zones and genesis of dunites of substitution: a review of the problem. *Russ. Geol. Geophys.*, **50**(9), 763-778 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **50**(9), 992-1012).
- Brenker F., Nestola F., Brenker L., Peruzzo L., Secco L., Harris J.W. (2018) Breyite, IMA 2018-062, CNMNC Newsletter No. 45, October 2018. *Eur. J. Mineral.*, **30**, 1037-1043.
- Brenker F.E., Stachel T., Harris J.W. (2002) Exhumation of lower mantle inclusions in diamond: ATEM investigation of retrograde phase transitions, reactions and exsolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **198**, 1-9.
- Bulanova G.P., Smith C.B., Kohn S.C., Walter M.J., Gobbio L., Kearns S. (2008) Machado River, Brazil – a newly recognised ultradeep diamond occurrence. *9th International Kimberlite Conference: Extended Abstract*, No.9IKC-A-00233. <https://doi.org/10.29173/ikc3471>
- Bulanova G.P., Wiggers de Vries D.F., Pearson D.G., Beard A., Mikhail S., Smelov A.P., Davies R. (2014) An eclogitic diamond from Mir pipe (Yakutia), recording two growth events from different isotopic source. *Chem. Geol.*, **381**, 40-54.
- Burgess R., Kiviets G.B., Harris J.W. (2004) Ar-Ar age determinations of eclogitic clinopyroxene and garnet inclusions in diamonds from the Venetia and Orapa kimberlites. *Lithos*, **77**(1-4), 113-124.
- Cid J.P., Nardi L.V.S., Cid C.P., Gisbert P.E., Balzaretto N.M. (2014) Acid compositions in a veined-lower mantle, as indicated by inclusions of (K, Na)-Hollandite + SiO₂ in diamonds. *Lithos*, **196-197**, 42-53.
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. (2003) Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **205**(3/4), 295-308. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01048-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8)
- Davies R.M., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Doyle B.J. (2004b) Mineral inclusions and geochemical characteristics of microdiamonds from the DO27, A154, A21, A418, DO18, DD17 and Ranch Lake kimberlites at Lac de Gras, Slave Craton, Canada. *Lithos*, **77**(1-4), 39-55.
- Davies R.M., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., McCandless T.E. (2004a) Inclusions in diamonds from the K14 and K10 kimberlites, Buffalo Hills, Alberta, Canada: diamond growth in a plume? *Lithos*, **77**(1-4), 99-111.
- Dobretsov N.L. (2011) Basic ideas of tectonics and geodynamics. Novosibirsk, Novosib. State University, 492 p. (In Russ.)
- Doucet L.S., Li Zheng-Xiang, El Dien H.G. (2021) Oceanic and super-deep continental diamonds share a transition zone origin and mantle plume transportation. *Nature Sci. Rep.*, **11**, 16958. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-96286-8>
- Ernst R.E. (2014) Large Igneous Provinces. Cambridge, Cambridge University Press, 633 p.
- Ernst R.E., Davies D.R., Jowitt S.M., Campbell I.H. (2018) When do mantle plumes destroy diamonds? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **502**, 244-252.
- Fedorotchkou Y., Liebske C., McCammon C. (2019) Diamond destruction and growth during mantle metasomatism: An experimental study of diamond resorption features. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **506**, 493-506.
- Foulger G.F. (2018) Are mantle plumes real? *Durham Workshop on Realism & the Earth Sciences*, 15-16 January. URL: <http://www.mantleplumes.org/PPPs.html>
- Frost D.J. (2008) The upper mantle and transition zone. *Elements*, **4**, 171-176.
- Galimov E.M., Kaminsky F.V. (2021) Diamond in the oceanic lithosphere. Volcanic diamonds and diamonds in ophiolites. *Geochem. Int.*, **59**(1), 1-11 (translated from *Geokhimiya*, **66**(1), 3-14).
- Harte B. (2010) Diamond formation in the deep mantle: the record of mineral inclusions and their distribution in relation to mantle dehydration zones. *Mineral. Mag.*, **74**(2), 189-215.
- Harte B., Hudson N.C.F. (2013) Mineral Associations in Diamonds from the Lowermost Upper Mantle and Uppermost Lower Mantle. *Proc. 10th Int. Kimberlite Conf.* Vol. 1. (Eds D.G. Pearson et al.). New Delhi, Springer, 235-253. <https://doi.org/10.1007/978-81-322-1170-9>
- Hayman P.C., Kopylova M.G., Kaminsky F.V. (2005) Lower mantle diamonds from Rio Soriso (Juina area, Mato Grosso, Brazil). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **149**, 430-445. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0657-8>
- Hunt L., Stachel T., Morton R., Grütter H., Crease R.A. (2009) The Carolina kimberlite, Brazil – Insights into an unconventional diamond deposit. *Lithos*, **112S**, 843-85.
- Ivanov K.S. (2013) On the question of diamonds in ultramafic rocks of the Urals. *Ural. geol. zhurn.*, **5**(95), 32-36. (In Russ.)
- Joswig W., Stachel T., Harris J.W., Baur W.H., Brey G.P. (1999) New Ca-silicate inclusions in diamonds – tracers from the lower mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **173**, 1-6.
- Kaminsky F., Wirth R., Schreiber A. (2013) Carbonatitic inclusions in deep mantle diamond from Juina, Brazil: New minerals in the carbonate-halide association. *Canad. Miner.*, **51**(5), 669-688. <https://doi.org/10.3749/canmin.51.5.669>
- Kaminsky F., Ryabchikov I.D., Wirth R. (2015) A primary natrocarbonatitic association in the Deep Earth. *Mineral. Petrol.*, **110**. <https://doi.org/10.1007/s00710-015-0368-4>
- Kaminsky F. (2012) Mineralogy of the lower mantle: a review of 'super-deep' mineral inclusions in diamond. *Earth Sci. Rev.*, **110**(1), 127-147.
- Kaminsky F., Wirth R., Matsyuk S., Schreiber A., Thomas R. (2009b) Nyerereite and nahcolite inclusions in diamond: evidence for lower-mantle carbonatitic magmas. *Mineral. Mag.*, **73**(5), 797-816.
- Kaminsky F.V. (2020) Basic problems concerning the composition of the Earth's lower mantle. *Lithos*, 364-365, 105515. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105515>
- Kaminsky F.V., Khachatryan G.K., Andreazza P., Araujo D., Griffin W.L. (2009a) Superdeep diamonds from kimberlites in the Juina area, Mato Grosso State, Brazil. *Lithos*, **112S**(2), 833-842.
- Kaminsky F.V., Sablukov S.M., Belousova E.A., Andreazza P., Tremblay M., Griffin W.L. (2010) Kimberlitic sources of super-deep diamonds in the Juina area, Mato Grosso State, Brazil. *Lithos*, **114**(1-2), 16-29.
- Kaminsky F.V., Wirth R. (2011) Iron carbide inclusions in lower-mantle diamond from Juina, Brazil. *Canad. Mi-*

- neral., **49**(2), 555-572.
- Kaminsky F.V., Wirth R. (2017) Nitrides and carbonitrides from the lowermost mantle and their importance in the search for Earth's "lost" nitrogen. *Amer. Mineral.*, **102**, 1667-1676.
- Kerschhofer L., Schärer U., Deutsch A. (2000) Evidence for crystals from the lower mantle: baddeleyite megacrysts of the Mbuji Mayi kimberlite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **179**, 219-225.
- Kesson S.E., Fitz Gerald J.D. (1992) Partitioning of MgO, FeO, NiO, MnO and Cr₂O₃ between magnesium silicate perovskite and magnesiowüstite: implications for the origin of inclusions in diamond and the composition of the lower mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **111**(2-4), 229-240. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90181-T](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90181-T)
- Kogarko L., Veselovskiy R. (2017) Geodynamic regime of the carbonatites (absolute paleotectonic reconstructions). *Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits*. Proc. of XXXIV International Conference. Moscow, GEOKHI RAS, 105-108.
- Kogarko L.N. (2022) Plume related kimberlites and carbonatites. *Mineral. Petrol.*, <https://doi.org/10.1007/s00710-022-00789-9>
- Lobkovsky L.I., Ramazanov M.M., Kotelkin V.D. (2021) Upper mantle convection related to subduction zone and application of the model to investigate the Cretaceous-Cenozoic geodynamics of central east Asia and the Arctic. *Geodynamics & Tectonophysics*, **12**(3), 456-470. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0533>
- Lyakhov A., Oganov A., Stokes H., Zhu Q. (2012) New developments in evolutionary structure prediction algorithm USPEX. *Computer Phys. Communications*, **184**. <https://doi.org/10.1016/j.cpc.2012.12.009>
- Maruyama S., Safonova I. (2019) Orogeny and mantle dynamics – role of tectonic erosion and second continent in the mantle transition zone. Novosibirsk, IPC NSU, 208 p.
- Moore R.U., Utter M.L., Rickard R.S., Harris J.W., Gurney J.J. (1986) The occurrence of moissanite and ferro-periclase as inclusions in diamond. *4th International Kimberlite Conference Extended Abstracts*. Perth, Geological Society of Australia Abstracts, **16**, 409-411. <https://doi.org/10.29173/ikc1186>
- Morgan W.J. (1971) Convective Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, **230**, 42-43.
- Navon O., Wirth R., Schmidt C., Jablon B.M., Schreiber A., Emmanuel S. (2017) Solid molecular nitrogen (6-N₂) inclusions in Juina diamonds: Exsolution at the base of the transition zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **464**, 237-247. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.035>
- Nestola F., Burnham A., Peruzzo L., Tauro L., Alvaro M., Walter M., Gunter M., Anzolini Ch., Kohn S. (2016) Tetragonal almandine-pyrope phase, TAPP: Finally a name for it, the new mineral jeffbenite. *Mineral. Mag.*, **80**. <https://doi.org/10.1180/minmag.2016.080.059>
- Nestola F., Korolev N., Kopylova M., Rotiroti N., Pearson D.G., Pamato M.G., Alvaro M., Peruzzo L., Gurney J.J., Moore A.E., Davidson J. (2018) CaSiO₃ perovskite in diamond indicates the recycling of oceanic crust into the lower mantle. *Nature*, **555**, 237-241. <https://doi.org/10.1038/nature25972>
- Pokhilenko N.P., Shumilova T.G., Afanasiev V.P., Litsov K.D. (2019) Diamonds in the Kamchatka Peninsula (Tolbachik and Avacha Volcanoes): natural origin or contamination? *Russ. Geol. Geophys.*, **60**(5), 463-472 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **60**(5), 606-618). <https://doi.org/10.15372/RGG2019024>
- Puchkov V.N. (2009) The Controversy over Plumes: Who is actually right? *Geotectonics*, **43**(1), 1-17 (translated from *Geotektonika*, (1), 3-22). <https://doi.org/10.1134/S0016852109010014>
- Puchkov V.N. (2016) Relationship between plume and plate tectonics. *Geotectonics*, **50**(4), 425-428 (translated from *Geotektonika*, (4), 88-104). <https://doi.org/10.1134/S0016852116040075>
- Puchkov V.N. (2017) Does basaltoid magma leave traces in mantle peridotites as it moves toward the Earth's surface? *Geological collection No. 14. Information materials of the IG USC RAS*. St.Petersburg, Svoe izdatel'stvo Publ., 149-151. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S. (2021) The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt. *Pre-camb. Res.*, **361**, 106186.
- Puscharovsky Yu.M., Puscharovsky D.Yu. (2010) Geology of the Earth's mantle. Moscow, GEOS, 140 p. (In Russ.)
- Qin F., Qin S., Prakapenka V.B. (2020) High pressure behaviors and novel high-pressure phase of Si₃N₄ and TiN. *Lithos*, **372-373**(1), 105677. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105677>
- Richardson S.H., Shirey S.B., Harris J.W. (2004) Episodic diamond genesis at Jwaneng, Botswana, and implications for Kaapvaal craton evolution. *Lithos*, **77**(1-4), 143-154.
- Ringwood A.E. (1981) Composition and petrology of the Earth's mantle. Moscow, Nedra Publ., 584 p. (In Russ.)
- Rudolph M.L., Lekić V., Lithgow-Bertelloni C. (2015) Viscosity jump in Earth's mid-mantle. *Science*, **350**(6266), 1349-1352. <https://doi.org/10.1126/science.aad1929>
- Schulze D.J., Harte B., Valley J.W., De R. Channer D.M. (2004) Evidence of subduction and crust-mantle mixing from a single diamond. *Lithos*, **77**(1-4), 349-358. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.022>
- Scott Smith B.H., Danchin R.V., Harris J.W., Stracke K.J. (1984) Kimberlites near Orreroo, South Australia. *Kimberlites I: Kimberlites and Related Rocks*. (Ed. J. Kornprobst). Amsterdam, Elsevier, 121-142. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42273-6.50017-1>
- Smith E.M., Shirey S.B., Richardson S.H., Nestola F., Bullock E.S., Wang J., Wang W. (2018) Blue boron-bearing diamonds from Earth's lower mantle. *Nature*, **560**, 84-86.
- Sobolev N.V. (1974) Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle. Novosibirsk, Nauka Publ., 263 p. (In Russ.)
- Stachel T., Brey G.P., Harris J.W. (2005) Inclusions in Sublithospheric Diamonds: Glimpses of Deep Earth. *Elements*, **1**(2), 73-78.
- Stachel T., Harris J.W., Aulbach S., Deines P. (2002) Kankan diamonds (Guinea) III: 61JC and nitrogen characteristics of deep diamonds. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**(4), 465-475.
- Stachel T., Harris J.W., Brey G.P., Joswig W. (2000) Kankan diamonds (Guinea) II: lower mantle inclusion parageneses. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**, 16-27.
- Stixrude L., Lithgow-Bertelloni C. (2007) Influence of phase transformations on lateral heterogeneity and dynamics in Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **263**, 45-55.

- Tappert R., Foden J., Stachel T., Muehlenbachs K., Tappert M., Wills K. (2009) The diamonds of South Australia. *Lithos*, **112S**, 806-821.
- Tappert R., Stachel T., Harris J.W., Muehlenbachs K., Ludwig T., Brey G. (2005b) Diamonds from Jagersfontein (South Africa): messengers from the sublithospheric mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **150**(5), 505-522.
- Tappert R., Stachel T., Harris J.W., Shimizu N., Brey G.P. (2005a) Mineral inclusions in diamonds from the Slave Province, Canada. *Europ. J. Mineral.*, **17**(3), 423-440.
- Torsvik T.H., Burke K., Steinberger B., Webb S.J., Ashwal L.D. (2010) Diamonds sampled by plumes from the core-mantle boundary. *Nature*, **466**, 352-355. <https://doi.org/10.1038/nature09216>
- Tschauner O., Huang S., Greenberg E., Prakashenka V.B., Ma Ch., Rossman G.R., Shen A.H., Zhang D., Newville M., Lanzirrotti A., Tait K. (2018) Ice-VII inclusions in diamonds: evidence for aqueous fluid in Earth's deep mantle. *Science*, **359**(6380), 1136-1139. <https://doi.org/10.1126/science.aao3030>
- Tschauner O., Ma Ch., Beckett J.R., Prescher C., Prakashenka V.B., Rossman G.R. (2014) Discovery of bridgmanite, the most abundant mineral in Earth, in a shocked meteorite. *Science*, **346**(6213), 1100-1102. <https://doi.org/10.1126/science.1259369>
- Walter M.J., Kohn S.C., Araujo D., Bulanova G.P., Smith C.B., Gaillou E., Wang J., Steele A., Shirey S.B. (2011) Deep mantle cycling of oceanic crust: evidence from diamonds and their mineral inclusions. *Science*, **334**, 54-57.
- Wirth R., Dobrzynetska L., Harte B., Schreiber A., Green H.W. (2014) High-Fe (Mg, Fe)O inclusion in diamond apparently from the lowermost mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **404**, 365-375.
- Zedgenizov D., Kagi H., Ohtani E., Tsujimorie T., Komatsu K. (2020) Retrograde phases of former bridgmanite inclusions in superdeep diamonds. *Lithos*, **370-371**, 105659. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105659>
- Zedgenizov D.A., Kagi H., Shatsky V.S., Ragozin A.L. (2014) Local variations of carbon isotope composition in diamonds from São-Luis (Brazil): Evidence for heterogeneous carbon reservoir in sublithospheric mantle. *Chem. Geol.*, **363**, 114-124. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.033>
- Zedgenizov D.A., Litasov K.D. (2017) Looking for "missing" nitrogen in the deep Earth. *Mineralogist*, **102**, 1769-1770.
- Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kagi H., Yurimoto H., Shatsky V.S. (2019) SiO₂ Inclusions in Sublithospheric Diamonds. *Geochem. Int.*, **57**(9), 964-972.
- Zorin Y.A., Turutanov E.K., Kozhevnikov V.M., Rasskazov S.V., Ivanov A.V. (2006) The nature of cenozoic upper mantle plumes in East Siberia (Russia) and Central Mongolia. *Russ. Geol. Geophys.*, **47**(10), 1046-1059 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **47**(10), 1060-1074).

УДК 549.01/549.057

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-4-491-499

Особенности проникновения Fe в матрицу из $\text{CaCO}_3 \pm$ оливин \pm серпентин при давлении 4 ГПа и температуре 1400–1500°C (экспериментальные данные)

В. М. Сонин, Е. И. Жимулев, А. А. Чепуров, А. И. Туркин, А. И. Чепуров

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3,
e-mail: sonin@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 27.10.2022 г., принята к печати 16.01.2023 г.

Объект исследований. В представленном сообщении приводятся первые результаты по моделированию при высоких P - T параметрах взаимодействия CaCO_3 с металлическим Fe в присутствии оливина и серпентина в сравнении с системой CaCO_3 -Fe. Это связано с необходимостью изучения реакций декарбонизации при субдукции корового вещества в восстановленную мантию Земли в рамках проблематики глобального цикла углерода. **Методы.** Эксперимент проведен на аппарате высокого давления типа “разрезная сфера” (БАРС) при давлении 4.0 ГПа и температуре 1400–1500°C с последующим изучением полученных образцов на сканирующем электронном микроскопе, оборудованном системой химического микроанализа. **Результаты.** Установлено, что CaCO_3 неустойчив в реализованных условиях. Продуктами реакций являются карбид железа и Са-вюстит или Са-магнезиевюстит в присутствии силикатных фаз. **Выводы.** Взаимодействие CaCO_3 с металлическим Fe при высоком давлении имеет место, даже если компоненты находятся в твердом состоянии. Высокие скорости реакции при взаимодействии обеспечиваются появлением жидкого металла вследствие относительно низкой температуры плавления эвтектики в системе Fe-C. Установлено влияние силы тяжести на проникновение Fe в карбонатную матрицу, которое заключается в преимущественной инфильтрации жидкого металла между зернами карбоната. Присутствие H_2O значительно снижает температуру плавления карбоната, что приводит к увеличению диффузии компонентов и скорости реакции декарбонизации, при этом влияние силы тяжести также имеет место вследствие разности удельного веса жидкого Fe в сравнении с другими компонентами в сильно флюидизированной среде.

Ключевые слова: карбонат кальция, оливин, серпентин, железо, эксперимент, высокое давление и температура, декарбонизация

Источник финансирования

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда (грант № 21-17-00082)

Peculiarities of Fe penetration into the matrix of $\text{CaCO}_3 \pm$ olivine \pm serpentine at a pressure of 4 GPa and temperature of 1400–1500°C (experimental data)

Valery M. Sonin, Egor I. Zhimulev, Alexey A. Chepurov, Aleksandr I. Turkin, Anatoly I. Chepurov

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia,
e-mail: sonin@igm.nsc.ru

Received 27.10.2022, accepted 16.01.2023

Research subject. We present the first results on modeling of the interaction of CaCO_3 with metallic Fe in the presence of olivine and serpentine at high P - T parameters in comparison with the CaCO_3 -Fe system. The relevance of the study is related to the need to study decarbonization reactions during subduction of crustal matter into the Earth's reduced mantle within the context of the global carbon cycle. **Methods.** The experiment was carried out using a BARS high-pressure apparatus at a pressure of 4.0 GPa and temperatures of 1400–1500°C with a subsequent study of the obtained samples on a scanning electron microscope equipped with a chemical microanalysis system. **Results.** CaCO_3 was found to be unstable un-

Для цитирования: Сонин В.М., Жимулев Е.И., Чепуров А.А., Туркин А.И., Чепуров А.И. (2023) Особенности проникновения Fe в матрицу из $\text{CaCO}_3 \pm$ оливин \pm серпентин при давлении 4 ГПа и температуре 1400–1500°C (экспериментальные данные). *Литосфера*, 23(4), 491–499. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-491-499>

For citation: Sonin V.M., Zhimulev E.I., Chepurov A.A., Turkin A.I., Chepurov A.I. (2023) Peculiarities of Fe penetration into the matrix of $\text{CaCO}_3 \pm$ olivine \pm serpentine at a pressure of 4 GPa and temperature of 1400–1500°C (experimental data). *Lithosphere (Russia)*, 23(4), 491–499. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-491-499>

© В.М. Сонин, Е.И. Жимулев, А.А. Чепуров, А.И. Туркин, А.И. Чепуров, 2023

der the implemented conditions. The reaction products were iron carbide and Ca-wüstite or Ca-magnesiowüstite in the presence of silicate phases. *Conclusions.* The interaction of CaCO_3 with metallic Fe at high pressure occurs even if the components are in the solid state. High reaction rates during interaction are provided by the appearance of liquid metal due to the relatively low melting temperature of the eutectic in Fe–C systems. The influence of gravity on the penetration of Fe into the carbonate matrix, which consists in the predominant infiltration of liquid metal between carbonate grains, was established. The presence of H_2O significantly reduces the melting point of carbonate, which leads to an increase in the diffusion of components and decarbonization reaction rate, while the effect of gravity also takes place due to the difference in the density of liquid Fe in comparison with other components in a highly fluidized environment.

Keywords: calcium carbonate, olivine, serpentine, iron, experiment, high pressure and temperature, decarbonatization

Funding information

The research was supported by the assignment of the Russian Science Foundation (grant No. 21-17-00082)

ВВЕДЕНИЕ

В рамках проблематики глобального цикла углерода одним из основополагающих направлений является изучение реакций декарбонизации при субдукции корового вещества в восстановленную мантию Земли: $\text{MgCO}_3 + 2\text{Fe} = 3(\text{Fe}_{2/3}\text{Mg}_{1/3})\text{O} + \text{C}_{(\text{графит/алмаз})}$ (McCammon et al., 2020). Несмотря на важность тематики, этому направлению уделяется недостаточно внимания (Liu et al., 2019). Восстановление карбоната магния при взаимодействии с металлом в свободном состоянии (Fe, Ni) с образованием оксидной фазы и элементного углерода в виде алмаза экспериментально установлено при сверхвысоких давлениях (14 и 23 ГПа), соответствующих глубокой мантии (Rohrbach, Schmidt, 2011). Подобная реакция карбоната кальция и металлического железа с образованием графита возможна при более низком давлении – 4 ГПа (Чепуров и др., 2011).

В последующие годы данной проблеме было посвящено еще несколько публикаций. Систему $\text{CaCO}_3\text{--Fe}$ при высоких значениях температуры и давления изучали в работе (Мартиросян и др., 2015) при 6 ГПа и обнаружили восстановление карбоната до кальциевого вюститита и карбида Fe_3C . В статье (Martirosyan et al., 2016) при 16 ГПа диагностировали также карбид Fe_7C_3 . Эти же авторы продолжили исследование взаимодействия железа с MgCO_3 и смесью $\text{MgCO}_3 + \text{CaCO}_3$ при 6 ГПа (Martirosyan et al., 2015). В продуктах экспериментов диагностировали карбид Fe_3C и магнезиевюстит или Самагнезиевюстит в зависимости от состава системы. Существенно магнезиальный состав карбоната ($\text{Mg}_{0.9}\text{Ca}_{0.1}\text{CO}_3\text{--Fe}$) использовали в работе (Palyanov et al., 2013) при давлении 6.5 и 7.5 ГПа в интервале температур 1000–1650°C. В продуктах экспериментов авторы указывают карбид Fe_3C , графит, магнезиевюстит, арагонит; при температуре выше 1300°C синтезировали алмаз. В статье (Martirosyan et al., 2019) изучали систему $\text{MgCO}_3\text{--Fe}$ в присутствии воды при 6, 8, 16 ГПа и 1100–1200°C.

Как указывают авторы, в продуктах экспериментов присутствовали магнезиевюстит, карбид Fe_7C_3 , графит.

В рамках краткой публикации (Жимулев и др., 2022) при взаимодействии металлического Fe с CaCO_3 (4 ГПа и 1400–1500°C) диагностировали Савюстит и карбид Fe_3C , при этом зафиксировано интересное явление, не указанное в предыдущих публикациях, – пятикратное различие скорости проникновения Fe в верхней и нижней частях образца карбоната. Рассмотрен химизм процесса, но остался не освещенным механизм проникновения Fe в CaCO_3 -матрицу. Было высказано предположение о влиянии силы тяжести на этот процесс.

Таким образом, в экспериментальных исследованиях процесса декарбонизации при взаимодействии с металлическим Fe в качестве исходных веществ использовали как CaCO_3 , так и MgCO_3 . Углерод попадает в зоны субдукции в виде органического или карбонатного вещества, причем последнего много больше (порядка 83%) и в исходном виде он представлен CaCO_3 (Clift, 2017). По современным представлениям, карбонатное вещество находится в виде осадочных отложений или жил в гидротермально измененных породах океанической коры.

В процессе субдукции повышение температуры вызывает дегидратацию водосодержащих минералов в океанической коре (Poli, Schmidt, 1995). Важным компонентом субдуцирующей океанической литосферы является серпентинизированный перидотит (Добрецов, 2010). Считается, что именно серпентин служит основным источником воды, поскольку содержит около 13 мас. % воды в виде ОН-группы. Процессу серпентинизации в научной литературе уделяется большое внимание (Whittaker, Zussman, 1956; Wicks, Zussman, 1975; Артемов, Кузнецова, 1976; Варлаков, 1986). По экспериментальным данным, серпентинизация пород перидотитовой ассоциации литосферной мантии может происходить уже при 400–500°C в результате гидротермального преобразования (Huang et al., 2020). Серпентин становится неустойчивым выше 700°C (при

высоком давлении) и разлагается на оливин и ортопироксен с выделением воды (Ulmer, Trommsdorff, 1995; Wunder, Schreyer, 1997). Выделяющаяся вода концентрируется в интерстициях между новообразованными минералами и во флюидных включениях в них (Чепуров и др., 2010). Предполагается высокая сохранность флюидной фазы, законсервированной в виде включений в минералах, при погружении оливинсодержащих пород в мантию (Чепуров и др., 2012). Таким образом, в процессе субдукции H_2O во включениях в минералах могла достигать глубин восстановленной мантии, где имелись условия стабильности металлического железа (Stagno, Frost, 2010; Stagno et al., 2015).

Исходя из изложенного, экспериментальное моделирование процесса декарбонизации целесообразно проводить с CaCO_3 (как исходного карбонатного вещества) в окружении ультрабазитовой ассоциации минералов в среде, содержащей воду. В представленном сообщении приводятся первые результаты по моделированию взаимодействия CaCO_3 с металлическим Fe в присутствии оливина и серпентина в сравнении с системой CaCO_3 –Fe при одинаковом давлении.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Исследование проводили на беспрессовом многопуансонном аппарате высокого давления типа “разрезная сфера” (БАРС) при давлении 4.0 ± 0.2 ГПа и температурах 1500°C (эксперимент 4-8 продолжительностью 1 ч) и 1400°C (эксперимент 4-10 продолжительностью 5 ч). Точность определения температуры в экспериментах составляла $\pm 25^\circ\text{C}$. Детали твердофазной ячейки высокого давления (ЯВД) изготавливали из смеси тугоплавких оксидов ZrO_2 , CaO , MgO . Методика экспериментов создана в соответствии с государственным заданием ИГМ СО РАН и детально представлена в работах (Zhimulev et al., 2018; Chepurov et al., 2021). Нагревательная система ЯВД состояла из тонкостенного трубчатого графитового нагревателя с графитовыми крышками и молибденовыми тоководами.

В центральную зону внутри нагревателя помещали капсулу из Fe марки ARMCO с толщиной стенок 1 мм, заполненную порошком химического чистого реактива CaCO_3 (эксперимент 4-8). В эксперименте 4-10 Fe-капсулу заполняли карбонатом кальция вместе с несколькими зернами природного оливина размером около 1 мм и тонкоизмельченным природным серпентином. Применяли оливин из нодулей шпинелевых лерцолитов из базальтоидов Монголии (Шаварын-Царан). Химический состав оливина, мас. %: SiO_2 – 40.47; TiO_2 – 0.01; Cr_2O_3 – 0.04; FeO – 9.00; MnO – 0.14; MgO – 49.62; CaO – 0.04; NiO – 0.41; сумма – 99.73. В исследовании использовали природный серпентин из офиолитов Восточного Саяна. Химический состав сер-

Таблица 1. Условия экспериментов в Fe-капсулах

Table 1. Experimental conditions in Fe-capsules

Опыт	P, ГПа	T, °C	t, ч	Состав образцов, %
4-8	4	1500	1	CaCO_3 – 100
4-10	4	1400	5	CaCO_3 – 50 Оливин – 45 Серпентин – 5

пентина, мас. %: SiO_2 – 41.53; TiO_2 – 0.02; Al_2O_3 – 0.95; Fe_2O_3 – 2.74; MnO – 0.14; MgO – 42.15; CaO – 0.05; Na_2O – 0.30; K_2O – 0.02; P_2O_5 – 0.00; п.п.п. – 12.42; сумма – 100.32 (состав определен методом РФА). Навеска образца в эксперименте 4-10 составляла: 50 мас. % CaCO_3 , 45 мас. % оливина и 5 мас. % серпентина (табл. 1). Сверху капсулу закрывали Fe-крышкой. Использование капсул из Fe задает стремление системы к равновесию по кислороду на уровне буфера железо–вюстит. Размеры Fe-капсулы: внешний диаметр 8 мм, высота 4 мм, что позволяло детально исследовать образцы после экспериментов.

Собранную таким образом Fe-капсулу с образцом помещали, в свою очередь, в капсулу из пресованного порошка MgO в виде полого цилиндра для изоляции от нагревательного элемента. Охлаждение образцов осуществляли закалкой – отключением электротока на нагревателе. После охлаждения образцов снимали давление в аппарате высокого давления.

После экспериментов Fe-капсулы с образцами распиливали в центральной части вдоль вертикальной оси для изготовления аншлифов. Аншлифы после напыления углеродом исследовали на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (TESCAN Orsay Holding), оборудованном системой микроанализа INCA Energy 450+ Xmax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd.) по стандартной процедуре в ЦКП ИГМ СО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 1 представлены микрофотографии образца CaCO_3 в капсуле из металлического Fe после эксперимента 4-8, проведенного при 4 ГПа, 1500°C . Карбонат кальция присутствует в виде изометричных зерен с неровными контурами. Данная текстура образца – следствие прессовки порошка CaCO_3 при сборке ЯВД. Плавление образца CaCO_3 не зафиксировано, т. е. он в течение эксперимента находился в твердом состоянии.

Температура плавления CaCO_3 , определенная методом ДТА в аппарате высокого давления “поршень–цилиндр”, составляет 1610°C при 3 ГПа (Irving, Wyllie, 1975). Плавление фиксируется также по появлению дендритоподобных выделений, образующихся при закалке карбонатных образцов.

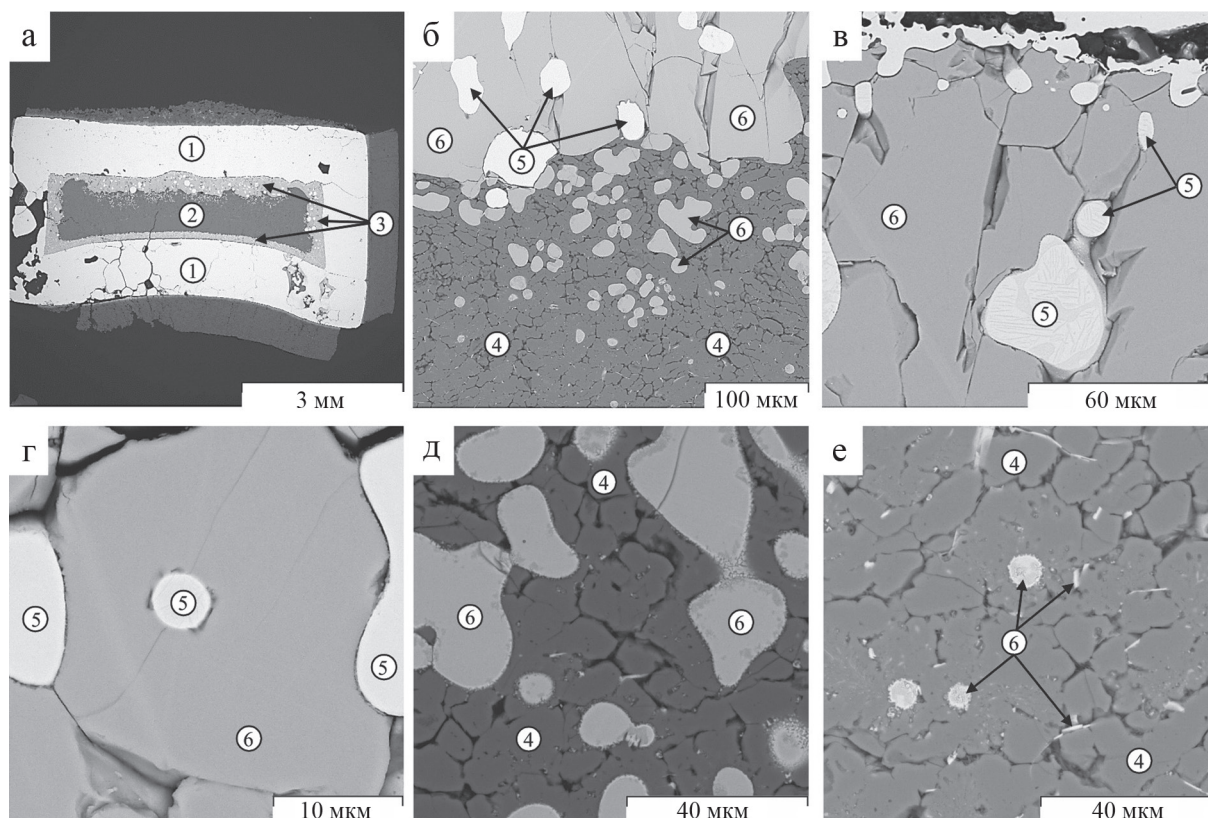


Рис. 1. Образец из эксперимента 4-8 (4 ГПа, 1500°C, 1 ч).

а – общий вид, б–е – фрагменты зоны взаимодействия в верхней части образца. 1 – Fe-капсула; 2 – образец; 3 – зоны взаимодействия; 4 – непрореагировавший CaCO_3 ; 5 – сплав Fe–C; 6 – Fe, Ca-оксид (Ca-вюстит).

Fig. 1. Sample from experiment 4-8 (4 GPa, 1500°C, 1 hour).

а – general view, б–е – fragments of the interaction zone in the upper part of the sample. 1 – Fe-capsule; 2 – sample; 3 – interaction zones; 4 – unreacted CaCO_3 ; 5 – Fe–C alloy; 6 – Fe, Ca-oxide (Ca-wüstite).

Скрупулезное исследование фазовых превращений CaCO_3 проведено в (Suito et al., 2001). Фазовые переходы в CaCO_3 исследовали тремя разными способами: 1) *in situ* рентгеновской дифракцией с использованием СИ до 6 ГПа и 1750°C в кубическом многопуансонном аппарате; 2) методом комбинационного рассеяния до 10 ГПа при комнатной температуре с применением алмазных наковален; 3) рентгеновской дифракцией образцов после опытов при температуре до 2000°C и давлении до 9 ГПа на октаэдрическом многопуансонном аппарате. Установлено, что кривая плавления CaCO_3 возрастает с давлением по следующему отношению: $T_m(^{\circ}\text{C}) = 1338 + 82P - 2.9P^2$ (P – ГПа), т. е. при 4 ГПа составляет порядка 1620°C. В более позднем исследовании (Li et al., 2017) плавление CaCO_3 зафиксировано методом измерения электросопротивления при 1690°C (4.4 ГПа). В статье (Zhao et al., 2019) суммированы экспериментальные данные по плавлению CaCO_3 при высоких температурах и давлениях. Линия ликвидуса уточнена в соответствии с отношением $T_m(\text{K}) = 1578.9 + 139.65 \times P -$

$11.646 \times P^2$, т. е. при 4 ГПа температура плавления определяется в 1678°C. Авторы указанного исследования свидетельствуют, что закалочная текстура образцов характеризуется как волокнистая, состоящая из удлиненных, перообразных (feather-like) выделений.

Текстура непрореагировавшей части образца CaCO_3 на микрофотографиях, представленных на рис. 1, не может характеризоваться как дендрито-подобная или волокнистая. Эксперимент 4-8 проведен при температуре более низкой, чем температуры плавления CaCO_3 и чистого Fe, тем не менее происходило интенсивное взаимодействие между ними с появлением выделений новообразованных фаз округлой формы, свидетельствующей о нахождении в расплавленном состоянии.

Результатом реакции стали новообразованные фазы: Ca-вюстит (по химическому составу – CaFe_4O_5), вюстит (FeO), карбид железа (Fe_3C), металлическое железо (твердый раствор углерода в железе) (Жимулев и др., 2022). Механизм взаимодействия CaCO_3 с Fe можно охарактеризовать как

инфильтрационно-диффузионный. Процесс взаимодействия начинается непосредственно на контакте железа с карбонатом кальция. В результате образуются CaO и FeO и высвобождается твердый углерод в виде графита (Чепуров и др., 2011). При растворении углерода в Fe появляется металлический расплав. Данный эффект связан со значительным снижением температуры эвтектики в системе Fe–C (температура реакции $\text{Fe} + \text{Fe}_3\text{C} = \text{жидкость}$ при 4 ГПа – около 1230°C) в сравнении с температурой плавления чистого Fe (Кочержинский и др., 1992; Gromilov et al., 2019). Доказательством служат округлые контуры выделений закаленного сплава Fe–C (см. рис. 1б–г).

Инфильтрация металлического расплава происходила по интерстициям между зернами Са-вюстита и трещинам в них (см. рис. 1в). Самые маленькие выделения металла имеют абсолютно круглую форму и связаны с трещинами в Са-вюстите (см. рис. 1г). Выделения Са-вюстита на фронте взаимодействия также имеют округлые очертания (см.

рис. 1б). Но это связано главным образом с диффузионным механизмом взаимодействия. На микрофотографии (см. рис. 1д) отчетливо прослеживаются дисперсионные контуры вокруг выделений Са-вюстита во все стороны. Маленькие выделения Са-вюстита имеют четко выраженную круглую форму и дисперсионную текстуру, хотя первичные выделения (первые порции металлического расплава) не круглые, а удлинённые, форма которых определялась межфазными границами между зёрнами карбоната кальция (см. рис. 1е).

В нижней части образца инфильтрация металлического расплава в межзерновом пространстве не прослеживается; взаимодействие происходило только по диффузионному механизму, поэтому зона реакции в 5 раз меньше, чем в верхней части образца.

Ситуация с фазовыми взаимоотношениями в образце 4-10 кардинально отличается от таковой образца 4-8 (рис. 2). Карбонат кальция в образце 4-10 после эксперимента не обнаружен, т. е. он прореа-

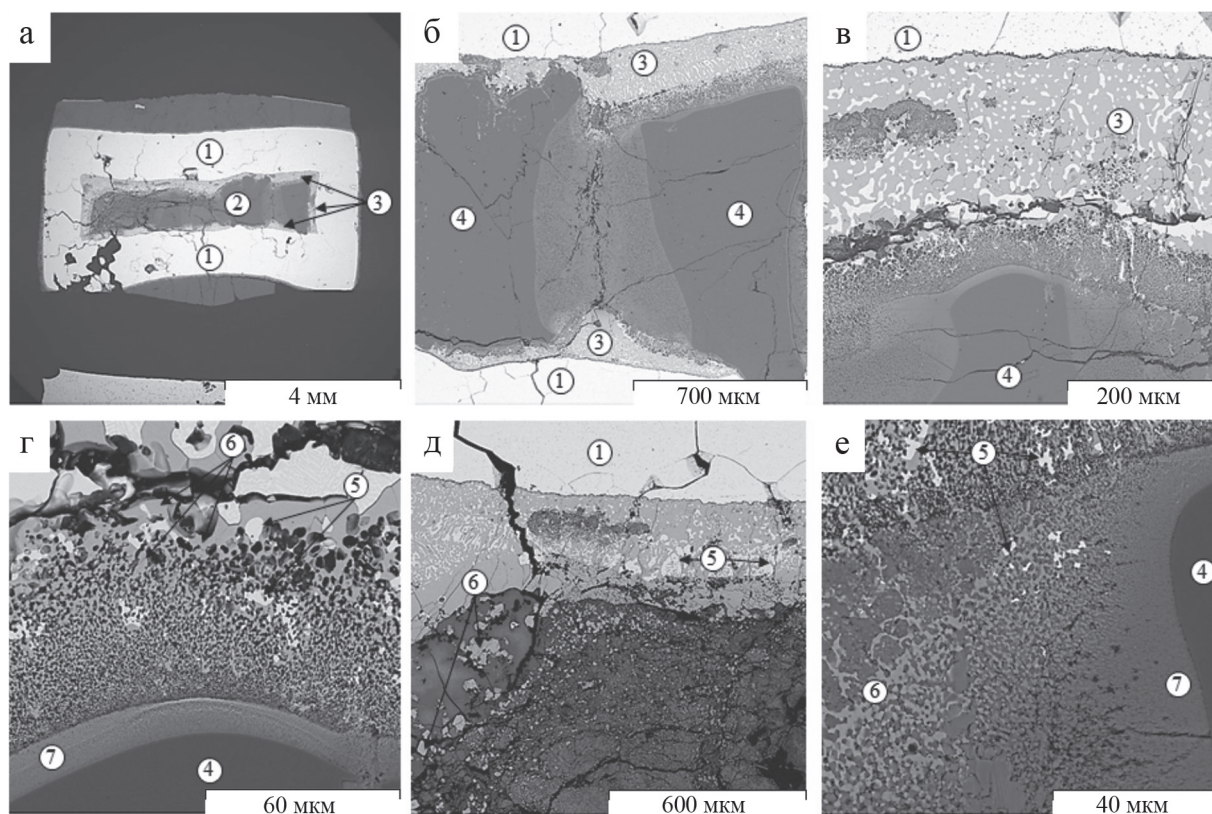


Рис. 2. Образец из эксперимента 4-10 (4 ГПа, 1400°C , 5 ч).

а – общий вид, б–е – фрагменты зоны взаимодействия. 1 – Fe-капсула; 2 – образец; 3 – зоны взаимодействия; 4 – исходный оливин; 5 – сплав Fe–C; 6 – Fe, Mg, Са-оксид (Са-магнезиовюстит); 7 – монтichelлит.

Fig. 2. Sample from experiment 4-10 (4 GPa, 1400°C , 5 hours).

а – general view, б–е – fragments of the interaction zone. 1 – Fe-capsule; 2 – sample; 3 – zones of interaction; 4 – original olivine; 5 – Fe–C alloy; 6 – Fe, Mg, Ca-oxide (Ca-magnesiowüstite); 7 – monticellite.

Таблица 2. Химические составы магнезиовюстита и монтichelлита из эксперимента 4-10, мас. %**Table 2.** The chemical compositions of magnesio-wüstite and montichellite from experiment 4-10, wt %

Фаза	SiO ₂	FeO	MgO	CaO	NiO	P ₂ O ₅	Всего
Кальциевый магнезиовюстит	0.73	77.63	20.70	1.87	—	—	100.93
	3.51	73.47	15.55	1.99	—	—	94.52
	1.26	81.80	15.42	1.94	—	—	100.42
	3.51	74.14	16.14	2.06	—	—	95.85
	2.72	75.52	16.05	2.20	—	—	96.45
	1.37	81.55	11.97	4.20	—	0.3	99.39
Монтichelлит	32.45	3.87	11.96	48.40	—	—	96.68
	25.14	14.07	27.84	34.81	—	—	101.86
	24.77	18.42	26.53	34.27	—	—	103.99
	26.64	6.25	32.50	37.18	0.39	—	102.96
	32.15	4.26	17.61	45.74	—	—	99.76
	35.38	2.70	11.67	50.29	—	—	100.04

Примечание. Прочерк – нет данных.

Note. Dash – no data.

гировал полностью, несмотря на более низкую температуру в эксперименте по сравнению с соответствующим показателем в опыте 4-8. Размеры зон взаимодействия в верхней и нижней частях образца сопоставимы (см. рис. 2б). Между зёрнами оливина наблюдается участок с повышенной пористостью, что свидетельствует о присутствии большого количества флюида (см. рис. 2б). Непосредственно около контакта с Fe-капсулой как в верхней части образца, так и в нижней образовалась зона, состоящая из металлической и оксидной фаз (см. рис. 2б, в). Металлическая фаза представлена твердым раствором углерода в железе (Fe – 96.85–97.59 мас. %, γ -фаза) и карбидом Fe₃C (Fe – 92.46–93.73 мас. %). Диагностика проведена по дефициту углерода в анализах. Однако в отличие от эксперимента 4-8 оксидная фаза является магнезиовюститом с небольшой примесью кальция – кальциевым магнезиовюститом (см. табл. 1). Чем ближе к зёрнам оливина, тем выше содержание магния в магнезиовюстите и тем меньше размеры выделений фаз (см. рис. 2г). По контурам исходных зёрен оливина образовалась кайма монтichelлита (табл. 2), которая сменяется очень тонкозернистым агрегатом магнезиовюстита и монтichelлита (см. рис. 2г–е). Явно выраженной инфильтрации металла в образец (как в эксперименте 4-8) не прослеживается, хотя частички Fe находятся глубоко от верхнего края образца (см. рис. 2е). Вероятно, это связано с тем, что проникновение Fe в образец из эксперимента 4-8 происходило по межфазным границам в твердой среде, а в образце из эксперимента 4-10 – в сильно флюидизированной среде.

В работе (Wyllie, Boettcher, 1969) методами закалки и ДТА на аппарате высокого давления типа “поршень–цилиндр” определили в P - T координатах моновариантные равновесия: $\text{CaCO}_3 + \text{Ca}(\text{OH})_2 =$

$= \text{жидкость} + \text{CaCO}_3 + \text{Ca}(\text{OH})_2 + \text{пар} = \text{жидкость}$. Для первой реакции температура составила 666°C при 4.07 ГПа, а для второй – 524°C при 4.08 ГПа. Здесь наиболее важным моментом выступает эффект снижения температуры появления расплава в присутствии воды. Этот эффект подтвержден в (Koster, Groos, 1982). Он также имеет место в более сложной системе $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, по составу отвечающей ассоциации магнезиальный кальцит + оливин + клинопироксен (Weidendorfer et al., 2020).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, взаимодействие карбоната кальция с металлическим железом при высоком давлении имеет место, даже если компоненты находятся в твердом состоянии. Это обусловлено появлением жидкого металла при взаимодействии вследствие растворения углерода (продукта реакции) в железе и низкой температуры плавления эвтектики в системе Fe–C. Влияние силы тяжести заключается в преимущественном проникновении (инфильтрации) жидкого металла между зёрнами карбоната кальция. Если совместно с CaCO_3 присутствуют оливин и серпентин, то температура плавления CaCO_3 снижается вследствие разложения серпентина с выделением воды, что приводит к увеличению диффузии компонентов и скорости реакции декарбонатизации, при этом продуктами реакции выступают Ca-магнезиовюстит и монтichelлит. Влияние силы тяжести также может иметь место вследствие разности удельного веса жидкого металла в сравнении с другими компонентами в сильно флюидизированной среде. Надеемся, что полученные данные будут востребованы при интерпретации процессов в зонах субдукции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. (1976) Классификация серпентинов. *Вопросы методики поисков, разведки и промышленной оценки месторождений хризотил-асбеста*. Свердловск: Уральск. территор. геол. упр., 38-54.
- Варлаков А.С. (1986) Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 224 с.
- Добрецов Н.Л. (2010) Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма. *Петрология*, **18**(1), 84-106.
- Жимулев Е.И., Сонин В.М., Чепуров А.А., Чепуров А.И., Похиленко Н.П. (2022) Детализация взаимодействия CaCO_3 с Fe при 4 ГПа и 1400–1500°C. *Докл. АН*, **506**(1), 38-42. <https://doi.org/10.31857/S2686739722600576>
- Кочержинский Ю.А., Кулик О.Г., Туркевич В.З., Иващенко С.А., Чипенко Г.В., Черепенина Е.С., Крючкова А.Р. (1992) Фазовые равновесия в системе железо-углерод при высоких давлениях. *Сверхтвердые материалы*, (6), 3-9.
- Мартirosyan Н.С., Литасов К.Д., Шацкий А.Ф., Отани Э. (2015) Исследование реакций железа с карбонатом кальция при 6 ГПа и 1273–1873 К и их роль при восстановлении карбонатов в мантии Земли. *Геология и геофизика*, **56**(9), 1681-1692. <https://doi.org/10.15372/GiG20150908>
- Чепуров А.И., Сонин В.М., Жимулев Е.И., Чепуров А.А., Томиленко А.А. (2011) Об образовании элементного углерода при разложении CaCO_3 в восстановительных условиях при высоких P - T параметрах. *Докл. АН*, **441**(6), 806-809.
- Чепуров А.И., Томиленко А.А., Жимулев Е.И., Сонин В.М., Чепуров А.А., Сурков Н.В., Ковязин С.В. (2010) Проблема воды в верхней мантии: разложение антигорита. *Докл. АН*, **434**(3), 391-394.
- Чепуров А.И., Томиленко А.А., Жимулев Е.И., Сонин В.М., Чепуров А.А., Ковязин С.В., Тимина Т.Ю., Сурков Н.В. (2012) Консервация водного флюида во включениях в минералах и межзерновом пространстве при высоких P - T параметрах в процессе разложения антигорита. *Геология и геофизика*, **53**(3), 305-320.
- Chepurov A., Zhimulev E., Chepurov A., Sonin V. (2021) Where did the largest diamonds grow? The experiments on percolation of Fe-Ni melt through olivine matrix in the presence of hydrocarbons. *Lithos*, **404-405**, 106437-10. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106437>
- Clift P.D. (2017) A revised budget for Cenozoic sedimentary carbon subduction. *AGU Rev. Geophys.*, **55**, 97-125. <https://doi.org/10.1002/2016RG000531>
- Gromilov S., Chepurov A., Sonin V., Zhimulev E., Sukhikh A., Chepurov A., Shcheglov D. (2019) Formation of two crystal modifications of $\text{Fe}_7\text{C}_{3-x}$ at 5.5 GPa. *J. Appl. Cryst.*, **52**, 1378-1384. <https://doi.org/10.1107/S1600576719013347>
- Huang R., Sun W., Ding X., Zhao Y., Song M. (2020) Effect of pressure on the kinetics of peridotite serpentinization. *Phys. Chem. Miner.*, **47**, 33. <https://doi.org/10.1007/s00269-020-01101-x>
- Irving A.J., Wyllie P.J. (1975) Subsolvus and melting relations for calcite, magnesite and join CaCO_3 - MgCO_3 to 36 kb. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**(1), 35-53.
- Koster van Groos A.F. (1982) High pressure differential analysis in the system $\text{CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Amer. Miner.*, **67**, 234-237.
- Li Z., Li J., Lange R., Liu J., Militzer B. (2017) Determination of calcium carbonate and sodium carbonate melting curves up to Earth's transition zone pressures with implication for the deep carbon cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **457**, 395-402. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.10.027>
- Liu Y., Chen C., He D., Chen W. (2019) Deep carbon cycle in subduction zones. *Sci. China. Earth Sci.*, **62**, 1764-1782. <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9426-1>
- Martirosyan N.S., Litasov K.D., Shatskiy A., Ohtani E. (2015) The reactions between iron and magnesite at 6 GPa and 1273–1873 K: Implication to reduction of subducted carbonate in the deep mantle. *J. Miner. Petrol. Sci.*, **110**, 49-59. <https://doi.org/10.2465/jmps.141003a>
- Martirosyan N.S., Yoshino T., Shatskiy A., Chanyshv A.D., Litasov K.D. (2016) The CaCO_3 -Fe interaction: Kinetic approach for carbonate subduction to the deep Earth's mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **259**, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.08.008>
- Martirosyan N.S., Shatskiy A., Chanyshv A.D., Litasov K.D., Podborodnikov I.V., Yoshino T. (2019) Effect of water on magnesite-iron interaction, with implications for the fate of carbonates in the deep mantle. *Lithos*, **326-327**, 435-445. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.01.004>
- McCammon C., Bureau H., Cleaves H.J. II, Cottrell E., Dorfman S.M., Kellogg L.H., Li J., Mikhail S., Mousallam Y., Sanloup C., Thomson A.R., Vitale Brovarone A. (2020) Deep Earth carbon reactions through time and space. *Amer. Miner.*, **105**, 22-27. <https://doi.org/10.2138/am-2020-6888CCBY>
- Palyanov Yu.N., Bataleva Yu.V., Sokol A.G., Borzdov Yu.N., Kupriyanov I.N., Reutsky V.N., Sobolev N.V. (2013) Mantle-slab interaction and redox mechanism of diamond formation. *PNAS*, **110**(51), 20408-13. <https://doi.org/10.1073/pnas.1313340110>
- Poli S., Schmidt M.W. (1995) H_2O transport and release in subduction zones – experimental constraints on basaltic and andesitic systems. *J. Geophys. Res.*, **100**, 22299-314.
- Rohrbach A., Schmidt M.W. (2011) Redox freezing and melting in Earth's deep mantle resulting from carbon-iron redox coupling. *Nature*, **472**, 209-214. <https://doi.org/10.1038/nature09899>
- Stagno V., Frost D.J. (2010) Carbon speciation in the asthenosphere: Experimental measurements of the redox conditions at carbonate-bearing melts coexist with graphite or diamonds in peridotite assemblages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **300**, 72-84. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.038>
- Stagno V., Frost D.J., McCammon C.A., Mohseni H., Fei Y. (2015) The oxygen fugacity at which graphite or diamond forms from carbonate-bearing melts in eclogitic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.*, **169**:16. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1111-1>
- Suito K., Namba J., Horikawa T., Taniguchi Y., Sakura N., Kobayashi M., Onodera A., Shimomura O., Kikegawa T. (2001) Phase relations of CaCO_3 at high pressure and temperature. *Amer. Miner.*, **86**(9), 997-1002.
- Ulmer P., Trommsdorff V. (1995) Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism.

- Science*, **268**, 858-861.
- Weidendorfer D., Manning C.E., Schmidt M.W. (2020) Carbonate melts in the hydrous upper mantle. *Contrib. Miner. Petrol.*, **175**, 72-17. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01708-x>
- Whittaker E.J.W., Zussman J. (1956) The characterization of serpentine minerals X-ray diffraction. *Miner. Mag.*, **31**, 107-126.
- Wicks F.J., Zussman J. (1975) Microbeam X-ray diffraction patterns of the serpentine minerals. *Canad. Miner.*, **13**, 244-258.
- Wunder B., Schreyer W. (1997) Antigorite: high-pressure stability in the system MgO–SiO₂–H₂O (MSH). *Lithos*, **41**, 213-227.
- Wyllie P.J., Boettcher A.L. (1969) Liquidus phase relationships in the system CaO–CO₂–H₂O to 40 kilobars pressures with petrological applications. *Amer. J. Sci.*, **267-A**, 489-508.
- Zhao S., Schettino E., Merlini M., Poli S. (2019) The stability and melting of aragonite: An experimental and thermodynamic model for carbonated eclogites in the mantle. *Lithos*, **324-325**, 105-114. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.11.005>
- Zhimulev E.I., Chepurov A.I., Sonin V.M., Litasov K.D., Chepurov A.A. (2018) Experimental modeling of percolation of molten iron through polycrystalline olivine matrix at 2.0–5.5 GPa and 1600°C. *High Pressure Res.*, **38**, 153-164. <https://doi.org/10.1080/08957959.2018.1458847>
- ### REFERENCES
- Artemov V.R., Kuznetsova V.N. (1976) Serpentine classification. *Questions of methods of prospecting, exploration and industrial evaluation of chrysotile-asbestos deposits*. Sverdlovsk, Ural. terr. geol. upr. Publ., 38-54. (In Russ.)
- Chepurov A.I., Sonin V.M., Zhimulev E.I., Chepurov A.A., Tomilenko A.A. (2011) On the formation of element carbon during decomposition of CaCO₃ at High P–T parameters under reducing conditions. *Dokl. Earth Sci.*, **441**(2), 1738-1741 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **441**(6), 806-809). <https://doi.org/10.1134/S1028334X11120233>
- Chepurov A.I., Tomilenko A.A., Zhimulev E.I., Sonin V.M., Chepurov A.A., Surkov N.V., Kovyazin S.V. (2010) Problem of water in the upper mantle: Antigorite breakdown. *Dokl. Earth Sci.*, **434**(1), 1275-1278 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **434**(3), 391-394). <https://doi.org/10.1134/S1028334X10090291>
- Chepurov A.I., Tomilenko A.A., Zhimulev E.I., Sonin V.M., Chepurov A.A., Kovyazin S.V., Timina T.Yu., Surkov N.V. (2012) The conservation of an aqueous fluid in inclusions in minerals and their interstices at high pressures and temperatures during the decomposition of antigorite. *Russ. Geol. Geophys.*, **53**, 234-246 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **53**(3), 305-320).
- Chepurov A., Zhimulev E., Chepurov A., Sonin V. (2021) Where did the largest diamonds grow? The experiments on percolation of Fe–Ni melt through olivine matrix in the presence of hydrocarbons. *Lithos*, **404-405**, 106437-10. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106437>
- Clift P.D. (2017) A revised budget for Cenozoic sedimentary carbon subduction. *AGU Rev. Geophys.*, **55**, 97-125. <https://doi.org/10.1002/2016RG000531>
- Dobretsov N.L. (2010) Distinctive petrological, geochemical, and geodynamic features of subduction-related magmatism. *Petrologiya*, **18**(1), 84-106. (In Russ.)
- Gromilov S., Chepurov A., Sonin V., Zhimulev E., Sukhikh A., Chepurov A., Shcheglov D. (2019) Formation of two crystal modifications of Fe₇C_{3-x} at 5.5 GPa. *J. Appl. Cryst.*, **52**, 1378-1384. <https://doi.org/10.1107/S1600576719013347>
- Huang R., Sun W., Ding X., Zhao Y., Song M. (2020) Effect of pressure on the kinetics of peridotite serpentinization. *Phys. Chem. Miner.*, **47**, 33. <https://doi.org/10.1007/s00269-020-01101-x>
- Irving A.J., Wyllie P.J. (1975) Subsolidus and melting relations for calcite, magnesite and join CaCO₃–MgCO₃ to 36 kb. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**(1), 35-53.
- Kocherzhinsky Yu.A., Kulik O.G., Turkevich V.Z., Ivakhnenko S.A., Chipenko G.V., Cherepenina E.S., Krychkova A.P. (1992) Phase equilibria in the iron–carbon system at high pressures. *Sverkhhtverdye materialy*, **6**, 3-9. (In Russ.)
- Koster van Groos A.F. (1982) High pressure differential analysis in the system CaO–CO₂–H₂O. *Amer. Miner.*, **67**, 234-237.
- Li Z., Li J., Lange R., Liu J., Militzer B. (2017) Determination of calcium carbonate and sodium carbonate melting curves up to Earth's transition zone pressures with implication for the deep carbon cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **457**, 395-402. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.10.027>
- Liu Y., Chen C., He D., Chen W. (2019) Deep carbon cycle in subduction zones. *Sci. China. Earth Sci.*, **62**, 1764-1782. <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9426-1>
- Martirosyan N.S., Litasov K.D., Shatskiy A., Ohtani E. (2015) Reactions of iron with calcium carbonate at 6 GPa and 1273–1873 K: Implications for carbonate reduction in the deep mantle. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**, 1322-1331 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **56**(9), 1681-1692).
- Martirosyan N.S., Litasov K.D., Shatskiy A., Ohtani E. (2015) The reactions between iron and magnesite at 6 GPa and 1273–1873 K: Implication to reduction of subducted carbonate in the deep mantle. *J. Miner. Petrol. Sci.*, **110**, 49-59. <https://doi.org/10.2465/jmps.141003a>
- Martirosyan N.S., Yoshino T., Shatskiy A., Chanyshv A.D., Litasov K.D. (2016) The CaCO₃–Fe interaction: Kinetic approach for carbonate subduction to the deep Earth's mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **259**, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.08.008>
- Martirosyan N.S., Shatskiy A., Chanyshv A.D., Litasov K.D., Podborodnikov I.V., Yoshino T. (2019) Effect of water on magnesite-iron interaction, with implications for the fate of carbonates in the deep mantle. *Lithos*, **326-327**, 435-445. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.01.004>
- McCammon C., Bureau H., Cleaves H.J. II, Cottrell E., Dorfman S.M., Kellogg L.H., Li J., Mikhail S., Mousallam Y., Sanloup C., Thomson A.R., Vitale Brovarone A. (2020) Deep Earth carbon reactions through time and space. *Amer. Miner.*, **105**, 22-27. <https://doi.org/10.2138/am-2020-6888CCBY>
- Palyanov Yu.N., Bataleva Yu.V., Sokol A.G., Borzov Yu.N., Kupriyanov I.N., Reutsky V.N., Sobolev N.V. (2013) Mantle-slab interaction and redox mechanism of diamond formation. *PNAS*, **110**(51), 20408-13. <https://doi.org/10.1073/pnas.1313340110>

- Poli S., Schmidt M.W. (1995) H_2O transport and release in subduction zones – experimental constraints on basaltic and andesitic systems. *J. Geophys. Res.*, **100**, 22299-314.
- Rohrbach A., Schmidt M.W. (2011) Redox freezing and melting in Earth's deep mantle resulting from carbon-iron redox coupling. *Nature*, **472**, 209-214. <https://doi.org/10.1038/nature09899>
- Stagno V., Frost D.J. (2010) Carbon speciation in the asthenosphere: Experimental measurements of the redox conditions at carbonate-bearing melts coexist with graphite or diamonds in peridotite assemblages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **300**, 72-84. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.038>
- Stagno V., Frost D.J., McCammon C.A., Mohseni H., Fei Y. (2015) The oxygen fugacity at which graphite or diamond forms from carbonate-bearing melts in eclogitic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.*, **169**:16. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1111-1>
- Suito K., Namba J., Horikawa T., Taniguchi Y., Sakura N., Kobayashi M., Onodera A., Shimomura O., Kikegawa T. (2001) Phase relations of CaCO_3 at high pressure and temperature. *Amer. Miner.*, **86**(9), 997-1002.
- Ulmer P., Trommsdorff V. (1995) Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, **268**, 858-861.
- Varlakov A.S. (1986) Petrology of serpentization processes in giperbasic folded areas. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 224 p. (In Russ.)
- Weidendorfer D., Manning C.E., Schmidt M.W. (2020) Carbonate melts in the hydrous upper mantle. *Contrib. Miner. Petrol.*, **175**, 72-17. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01708-x>
- Whittaker E.J.W., Zussman J. (1956) The characterization of serpentine minerals X-ray diffraction. *Miner. Mag.*, **31**, 107-126.
- Wicks F.J., Zussman J. (1975) Microbeam X-ray diffraction patterns of the serpentine minerals. *Canad. Miner.*, **13**, 244-258.
- Wunder B., Schreyer W. (1997) Antigorite: high-pressure stability in the system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (MSH). *Lithos*, **41**, 213-227.
- Wyllie P.J., Boettcher A.L. (1969) Liquidus phase relationships in the system $\text{CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ to 40 kilobars pressures with petrological applications. *Amer. J. Sci.*, **267-A**, 489-508.
- Zhao S., Schettino E., Merlini M., Poli S. (2019) The stability and melting of aragonite: An experimental and thermodynamic model for carbonated eclogites in the mantle. *Lithos*, **324-325**, 105-114. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.11.005>
- Zhimulev E.I., Chepurov A.I., Sonin V.M., Litasov K.D., Chepurov A.A. (2018) Experimental modeling of percolation of molten iron through polycrystalline olivine matrix at 2.0–5.5 GPa and 1600°C. *High Pressure Res.*, **38**, 153-164. <https://doi.org/10.1080/08957959.2018.1458847>
- Zhimulev E.I., Sonin V.M., Chepurov A.A., Chepurov A.I., Pokhilenko N.P. (2022) Details of interaction between CaCO_3 and Fe at 4 GPa and 1400–1500°C. *Doklady Earth Sci.*, **506**(1), 630-634 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **506**(1), 38-42). <https://doi.org/10.1134/S1028334X22600268>

УДК 552.13, 549.01+549.08+549.612.1

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-4-500-514

Условия образования калийсодержащих турмалинов Кумды-Кольского месторождения (Кокчетавский массив, Северный Казахстан): по данным изучения твердофазных включений

А. В. Корсаков¹, К. А. Мусияченко^{1,2}, Д. С. Михайленко¹, С. П. Демин¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, e-mail: korsakov@igm.nsc.ru

²Департамент наук о Земле, океане и атмосфере, Университет Британской Колумбии, 2020-2207 Main Mall, Ванкувер, Британская Колумбия V6T 1Z4, Канада

Поступила в редакцию 05.12.2022 г., принята к печати 09.12.2022 г.

Объект исследования. В статье приведены результаты исследования твердофазных включений в кристаллах калийсодержащих турмалинов Кумды-Кольского месторождения микроалмазов. В задачи исследования входила оценка *P-T* условий образования кристаллов калийсодержащего турмалина. **Материалы и методы.** Анализы минералов и их поэлементное картирование были выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе и являются основой данного исследования. Методы КР-спектроскопии использовались для идентификации полиморфных модификаций углерода и SiO₂. **Результаты.** Впервые найдены включения кристаллов алмаза в турмалинах с содержанием K₂O в интервале от 1.0 до 1.6 мас. %. Ранее этот минерал был идентифицирован лишь в наиболее богатых калием ядрах кристаллов турмалина, которые и были утверждены в качестве нового конечного члена – маруяманта. Впервые выявлены включения алмазсодержащего циркона в кристаллах турмалина, с содержанием K₂O ниже предела обнаружения. Как и в предыдущих исследованиях, диагностированы включения КПШ в кристаллах как маруяманта, так и турмалина, с переменным содержанием калия. **Выводы.** Данные находки позволяют сделать вывод о необязательности высокобарического образования богатого калием турмалина. Вероятнее всего, особенности химического состава флюида являются главным фактором, контролирующим появление этого необычного по составу турмалина.

Ключевые слова: маруямант, алмаз, кварц, графит, турмалин, метаморфизм высоких давлений, Кокчетав

Источник финансирования

Работа выполнена при поддержке РНФ 18-17-00186

Origin of potassium-bearing tourmalines of the Kumdy-Kolsky deposit (Kokchetav massif, Northern Kazakhstan): Study of Mineral inclusions

Andrey V. Korsakov¹, Kira A. Musiyachenko^{1,2}, Denis S. Mikhailenko¹, Sergey P. Demin¹

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: korsakov@igm.nsc.ru

²Department of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, University of British Columbia, 2020-2207 Main Mall, Vancouver, British Columbia V6T 1Z4, Canada

Received 05.12.2022, accepted 09.12.2022

Research subject. Mineral inclusions in potassium-bearing tourmaline crystals of the Kumdy-Kol microdiamond deposit. **Aim.** To reconstruct *PT* conditions for the origin of potassium-bearing tourmalines. **Materials and methods.** Mineral analysis and element mapping were performed using an X-ray spectral microanalyzer. Raman spectroscopy was used to detect the C and SiO₂ polymorphs. **Results.** For the first time, diamond inclusions were identified in tourmalines with the potassium content ranging from 1.0 to 1.6 wt %. In addition, diamond-bearing zircon was detected in tourmaline crystals, with the K₂O content below the detection limit. Previously, diamond inclusions had been exclusively identified only within the

Для цитирования: Корсаков А.В., Мусияченко К.А., Михайленко Д.С., Демин С.П. (2023) Условия образования калийсодержащих турмалинов Кумды-Кольского месторождения (Кокчетавский массив, Северный Казахстан): по данным изучения твердофазных включений. *Литосфера*, 23(4), 500-514. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-500-514>

For citation: Korsakov A.V., Musiyachenko K.A., Mikhailenko D.S., Demin S.P. (2023) Origin of potassium-bearing tourmalines of the Kumdy-Kolsky deposit (Kokchetav massif, Northern Kazakhstan): Study of Mineral inclusions. *Lithosphere (Russia)*, 23(4), 500-514. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-500-514>

© А.В. Корсаков, К.А. Мусияченко, Д.С. Михайленко, С.П. Демин, 2023

most potassium-rich cores of tourmaline crystals, which were approved as a new end member referred to as maruyamaite. Similar to the previous studies, the Kfs inclusions were recognized in both marumaite crystals and tourmaline crystals, with a variable content of potassium. **Conclusions.** The obtained findings indicate that high-pressure conditions may not be necessary for the formation of potassium-rich tourmaline. The chemical composition of the fluid is most likely to be the main factor controlling the appearance of tourmalines with an unusual composition.

Keywords: *maruyamaite, diamond, quartz, graphite, tourmaline, high pressure metamorphism, Kokchetav*

Funding information

This study was supported by the Russian Science Foundation 18-17-00186

Acknowledgements

The authors are grateful to the anonymous reviewers for their comments and remarks, which allowed us to improve this article.

ВВЕДЕНИЕ

Породы Кокчетавского массива являются объектами пристального внимания с момента обнаружения в них кристаллов алмаза (Розен и др., 1972; Летников, 1983; Sobolev, Shatsky, 1990) уже на протяжении более 50 лет. Необычная минеральная ассоциация, сопутствующая кристаллам алмаза, представленная фазами, стабильными при высоких давлениях (гранат, пироксен, циркон), а также продуктами их замещения (мусковит-хлоритовым агрегатом), привела к разработке двух моделей образования алмаза в этих породах. Ф.А. Летниковым (1983) была предложена модель метастабильного образования кристаллов алмаза в коровых условиях при участии восстановленных флюидов. Впоследствии эта модель наиболее полно разрабатывалась сотрудниками ЦНИГРИ. Результаты суммированы в монографии (Лаврова и др., 1999). Альтернативная модель, развиваемая новосибирской школой исследователей (Соболев, Шацкий, 1987; Sobolev, Shatsky, 1990; Соболев и др., 1991, 1994; Shatsky et al., 1995), основывалась на определении в ассоциации алмаза таких высокобарических фаз, как коэсит и К-содержащий клинопироксен. Следует отметить, что К-содержащий клинопироксен с содержанием K_2O до 1.5 мас. % может кристаллизоваться лишь вблизи пика метаморфизма и в присутствии такой фазы, как высококалийевая жидкость (Perchuk, Yapraskurt, 1998; Perchuk et al., 2002; Safonov et al., 2005; Сафонов, 2007). Ее происхождение объясняли просачиванием мантийных высококалийевых расплавов (Perchuk, Yapraskurt, 1998) или формированием в результате частичного плавления коровых пород, субдуцированных на мантийные глубины (Korsakov et al., 2004; Hwang et al., 2005; Korsakov, Hermann, 2006; Mikhno, Korsakov, 2013). Редкие включения КПШ, кианита и SiO_2 были диагностированы в кристаллах сверхглубинных алмазов месторождения Джуна (Бразилия) и интерпретировались в качестве свидетельств субдук-

ции корового материала на глубины свыше 400 км (Zedgenizov et al., 2014).

В наиболее высокобарических породах Кокчетавского массива был диагностирован “суперкремниевый” сфен, стабильный при давлении более 6 ГПа (180–200 км) (Ogasawara et al., 2002). Детальные минералогические исследования включений в гранате и клинопироксене позволили выявить две новые полиморфные модификации $KAlSi_3O_8$ (кокчетавит) (Hwang et al., 2004) и $NaAlSi_3O_8$ (кумдыколит) (Hwang et al., 2009). Относительно их генезиса не существует единого мнения (Hwang et al., 2004; Mikhno et al., 2013; Romanenko et al., 2021). Находки этих фаз в многофазных включениях в минералах, не испытывавших на пике метаморфизма преобразований, характерных для сверхвысоких давлений, позволили высказать гипотезу об их метастабильной кристаллизации из капель расплава, захваченных минералом-хозяином (Hwang et al., 2004, 2013; Ferrero et al., 2012, 2015; Ferrero, Angel, 2018; Borghini et al., 2020). Сосуществование К-кимрита и кокчетавита диагностированных в полифазных включениях методами КР-картирования (Mikhno et al., 2013) позволило предположить, что кокчетавит является продуктом дегидратации К-кимрита, и впоследствии был получен экспериментально именно таким способом (Kanzaki et al., 2012). Следующей необычной калийсодержащей фазой, найденной в породах Кокчетавского массива, стал калий-доминантный турмалин (2.7 мас. % K_2O) – маруямаит (Lussier et al., 2016), генезис которого до сих пор остается одним из интригующих вопросов. Первооткрыватели этого минерала обнаружили в нем включения алмаза и псевдоморфоз графита по алмазу, приуроченные исключительно к ядерным зонам, наиболее богатым калием (Shimizu, Ogasawara, 2005, 2013). Это позволило предположить, что кристаллизация ядерных зон, вероятно, началась на пике метаморфизма при давлении 6 ГПа и 1000°C (Ota et al., 2008; Shimizu, Ogasawara, 2013). Ступенчатое уменьшение содержания калия

от центра кристалла к его периферии интерпретировалось как дорастание этих зон на стадии эксгумации алмазоносных пород (Shimizu, Ogasawara, 2013). Альтернативное предположение о коровом происхождении калийсодержащих кристаллов турмалина было высказано на основе следующих наблюдений: 1) высоком модальном содержании турмалина в этих породах; 2) отсутствии включений других высокобарических фаз, помимо алмаза; 3) результатах Ar-Ar датирования этих турмалинов (Marschall et al., 2009; Корсаков и др., 2009, 2023б). Однако успешный синтез богатого калием турмалина был реализован лишь при давлении 4 ГПа и 700°C из ультракалиевого флюида (Berryman et al., 2014, 2015).

Вместе с тем до сих пор Кокчетавский массив является единственным метаморфическим комплексом сверхвысоких давлений, в пределах которого известны находки кристаллов К-содержащего турмалина. В данной работе мы приводим результаты исследований твердофазных включений в калийсодержащих турмалинах в целях реконструкции *P-T* параметров образования этих необычных кристаллов турмалина.

МЕТОДЫ

Все химико-аналитические работы были выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН в ИГМ СО РАН. Традиционный набор методов использовался для изучения структурно-текстурных взаимоотношений минералов и их химического состава. Фотографии в обратнорассеянных электронах (BSE) выполнены с применением растрового сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA 3LMU, совмещенного с энергодисперсионной системой химического анализа INCA Energy 450+ XMax 80. Интервал накопления спектра 20 с при силе тока 1.5 нА и ускоряющем напряжении 20 кВ. Анализы минералов и их поэлементное картирование выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8100, оснащенный пятью спектрометрами с волновой дисперсией (Лаврентьев и др., 2015). Интервал накопления спектра 10–20 с при силе тока 30 нА и ускоряющем напряжении 30 кВ. Предел обнаружения варьировал от 0.01 до 0.03%. В качестве стандартов использовались природные минералы и синтетические соединения.

Методы КР-спектроскопии использовались для идентификации полиморфных модификаций углерода и SiO₂ с применением спектрометра HR-800 (Horiba Jobin Yvon) при следующих параметрах: длина волны лазера 532 нм, ширина входной щели 50–200 мкм, решетка 1800 штр/мм, время накопления спектра от 5 до 30 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

В отечественной литературе доминирует точка зрения, согласно которой Кокчетавская субдукционно-коллизонная зона представляет собой тектонический коллаж из деформированных фрагментов докембрийского Кокчетавского микроконтинента, венд-кембрийского мегамеланжа (террейнов палеосубдукционной зоны) и раннеордовикского аккреционного клина (Dobretsov et al., 1995; Shatsky et al., 1995; Theunissen et al., 2000; Добрецов и др., 2006; Жимулев и др., 2010). В зоне мегамеланжа протяженностью 80 км и шириной 17 км выделяются блоки с различной термально-метаморфической историей (Dobretsov et al., 1995; Shatsky et al., 1995; Theunissen et al., 2000). Наиболее глубокие ассоциации достоверно установлены в пределах западного Кумды-Кольского блока, где расположены Кумды-Кольское месторождение алмазов (Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1995; Лаврова и др., 1999) и участок Барчинский (Лаврова и др., 1996; Корсаков и др., 1998; Korsakov et al., 2002). Гнейсы и сланцы с прослоями силикатно-карбонатных пород и будинами эклогитов являются основными разновидностями пород Кумды-Кольского месторождения (Лаврова и др., 1999). В пределах Кумды-Кольского месторождения также встречаются относительно редкие богатые турмалином кварц-полевошпатовые породы (Лаврова и др., 1999; Корсаков и др., 2009; Shimizu, Ogasawara, 2013). Открытие в них нового калий-доминантного турмалина – маруямаита – сделало их объектами пристального внимания и стимулировало дискуссию о возможных механизмах их образования (Корсаков и др., 2009; Marschall et al., 2009; Shimizu, Ogasawara, 2013; Berryman et al., 2014, 2015; Lussier et al., 2016; Korsakov et al., 2020; Musiyachenko et al., 2020; Мусияченко и др., 2021).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Эти, как правило, мелкозернистые породы имеют гранобластовую структуру с полосчатой и реже массивной текстурой (рис. 1). Они состоят в основном из кварца (45–55 об. %), калиевого полевого шпата (5–25) и турмалина (20 об. %). В подчиненном количестве могут присутствовать в матриксе гетит, титанит, циркон, фенгит, флогопит, апатит, хлорит, цоизит, пумпеллиит и графит. Алмаз встречается в виде включений в цирконе и турмалине, а также в матриксе (рис. 2, 3).

Турмалин в этих породах встречается в виде идиоморфных или субидиоморфных кристаллов, размер которых может достигать нескольких миллиметров. В кристаллах наблюдаются плеохроизм и цветовая зональность от очень светлого до темно-коричневого (см. рис. 3). Кварц и калиевый полевой шпат выполняют матрикс с размером

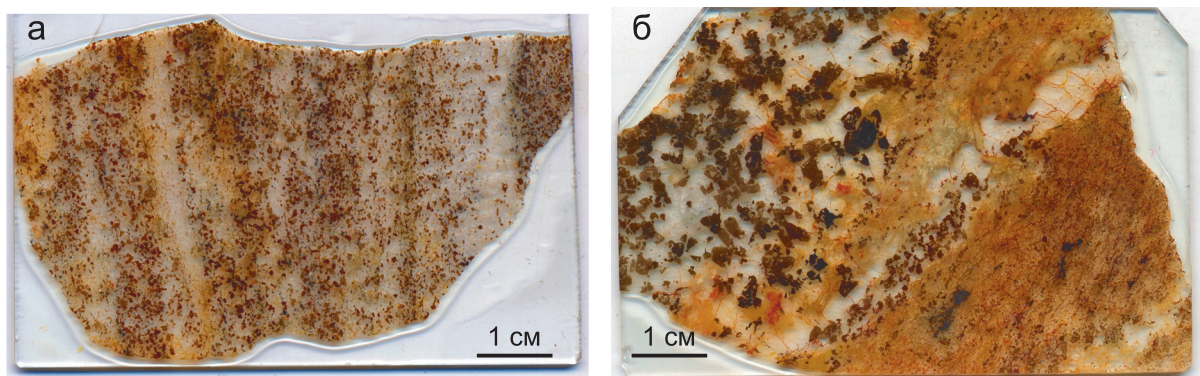


Рис. 1. Фотографии, иллюстрирующие структурно-текстурные особенности турмалин-кварц-полевошпатовых пород Кумды-Кольского месторождения.

а – маруямаитсодержащий (богатый калием турмалин) образец G278; б – дравитсодержащий (низкокалиевый турмалин) образец KK3-2017.

Fig. 1. Photographs illustrating the structural and textural features of tourmaline-quartz-feldspar rocks of the Kumdy-Kolskoye deposit.

а – maruyamaite-bearing (potassium-rich tourmaline) sample G278; б – dravite-bearing (low-potassium tourmaline) sample KK3-2017.

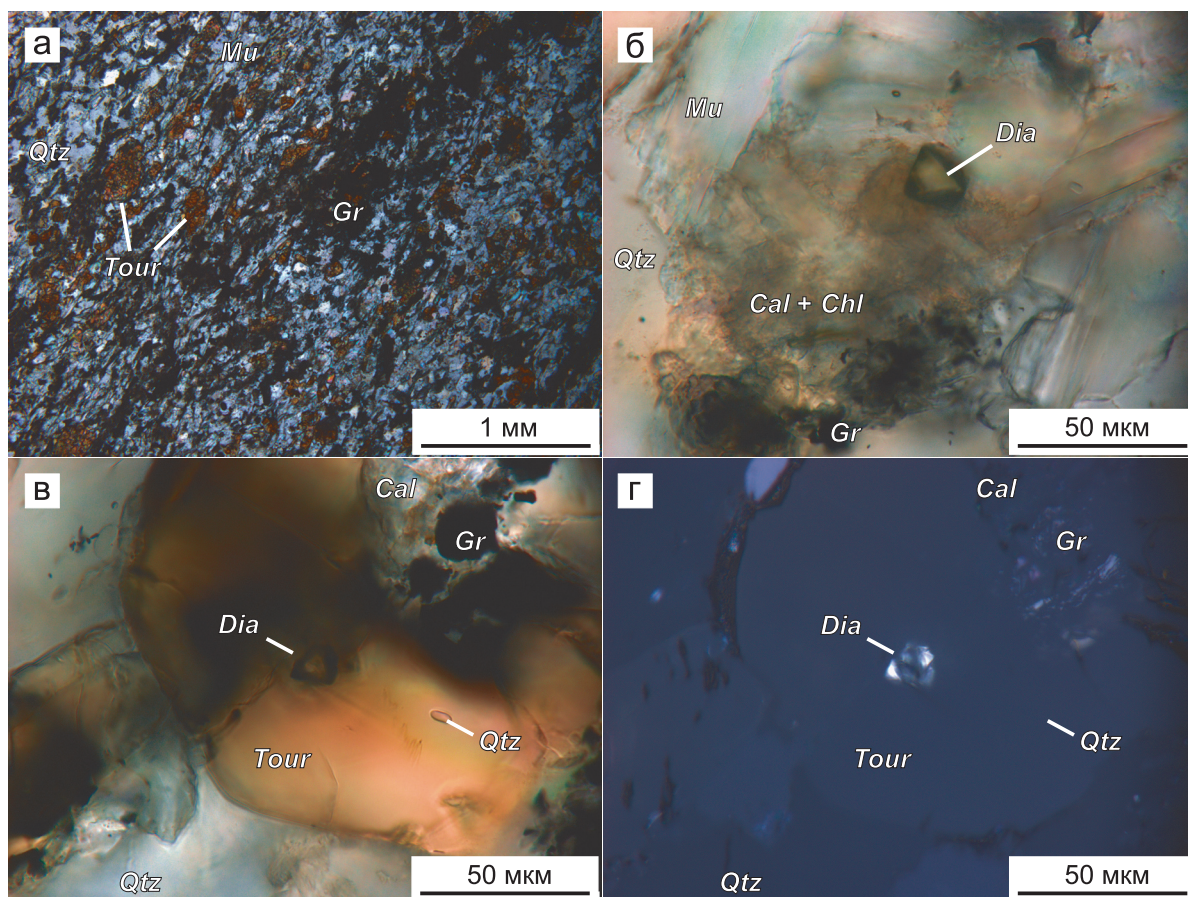


Рис. 2. Фото шлифа образца турмалиносодержащего образца G270-2018 (а) с алмазами в матриксе (б) и включения в турмалине в проходящем и отраженном свете (в, г).

Fig. 2. Photo of the thin section of a tourmaline-bearing sample G270-2018 (a) with diamonds in the matrix (б) and an inclusion in tourmaline in transmitted and reflected light (в, г).

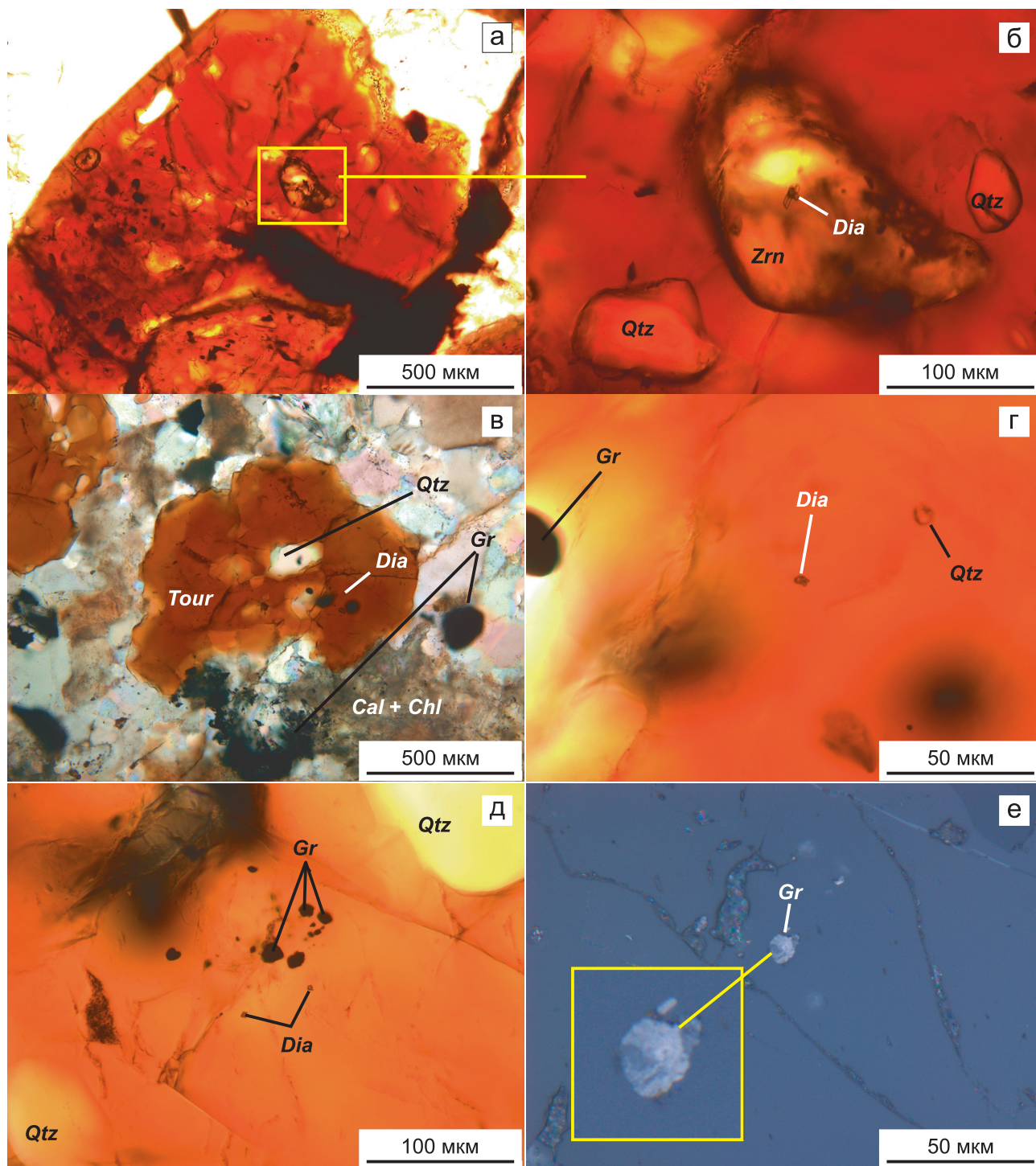


Рис. 3. Микрофотографии твердофазных включений в турмалине.

а, б – включения циркона, который, в свою очередь, содержит включения алмаза, в дравите, образец КК3-2017; в–е – включения кварца, алмаза и графита в одной ростовой зоне калийсодержащего турмалина, образец G278. Некоторые зерна графита (е) представлены мелкозернистым поликристаллическим агрегатом, как правило, интерпретируемым в качестве псевдоморфов графита по алмазу. Эти зерна значительно превосходят соседствующие с ними включения алмаза (д).

Fig. 3. Micrographs of solid-phase inclusions in tourmaline.

а, б – inclusions of zircon, which in turn contains diamond inclusions, in dravite, sample КК3-2017; в–е – inclusions of quartz, diamond, and graphite in one growth zone of potassium-bearing tourmaline, sample G278. Some grains of graphite (е) are represented by fine-grained polycrystalline aggregates, which are usually interpreted as graphite pseudomorphs after diamond. These grains are much larger than the adjacent diamond inclusions (д).

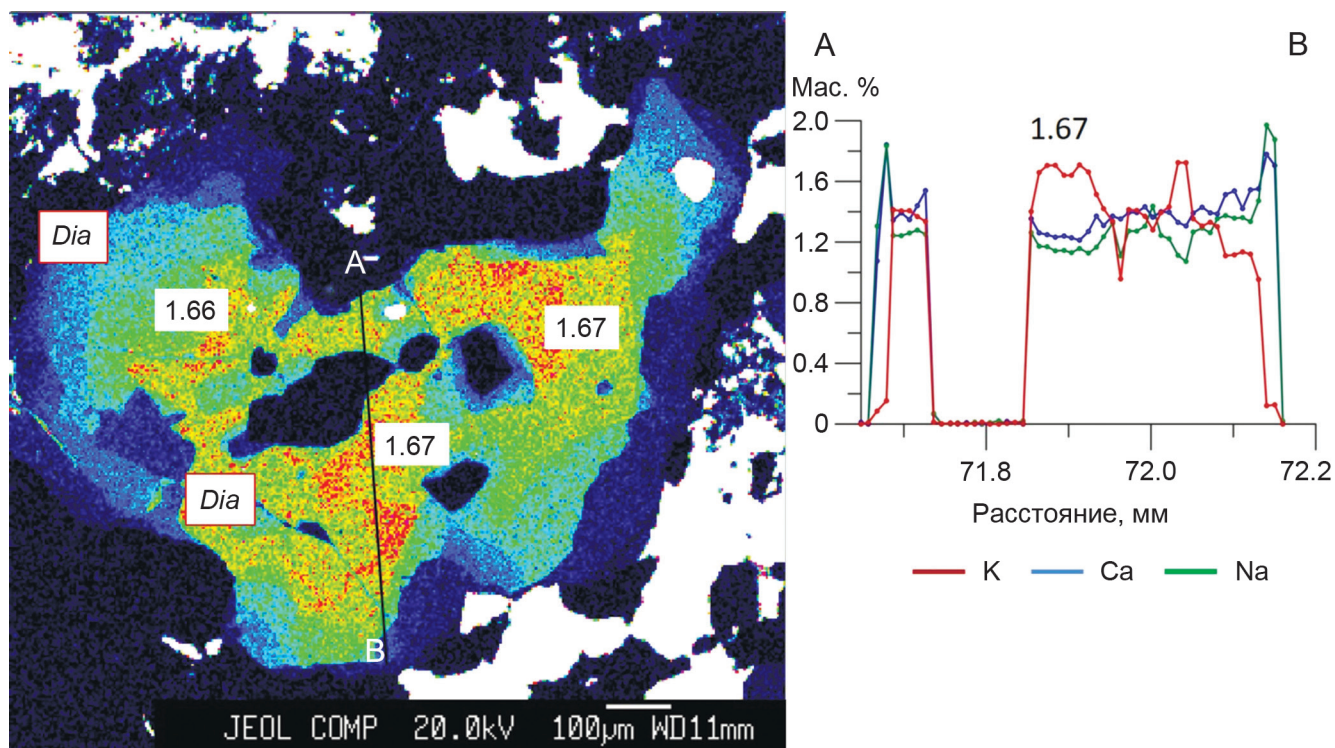


Рис. 4. Карта распределения калия и профиль по разрезу А–В в кристалле алмазсодержащего турмалина.

Оптические фото представлены на рис. 3. Области, в которых диагностированы алмазы методами КР-спектроскопии, отмечены на карте белыми прямоугольниками с надписью dia.

Fig. 4. The distribution map of potassium and the profile along the section A–B in a crystal of diamond-bearing tourmaline.

Optical photos are shown in Fig. 3. Areas in which diamonds were identified by Raman spectroscopy are marked on the map with white rectangles labeled dia.

зерен до 1 мм между порфиробластами турмалина. К-полевой шпат является почти чистым ортоклазом. Графит является одним из наиболее широко распространенных акцессорных минералов матрикса, а также встречается в виде включений в минералах. В матриксе графит в основном имеет пластинчатую форму и его кристаллы могут достигать 0.5 мм. Нередко ему сопутствуют пумпеллиит и/или хлорит.

Включения полиморфных модификаций углерода

Поскольку именно включения кристаллов алмаза использовались в качестве главного доказательства высокobarической природы маруямита, то основное внимание было уделено поиску и идентификации включений алмаза в турмалине. Алмаз различных морфологических типов диагностирован нами в кристаллах турмалина (см. рис. 2, 3), это противоречит ранее сделанным наблюдениям (Shatsky et al., 1995; Korsakov et al., 2002), что

морфологические типы кристаллов алмаза коррелируют с составом пород. Проведенные нами исследования позволили выявить значительное количество включений кристаллов алмаза в турмалинах с содержанием $K_2O \approx 1.6$ мас. % (см. рис. 3, 4), кристаллизация которых, согласно модели (Shimizu, Ogasawara, 2013), должна была происходить уже вне поля стабильности алмаза. В нескольких кристаллах содержание K_2O в алмазсодержащих зонах не превосходило 1 мас. % (см. рис. 2, 5). Несмотря на тщательные поиски, нами не было диагностировано ни одного кристалла алмаза в кристаллах турмалина с максимальным содержанием K_2O . Вместе с тем включения кристаллов алмаза были диагностированы в зернах турмалина шерл-увитового ряда гранат-клинопироксеновых пород (Корсаков и др., 2023а). Следует отметить, что содержание калия в этих кристаллах турмалина не превосходит 0.1 мас. % K_2O (Корсаков и др., 2023а, стр. 4, табл.).

Следует отметить, что наряду с включениями алмаза в этих кристаллах диагностированы вклю-

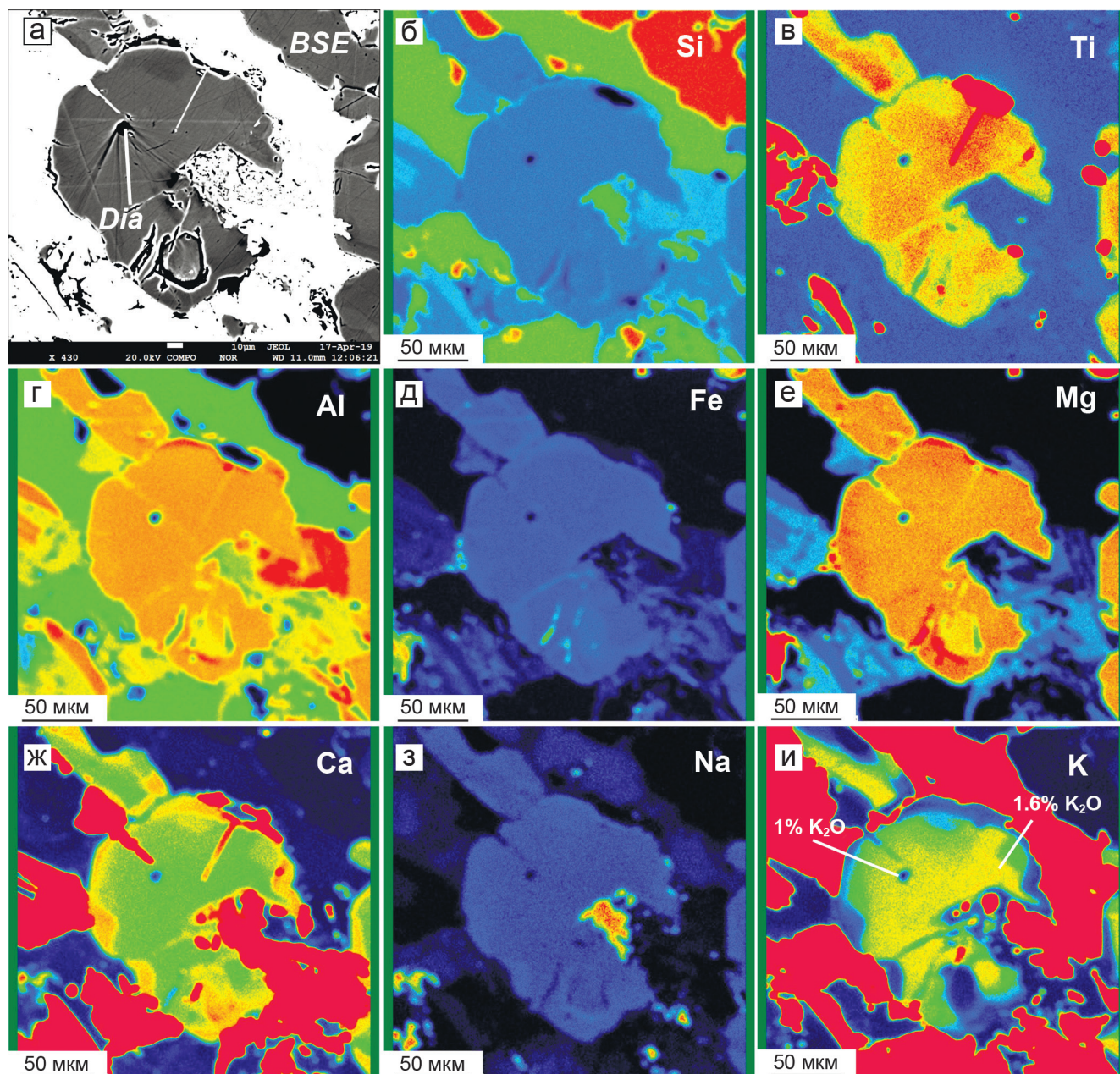


Рис. 5. Карты распределения главных элементов в кристалле турмалина с включением алмаза (см. рис. 2в, г). Включение алмаза диагностировано в зоне турмалина, в которой содержание K_2O не превышает 1 мас. %.

Fig. 5. Distribution maps of the major elements in a tourmaline crystal with diamond inclusion (see Fig. 2в, г). The inclusion of diamond occur within the tourmaline zone, in which the K_2O content does not exceed 1 wt %.

чения графита в виде как идиоморфных чешуек, так и поликристаллических агрегатов (см. рис. 3), обычно интерпретируемых как продукт частичной графитизации алмаза (Dobrzhinetskaya et al., 1994; Massonne et al., 1998). Проведенные нами экспериментальные исследования (Korsakov et al., 2015) графитизации алмаза в “сухой” и “мокрой” системах указывают на то, что даже частичная графитизация кристаллов алмаза маловероятна при P - T параметрах, отвечающих регрессивной ветви PT -тренда экзгумации пород Кокчетавского массива. Таким образом, наши данные не согласуются с ранее полученными данными (Shimizu, Ogasawara, 2005, 2013): ни графит, ни алмаз не могут быть использованы для реконструкции P - T параметров кристаллизации турмалина.

тализация кристаллов алмаза маловероятна при P - T параметрах, отвечающих регрессивной ветви PT -тренда экзгумации пород Кокчетавского массива. Таким образом, наши данные не согласуются с ранее полученными данными (Shimizu, Ogasawara, 2005, 2013): ни графит, ни алмаз не могут быть использованы для реконструкции P - T параметров кристаллизации турмалина.

Включения КПШ

В пределах Кокчетавского массива $KAlSi_3O_8$ идентифицирован в виде различных фаз (КПШ, кокчетавит), включая К-кимрит стабильный при давлении в интервале 2–6 ГПа (Seki, Kennedy, 1964; Hwang et al., 2004). Экспериментальные исследования (Hermann, Green, 2001) показали, что КПШ стабилен лишь в “сухой” системе, тогда как в присутствии водного флюида он превращается в К-кимрит при 600°C и давлении 2 ГПа (Seki, Kennedy, 1964). Находки санидина известны в ксенолитах коэзит-содержащих эклогитов из кимберлитовой трубки “Роберт Викторс”, но их появление и сохранность связывают с “сухостью” системы (Smyth, Nutton, 1977; Schulze, Helmstaedt, 1988). Тем не менее в “сухой” системе образование турмалина невозможно. Таким образом, эти два минерала явля-

ются антагонистами в области высоких температур и давлений, но прекрасно сосуществуют в пегматитах, которые формировались в гипабиссальных условиях. В одном из исследованных нами образцов включения КПШ диагностированы в ядерных зонах турмалина с максимальным содержанием $K_2O = 2.7$ мас. % и являются маруямаитом (рис. 6). Если предположить, что исходно включения КПШ в маруямаите были представлены К-кимритом, то следовало бы ожидать обнаружения продуктов дегидратации К-кимрита, которые не наблюдаются в этом образце, а следовательно, формирование ассоциации КПШ + маруямаит на пике метаморфизма 6 ГПа и 1000°C противоречит имеющимся экспериментальным данным. Наиболее вероятным, по нашим представлениям, в данном случае является кристаллизация КПШ и маруямаита при давлении менее 2 ГПа и 700°C (рис. 7).

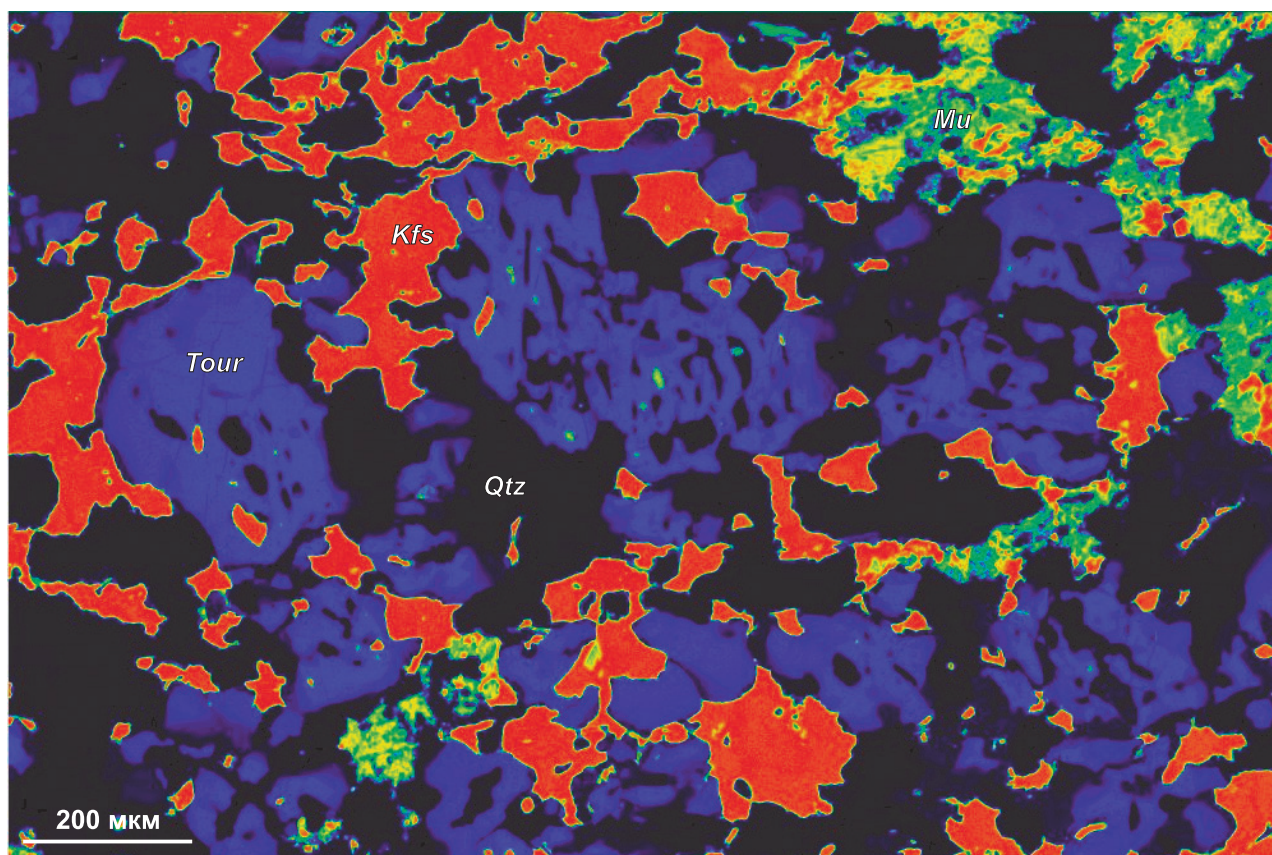


Рис. 6. Карта распределения калия в минералах маруямайтсодержащего образца.

Содержание K_2O в турмалине (ярко-синий цвет) составляет 2.7 мас. %, темно-синяя кайма – 0.3 мас. %, хлоритизированном мусковите (от зеленого до оранжевого) – до 9 мас. %, калиевом полевом шпате (алый) до 16 мас. %. Черные области на карте соответствуют кварцу. Следует отметить наличие большого количества включений кварца и калиевого полевого шпата в наиболее богатых калиевых зонах турмалина.

Fig. 6. Map of potassium distribution in minerals of a maruyamaite-bearing sample.

The content of K_2O in tourmaline (bright blue) is 2.7 wt %, dark blue border – 0.3 wt %, chloritized muscovite (from green to orange) – up to 9 wt %, potassium feldspar (red-orange) – up to 16 wt %. The black areas on the map correspond to quartz. It should be noted the presence of a large number of inclusions of quartz and potassium feldspar in the K-rich zones of tourmaline.

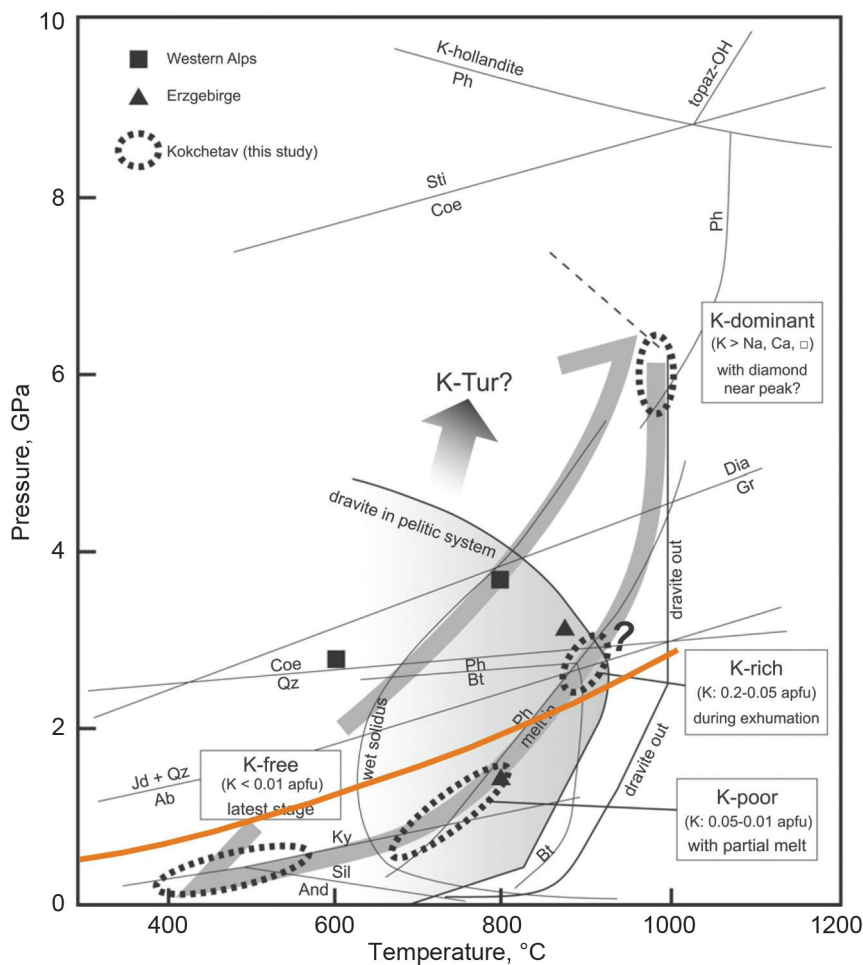


Рис. 7. *P-T* диаграмма эволюции метаморфической истории в турмалинсодержащих породах (Shimizu, Ogasawara, 2013).

Оранжевая линия ограничивает область захвата включений кварца турмалином, в которых бы не фиксировалось значимое смещение основных пиков кварца в КР-спектре. Ниже этой линии начинается область, в которой возможно появление всей наблюдаемой ассоциации маруямайт–калиевый полево шпат–кварц, тогда как алмаз и графит являются реликтовыми фазами.

Fig. 7. *P-T* diagram of the evolution of metamorphic history in tourmaline-bearing rocks (Shimizu, Ogasawara 2013).

The orange line limits the region of capture of quartz inclusions by tourmaline, in which insignificant shift of the main quartz peaks in the Raman spectrum would be expected. Below this line, a region begins in which the entire observed association of maruyamaite–potassium feldspar–quartz can appear, while diamond and graphite are relict phases.

Включения SiO_2

Включения SiO_2 в турмалине являются самыми распространенными (см. рис. 3). Однако их генезис остается неясным. Были ли эти включения изначально захвачены в виде кварца или исходно они представляли собой включения коэсита? Минералого-петрографические исследования многочисленных включений кварца в турмалине с различным содержанием калия не выявили ни реликтов коэсита, ни палисадных текстур, характерных для полных или частичных псевдоморфоз кварца по коэситу (Chopin, 1984; Smith, 1984; Chopin,

Sobolev, 1995). Отсутствие облачного погасания и радиальных трещин вокруг этих включений является еще одним аргументом в пользу их захвата в виде монокристаллических включений кварца. Следует отметить, что в алмазоносных породах массива Рудные Горы включения коэсита были диагностированы как оптически, так и с помощью методов КР-спектроскопии, но концентрации калия в этих кристаллах турмалина оказались близки к пределам обнаружения (Marschall et al., 2009). КР-спектроскопическое изучение нескрытых включений кварца не выявило существенных смещений его основных пиков (рис. 8), что указыва-

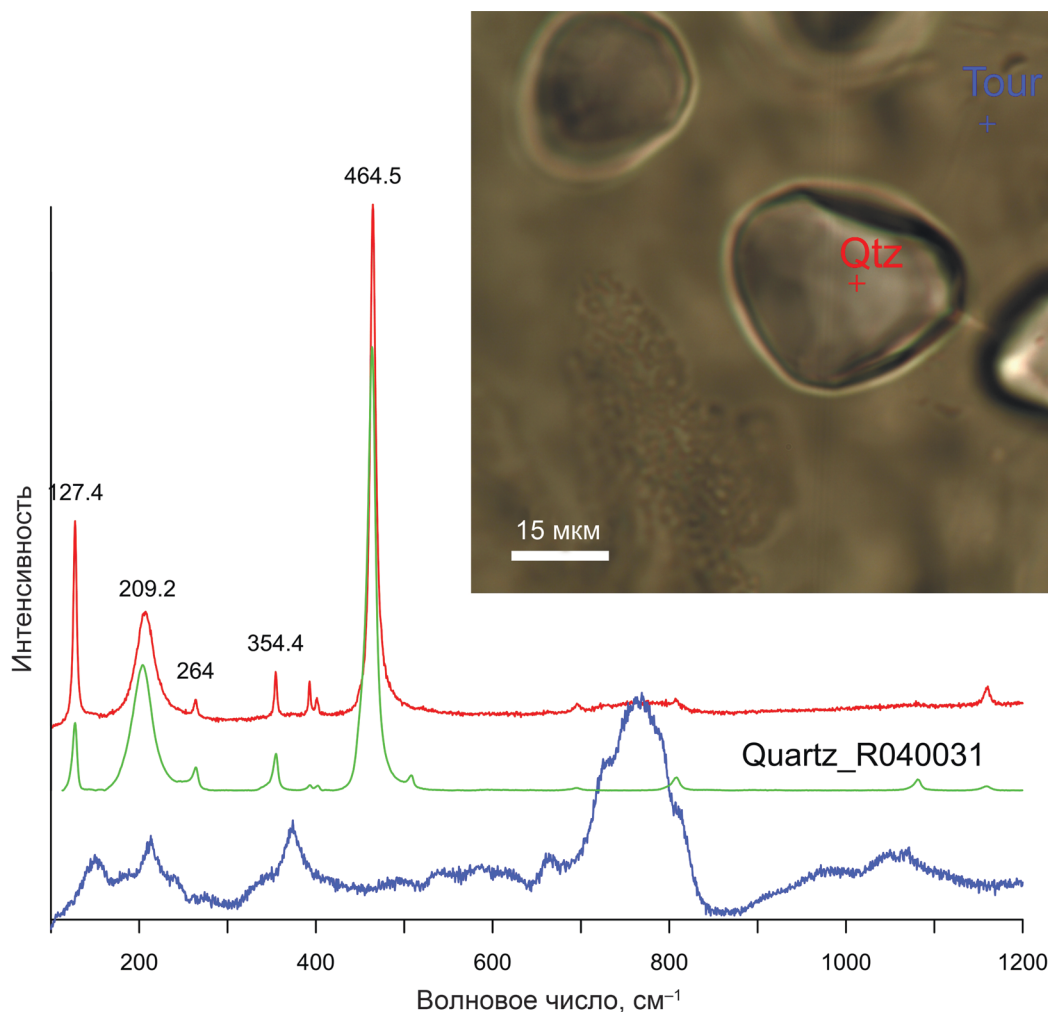


Рис. 8. Фотография включений кварца в маруямаите и КР-спектры, отвечающие данным минералам.

Кварц обозначен красным, маруямаит – синим. Измеренные значения положения пиков кварца (подписаны на рисунке) свидетельствуют о ничтожно малых величинах остаточных напряжений в этих включениях в сравнении со спектром кварца Quartz_R040031 (зеленый) из базы данных (<https://ruff.info/Quartz/R050125>).

Fig. 8. Photograph of quartz inclusions in maruyamaite and Raman spectra corresponding to these minerals.

Quartz – in red, maruyamaite – in blue. The measured positions of the quartz peaks (signed in the figure) indicate negligible residual stresses in these inclusions, in comparison with quartz spectrum Quartz_R040031 (green) from Ruff database (<https://ruff.info/Quartz/R050125>).

ет на незначительные остаточные напряжения, а следовательно, невысокие давления в момент захвата этих включений. Расчет упругих равновесий и оценка условий захвата включений для пары кварц – турмалин, выполненные по модели (Angel et al., 2014), указывают, что давление в момент захвата не превосходило 2 ГПа (см. рис. 7).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные нами исследования твердофазных включений в кристаллах турмалина из алмазонасных пород Кумды-Кольского месторождения позволяют сделать следующие выводы.

Низкобарические фазы – кварц и графит – существуют в пределах одной ростовой зоны кристаллов турмалина с кристаллами алмаза и, очевидно, не могут рассматриваться в качестве равновесных минеральных ассоциаций.

Включения кварца являются монокристаллическими и не несут каких-либо признаков того, что изначально это были включения коэсита.

Отсутствие значимых смещений пиков кварца в КР-спектрах указывает на то, что захват включений происходил при низких давлениях. Проведенные нами расчеты, основанные на упругом равновесии включение – минерал-хозяин, позволяют оценить давление <2 ГПа в момент захвата этих включений.

Находки включений КПШ в маруямаите также свидетельствуют в пользу формирования этой ассоциации на регрессивном этапе при давлении <2 ГПа.

Кристаллизация калийсодержащих кристаллов турмалина, включая маруямаит, происходила в поле стабильности кварца и КПШ, а включения алмаза являются реликтами ранее существовавших высокобарических ассоциаций, практически полностью уничтоженных поздними метасоматическими преобразованиями. Следовательно, кристаллы калийсодержащего турмалина не могут рассматриваться в качестве минерала-индикатора сверхвысоких давлений. Вероятнее всего, особенности химического состава флюида служат главным фактором, контролирующим появление этого необычного по составу турмалина (Berryman et al., 2015).

Благодарности

Авторы признательны анонимным рецензентам за комментарии и замечания, которые позволили улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. (2006) Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны. *Геология и геофизика*, **47**(4), 428-444.
- Жимулев Ф.И., Полтаранина М.А., Корсаков А.В., Буслов М.М., Друзяка Н.В., Травин А.В. (2010) Структурное положение и петрология эклогитов позднекембрийско-раннеордовикской северо-кокчетавской тектонической зоны (Северный Казахстан). *Геология и геофизика*, **51**(2), 240-256.
- Корсаков А.В., Михайленко Д.С., Чжан Л., Шу Ю. (2023а) Включения кристаллов алмаза в турмалине шерл-увитового ряда: проблемы генезиса. *Зап. Горного ин-та*, **261**, 1-9. <https://doi.org/10.31897/PMI.2023.18>
- Корсаков А.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Маршал Х.Р. (2009) Турмалин как $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронометр на примере метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан). *Докл. РАН*, **424**, 531-533.
- Корсаков А.В., Шацкий В.С., Соболев Н.В. (1998) Первая находка коэсита в эклогитах Кокчетавского массива. *Докл. РАН*, **360**, 77-81.
- Корсаков А.В., Юдин Д.С., Мусияченко К.А., Демин С.П. (2023б) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование маруямаита (калийсодержащего турмалина) из алмазоносных пород Кокчетавского массива. *Геодинамика и тектонофизика*, **14**(3). <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-3-0699>
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. (2015) Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? *Геология и геофизика*, **56**(8), 1473-1482.
- Лаврова Л.Д., Печников В.А., Петрова М.А., Заячковский А.А. (1996) Геология Барчинской алмазоносной площади. *Отчет геология*, (12), 20-27.
- Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М., Надеждина Е.Д., Шуколюков Ю.А. (1999) Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир, 221 с.
- Летников Ф.А. (1983) Образование алмазов в глубинных тектонических зонах. *Докл. АН СССР*, **271**, 433-435.
- Мусияченко К.А., Корсаков А.В., Летников Ф.А. (2021) Новое проявление маруямаита. *Докл. РАН*, **498**, 58-65.
- Розен О.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А. (1972) Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива. *Докл. АН СССР*, **203**, 674-676.
- Сафонов О.Г. (2007) Модели эволюции глубинных щелочных жидкостей. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 403 с.
- Соболев Н.В., Шацкий В.С. (1987) Включения минералов углерода в гранатах метаморфических пород. *Геология и геофизика*, **28**(7), 77-80.
- Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А., Горяйнов С.В. (1991) Включение коэсита в цирконе алмазосодержащих гнейсов Кокчетавского массива – первая находка коэсита в метаморфических породах на территории СССР. *Докл. АН СССР*, **321**, 184-188.
- Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А., Горяйнов С.В. (1994) Циркон высокобарических метаморфических пород складчатых областей как уникальный контейнер включений алмаза, коэсита и сосуществующих минералов. *Докл. РАН*, **334**, 488-492.
- Angel R.J., Mazzucchelli M.L., Alvaro M., Nimis P., Nestola F. (2014) Geobarometry from host-inclusion systems: The role of elastic relaxation. *Amer. Miner.*, **99**, 2146-2149.
- Berryman E.J., Wunder B., Wirth R., Rhede D., Schettler G., Franz G., Heinrich W. (2015) An experimental study on K and Na incorporation in dravitic tourmaline and insight into the origin of diamondiferous tourmaline from the Kokchetav Massif, Kazakhstan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **169**, 28. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1116-9>
- Berryman E., Wunder B., Rhede D. (2014) Synthesis of K-dominant tourmaline. *Amer. Miner.*, **99**, 539-542.
- Borghini A., Ferrero S., O'Brien P.J., Laurent O., Günter C., Ziemann M.A. (2020) Cryptic metasomatic agent measured in situ in Variscan mantle rocks: Melt inclusions in garnet of eclogite, Granulitgebirge, Germany. *Metamorphic Geol.*, **38**, 207-234.
- Chopin C. (1984) Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 107-118.
- Chopin C., Sobolev N.V. (1995) Principal mineralogical indicators of UHP in crustal rocks. *Ultrahigh Pressure Metamorphism*. (Ed. by R.G. Coleman, X. Wang). Cambridge: Cambridge University Press, 96-131.
- Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G. (1995) Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses of the Kokchetav complex, Northern Kazakhstan – the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within Phanerozoic foldbelt. *Island Arc*, **4**, 267-279.
- Dobrzhinetskaya L.F., Braun T.V., Sheshkel G.G., Podkuiiko Y.A. (1994) Geology and structure of diamond-bearing rocks of the Kokchetav massif, Kazakhstan. *Tecto-*

- nophysics*, **233**, 293-313.
- Ferrero S., Angel R.J. (2018) Micropetrology: Are Inclusions Grains of Truth? *J. Petrol.*, **59**, 1671-1700.
- Ferrero S., Bartoli O., Cesare B., Salvioli-Mariani E., Acosta-Vigil A., Cavallo A., Groppo C., Battiston S. (2012) Microstructures of melt inclusions in anatectic metasedimentary rocks. *J. Metamorphic Geol.*, **30**, 303-322.
- Ferrero S., Ziemann M.A., Angel R.J., O'Brien P.J., Wunder B. (2015) Kumdykolite, kokchetavite, and cristobalite crystallized in nanogranites from felsic granulites, Orlica-Snieznik Dome (Bohemian Massif): not evidence for ultrahigh-pressure conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**, 3.
- Hermann J., Green D.H. (2001) Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **188**, 149-186.
- Hwang S.-L., Yui T.-F., Chu H.-T., Shen P., Liou J.-G., Sobolev N.V. (2013) Oriented kokchetavite compound rods in clinopyroxene of Kokchetav ultrahigh-pressure rocks. *J. Asian Earth Sci.*, **63**, 56-69.
- Hwang S.-L., Shen P., Chu H.-T., Yui T.-F., Liou J.-G., Sobolev N.V. (2009) Kumdykolite, an orthorhombic polymorph of albite, from the Kokchetav ultrahigh-pressure massif, Kazakhstan. *Europ. J. Miner.*, **21**, 1325-1334.
- Hwang S.-L., Shen P., Chu H.-T., Yui T.-F., Liou J.-G., Sobolev N.V., Shatsky V.S. (2005) Crust-derived potassic fluid in metamorphic microdiamond. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **231**, 295-306.
- Hwang S.-L., Shen P., Chu H.-T., Yui T.-F., Liou J.-G., Sobolev N.V., Zhang R.-Y., Shatsky V.S., Zayachkovsky A.A. (2004) Kokchetavite: a new potassium-feldspar polymorph from the Kokchetav ultrahigh-pressure terrane. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **148**, 380-389.
- Kanzaki M., Xue X., Amalberti J., Zhang Q. (2012) Raman and NMR spectroscopic characterization of high-pressure K-cymrite ($\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$) and its anhydrous form (kokchetavite). *J. Mineral. Petrol. Sci.*, **107**, 114-119.
- Korsakov A.V., Hermann J. (2006) Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **241**, 104-118.
- Korsakov A.V., Rezvukhina O.V., Rezvukhin D.I., Greshnyakov E.D., Shur V.Y. (2020) Dumortierite and tourmaline from the Barchi-Kol diamond-bearing kyanite gneisses (Kokchetav massif): A Raman spectroscopic study and petrological implications. *J. Raman Spectroscopy*, **51**, 1839-1848.
- Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Zayachkovsky A.A. (2002) Garnet-biotite-clinzoisite gneisses: a new type of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav massif. *Europ. J. Miner.*, **14**, 915-929.
- Korsakov A.V., Theunissen K., Smirnova L.V. (2004) Intergranular diamonds derived from partial melting of crustal rocks at ultrahigh-pressure metamorphic conditions. *Terra Nova*, **16**, 146-151.
- Korsakov A.V., Zhimulev E.I., Mikhailenko D.S., Demin S.P., Kozmenko O.A. (2015) Graphite pseudomorphs after diamonds: An experimental study of graphite morphology and the role of H_2O in the graphitisation process. *Lithos*, **236-237**, 16-26. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.08.012>
- Lussier A., Ball N.A., Hawthorne F.C., Henry D.J., Shimizu R., Ogasawara Y., Ota T. (2016) Maruyamaite, $\text{K}(\text{MgAl}_2)(\text{Al}_5\text{Mg})\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_{33}(\text{OH})_3\text{O})$, a potassium-dominant tourmaline from the ultrahigh-pressure Kokchetav massif, northern Kazakhstan: Description and crystal structure. *Amer. Miner.*, **101**, 355-361.
- Marschall H.R., Korsakov A.V., Luvizotto G.L., Nasdala L., Ludwig T. (2009) On the occurrence and boron isotopic composition of tourmaline in (ultra)high-pressure metamorphic rocks. *J. Geol. Soc., London*, **166**, 811-823.
- Massonne H.-J., Bernhardt H.-J., Dettmar D., Kessler E., Medenbach O., Westphal T. (1998) Simple identification and quantification of microdiamonds in rock thin-sections. *Europ. J. Miner.*, **10**, 497-504.
- Mikhno A.O., Korsakov A.V. (2013) K_2O prograde zoning pattern in clinopyroxene from the Kokchetav diamond-grade metamorphic rocks: Missing part of metamorphic history and location of second critical end point for calc-silicate system. *Gondwana Res.*, **23**, 920-930.
- Mikhno A.O., Schmidt U., Korsakov A.V. (2013) Origin of K-cymrite and kokchetavite in the polyphase mineral inclusions from Kokchetav UHP calc-silicate rocks: evidence from confocal Raman imaging. *Europ. J. Miner.*, **25**, 807-816.
- Musiyachenko K.A., Korsakov A.V., Shimizu R., Zelenovskiy P.S., Shur V.Y. (2020). New insights on Raman spectrum of K-bearing tourmaline. *J. Raman Spectroscopy*, **51**, 1415-1424.
- Ogasawara Y., Fukasawa K., Maruyama S. (2002) Coesite exsolution from supersilicic titanite in UHP marble from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan. *Amer. Miner.*, **87**, 454-461.
- Ota T., Kobayashi K., Kunihiro T., Nakamura E. (2008) Boron cycling by subducted lithosphere; insights from diamondiferous tourmaline from the Kokchetav ultrahigh-pressure metamorphic belt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**, 3531-3541.
- Perchuk L.L., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Barton J.M.B. (2002) Crystal-melt equilibria involving potassium-bearing clinopyroxene as indicator of mantle-derived ultrahigh-potassic liquids: an analytical review. *Lithos*, **60**, 89-111.
- Perchuk L.L., Yapaskurt V.O. (1998) Mantle-derived ultrapotassic liquids. *Geol. Geophys.*, **39**(12), 1756-1765.
- Romanenko A.V., Rashchenko S.V., Sokol A.G., Korsakov A.V., Seryotkin Y.V., Glazyrin K.V., Musiyachenko K. (2021) Crystal structures of K-cymrite and kokchetavite from single-crystal X-ray diffraction. *Amer. Miner.*, **106**, 404-409.
- Safonov O.G., Perchuk L.L., Litvin Y.A., Bindi L. (2005) Phase relations in the $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-KAlSi}_3\text{O}_8$ join at 6 and 3.5 GPa as a model for formation of some potassium-bearing deep-seated mineral assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **149**, 316-337.
- Schulze D.J., Helmstaedt H. (1988) Coesite-Sanidine Eclogites from Kimberlite: Products of Mantle Fractionation or Subduction? *J. Geol.*, **96**, 435-443.
- Seki Y., Kennedy G.C. (1964) The breakdown of potassium feldspar, KAlSi_3O_8 at high temperatures and high pressures. *Amer. Miner.*, **49**, 1688-1706.
- Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A. (1995) Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan). *Ultra-High Pressure Metamorphism*. Cambridge: Cambridge University Press, 427-455.
- Shimizu R., Ogasawara Y. (2005) K-Tourmaline in diamond-bearing rock from Kokchetav. *Mitteilungen der*

- Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **150**.
- Shimizu R., Ogasawara Y. (2013) Diversity of potassium-bearing tourmalines in diamondiferous Kokchetav UHP metamorphic rocks: A geochemical recorder from peak to retrograde metamorphic stages. *J. Asian Earth Sci.*, **63**, 39-55.
- Smith D.C. (1984) Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, **310**, 641-644.
- Smyth J.R., Hatton C.J. (1977) A coesite-sanidine grosspyrite from the Roberts Victor kimberlite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **34**, 284-290.
- Sobolev N.V., Shatsky V.S. (1990) Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. *Nature*, **343**, 742-746.
- Theunissen K., Dobretsov N.L., Korsakov A., Travin A., Shatsky V.S., Smirnova L., Boven A. (2000) Two contrasting petroectonic domains in the Kokchetav megamelange (north Kazakhstan): difference in exhumation mechanisms of ultrahigh-pressure crustal rocks, or a result of subsequent deformation? *Island Arc*, **9**, 284-303.
- Zedgenizov D.A., Kagi H., Shatsky V.S., Ragozin A.L. (2014) Local variations of carbon isotope composition in diamonds from São-Luis (Brazil): Evidence for heterogeneous carbon reservoir in sublithospheric mantle. *Chem. Geol.*, **363**, 114-124.
- Angel R.J., Mazzucchelli M.L., Alvaro M., Nimis P., Nestola F. (2014) Geobarometry from host-inclusion systems: The role of elastic relaxation. *Amer. Miner.*, **99**, 2146-2149.
- Berryman E.J., Wunder B., Wirth R., Rhede D., Schettler G., Franz G., Heinrich W. (2015) An experimental study on K and Na incorporation in dravitic tourmaline and insight into the origin of diamondiferous tourmaline from the Kokchetav Massif, Kazakhstan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **169**, 28. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1116-9>
- Berryman E., Wunder B., Rhede D. (2014) Synthesis of K-dominant tourmaline. *Amer. Miner.*, **99**, 539-542.
- Borghini A., Ferrero S., O'Brien P.J., Laurent O., Günter C., Ziemann M.A. (2020) Cryptic metasomatic agent measured in situ in Variscan mantle rocks: Melt inclusions in garnet of eclogite, Granulitgebirge, Germany. *Metamorphic Geol.*, **38**, 207-234.
- Chopin C. (1984) Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 107-118.
- Chopin C., Sobolev N.V. (1995) Principal mineralogic indicators of UHP in crustal rocks. *Ultrahigh Pressure Metamorphism*. (Ed. by R.G. Coleman, X. Wang). Cambridge, Cambridge University Press, 96-131.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Travin A.V., Zayachkovsky A.A. (2006) Vendian-Early Ordovician geodynamic evolution and model for exhumation of ultrahigh- and high-pressure rocks from the Kokchetav subduction-collision zone (Northern Kazakhstan). *Russian Geol. Geophys.*, **47**(4), 424-440 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **47**(4), 428-444).
- Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G. (1995) Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses of the Kokchetav complex, Northern Kazakhstan – the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within Phanerozoic foldbelt. *Island Arc*, **4**, 267-279.
- Dobrzhinetskaya L.F., Braun T.V., Sheshkel G.G., Podkuiiko Y.A. (1994) Geology and structure of diamond-bearing rocks of the Kokchetav massif, Kazakhstan. *Tectonophysics*, **233**, 293-313.
- Ferrero S., Angel R.J. (2018) Micropetrology: Are Inclusions Grains of Truth? *J. Petrol.*, **59**, 1671-1700.
- Ferrero S., Bartoli O., Cesare B., Salvio-Mariani E., Acosta-Vigil A., Cavallo A., Groppo C., Battiston S. (2012) Microstructures of melt inclusions in anatectic metasedimentary rocks. *J. Metamorphic Geol.*, **30**, 303-322.
- Ferrero S., Ziemann M.A., Angel R.J., O'Brien P.J., Wunder B. (2015) Kumdykolite, kokchetavite, and cristobalite crystallized in nanogranites from felsic granulites, Orlica-Snieznik Dome (Bohemian Massif): not evidence for ultrahigh-pressure conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**, 3.
- Hermann J., Green D.H. (2001) Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **188**, 149-186.
- Hwang S.L., Yui T.F., Chu H.T., Shen P., Liou J.G., Sobolev N.V. (2013) Oriented kokchetavite compound rods in clinopyroxene of Kokchetav ultrahigh-pressure rocks. *J. Asian Earth Sci.*, **63**, 56-69.
- Hwang S.-L., Shen P., Chu H.-T., Yui T.-F., Liou J.G., Sobolev N.V. (2009) Kumdykolite, an orthorhombic polymorph of albite, from the Kokchetav ultrahigh-pressure massif, Kazakhstan. *Europ. J. Miner.*, **21**, 1325-1334.
- Hwang S.-L., Shen P., Chu H.-T., Yui T.-F., Liou J.G., Sobolev N.V., Shatsky V.S. (2005) Crust-derived potassic fluid in metamorphic microdiamond. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **231**, 295-306.
- Hwang S.-L., Shen P., Chu H.-T., Yui T.-F., Liou J.G., Sobolev N.V., Zhang R.-Y., Shatsky V.S., Zayachkovsky A.A. (2004) Kokchetavite: a new potassium-feldspar polymorph from the Kokchetav ultrahigh-pressure terrane. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **148**, 380-389.
- Kanzaki M., Xue X., Amalberti J., Zhang Q. (2012) Raman and NMR spectroscopic characterization of high-pressure K-cymrite ($\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$) and its anhydrous form (kokchetavite). *J. Mineral. Petrol. Sci.*, **107**, 114-119.
- Korsakov A.V., Hermann J. (2006) Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **241**, 104-118.
- Korsakov A.V., Mikhailenko D.S., Zhang L., Xu Y.-G. (2023a) Inclusions of diamond crystals in the tourmaline of the schorl-uvite series: problems of genesis. *J. Mining In-te*, **261**, 1-9 (translated from *Zapiski Gornogo instituta*, **261**, 1-9). <https://doi.org/10.31897/PMI.2023.18>
- Korsakov A.V., Rezvukhina O.V., Rezvukhin D.I., Greshnyakov E.D., Shur V.Y. (2020) Dumortierite and tourmaline from the Barchi-Kol diamond-bearing kyanite gneisses (Kokchetav massif): A Raman spectroscopic study and petrological implications. *J. Raman Spectroscopy*, **51**, 1839-1848.
- Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V. (1998) The first finding of coesite in eclogites of the Kokchetav massif. *Dokl. RAN*, **360**, 77-81. (In Russ.)
- Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Zayachkovsky A.A. (2002) Garnet-biotite-clinozoisite gneisses: a new type of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav massif. *Europ. J. Miner.*, **14**, 915-929.

- Korsakov A.V., Theunissen K., Smirnova L.V. (2004) Intergranular diamonds derived from partial melting of crustal rocks at ultrahigh-pressure metamorphic conditions. *Terra Nova*, **16**, 146-151.
- Korsakov A.V., Travin A.V., Yudin D.S., Marschall H.R. (2009) 40Ar/39Ar dating of tourmaline from metamorphic rocks of the Kokchetav massif, Kazakhstan. *Dokl. Earth Sci.*, **424**, 168-170 (translated from *Dokl. RAN*, **424**, 531-533).
- Korsakov A.V., Yudin D.S., Musiyachenko K.A., Demin S.P. (2023b) 40Ar/39Ar dating of maruyamaitite (K-dominant tourmaline) from diamond-bearing metamorphic rocks from the Kokchetav massif. *Geodynamics & Tectonophysics*, **14**(3). (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-3-0699>
- Korsakov A.V., Zhimulev E.I., Mikhailenko D.S., Demin S.P., Kozmenko O.A. (2015) Graphite pseudomorphs after diamonds: An experimental study of graphite morphology and the role of H₂O in the graphitisation process. *Lithos*, **236-237**, 16-26. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.08.012>
- Lavrent'ev Yu.G., Karmanov N.S., Usova L.V. (2015) Electron probe microanalysis of minerals: Microanalyzer or scanning electron microscope? *Russ. Geol. Geophys.*, **56**, 1154-1161 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **56**, 1473-1482).
- Lavrova L.D., Pechnikov V.A., Petrova M.A., Zayachkovsky A.A. (1996) Geology of diamondiferous Barchi-Kol area. *Otech. Geologiya*, (12), 20-27. (In Russ.)
- Lavrova L.D., Pechnikov V.A., Pleshakov M.A., Nadajdina E.D., Shukolyukov Yu.A. (1999) A new genetic type of diamond deposit. Moscow, Nauch. mir Publ., 221 p. (In Russ.)
- Letnikov F.A. (1983) Formation of diamonds in deep-seated tectonic zones. *Dokl. AN SSSR*, **271**, 433-435. (In Russ.)
- Lussier A., Ball N.A., Hawthorne F.C., Henry D.J., Shimizu R., Ogasawara Y., Ota T. (2016) Maruyamaitite, K(MgAl₂)(Al₃Mg)Si₆O₁₈(BO₃(OH))₃O, a potassium-dominant tourmaline from the ultrahigh-pressure Kokchetav massif, northern Kazakhstan: Description and crystal structure. *Amer. Miner.*, **101**, 355-361.
- Marschall H.R., Korsakov A.V., Luvizotto G.L., Nasdala L., Ludwig T. (2009) On the occurrence and boron isotopic composition of tourmaline in (ultra)high-pressure metamorphic rocks. *J. Geol. Soc., London*, **166**, 811-823.
- Massonne H.-J., Bernhardt H.-J., Dettmar D., Kessler E., Medenbach O., Westphal T. (1998) Simple identification and quantification of microdiamonds in rock thin-sections. *Europ. J. Miner.*, **10**, 497-504.
- Mikhno A.O., Korsakov A.V. (2013) K₂O prograde zoning pattern in clinopyroxene from the Kokchetav diamond-grade metamorphic rocks: Missing part of metamorphic history and location of second critical end point for calc-silicate system. *Gondwana Res.*, **23**, 920-930.
- Mikhno A.O., Schmidt U., Korsakov A.V. (2013) Origin of K-cymrite and kokchetavite in the polyphase mineral inclusions from Kokchetav UHP calc-silicate rocks: evidence from confocal Raman imaging. *Europ. J. Miner.*, **25**, 807-816.
- Musiyachenko K.A., Korsakov A.V., Letnikov F.A. (2021) A New Occurrence of Maruyamaitite. *Dokl. Earth Sci.*, **498**, 403-408 (translated from *Dokl. RAN*, **498**, 58-65).
- Musiyachenko K.A., Korsakov A.V., Shimizu R., Zelenovskiy P.S., Shur V.Y. (2020). New insights on Raman spectrum of K-bearing tourmaline. *J. Raman Spectroscopy*, **51**, 1415-1424.
- Ogasawara Y., Fukasawa K., Maruyama S. (2002) Coesite exsolution from supersilicic titanite in UHP marble from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan. *Amer. Miner.*, **87**, 454-461.
- Ota T., Kobayashi K., Kunihiro T., Nakamura E. (2008) Boron cycling by subducted lithosphere; insights from diamondiferous tourmaline from the Kokchetav ultrahigh-pressure metamorphic belt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**, 3531-3541.
- Perchuk L.L., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Barton J.M.B. (2002) Crystal-melt equilibria involving potassium-bearing clinopyroxene as indicator of mantle-derived ultrahigh-potassic liquids: an analytical review. *Lithos*, **60**, 89-111.
- Perchuk L.L., Yapaskurt V.O. (1998) Mantle-derived ultrapotassic liquids. *Geol. Geophys.*, **39**(12), 1756-1765.
- Romanenko A.V., Rashchenko S.V., Sokol A.G., Korsakov A.V., Seryotkin Y.V., Glazyrin K.V., Musiyachenko K. (2021) Crystal structures of K-cymrite and kokchetavite from single-crystal X-ray diffraction. *Amer. Miner.*, **106**, 404-409.
- Rozen O.M., Zorin Yu.M., Zayachkovsky A.A. (1972) A find of diamond linked with eclogites of the Precambrian Kokchetav massif. *Dokl. AN SSSR*, **203**, 674-676. (In Russ.)
- Safonov O.G. (2007) Models for the evolution of deep alkaline fluids. Doct. geol. and min. sci. diss. Moscow, 403 c.
- Safonov O.G., Perchuk L.L., Litvin Y.A., Bindi L. (2005) Phase relations in the CaMgSi₂O₆-KAlSi₃O₈ join at 6 and 3.5 GPa as a model for formation of some potassium-bearing deep-seated mineral assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **149**, 316-337.
- Schulze D.J., Helmstaedt H. (1988) Coesite-Sanidine Eclogites from Kimberlite: Products of Mantle Fractionation or Subduction? *J. Geol.*, **96**, 435-443.
- Seki Y., Kennedy G.C. (1964) The breakdown of potassium feldspar, KAlSi₃O₈ at high temperatures and high pressures. *Amer. Miner.*, **49**, 1688-1706.
- Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A. (1995) Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan). *Ultra-High Pressure Metamorphism*. Cambridge, Cambridge University Press, 427-455.
- Shimizu R., Ogasawara Y. (2005) K-Tourmaline in diamond-bearing rock from Kokchetav. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **150**.
- Shimizu R., Ogasawara Y. (2013) Diversity of potassium-bearing tourmalines in diamondiferous Kokchetav UHP metamorphic rocks: A geochemical recorder from peak to retrograde metamorphic stages. *J. Asian Earth Sci.*, **63**, 39-55.
- Smith D.C. (1984) Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, **310**, 641-644.
- Smyth J.R., Hatton C.J. (1977) A coesite-sanidine grosspyrite from the Roberts Victor kimberlite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **34**, 284-290.
- Sobolev N.V., Shatsky V.S. (1987) Carbon mineral inclusions in garnets of metamorphic rocks. *Geolog. Geofiz.*, **28**(7), 77-80. (In Russ.)
- Sobolev N.V., Shatsky V.S. (1990) Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for

- diamond formation. *Nature*, **343**, 742-746.
- Sobolev N.V., Shatsky V.S., Vavilov M.A., Goryainov S.V. (1991) Coesite inclusion in zircon of diamondiferous gneisses of the Kokchetav massif: the first finding of coesite in metamorphic rocks on the territory of the USSR. *Dokl. AN SSSR*, **321**, 184-188. (In Russ.)
- Sobolev N.V., Shatsky V.S., Vavilov M.A., Goryainov S.V. (1994) Zircon of high-pressure metamorphic rocks from folded regions as a unique container of inclusions of diamond, coesite, and coexisting minerals. *Dokl. RAN*, **334**, 488-492. (In Russ.)
- Theunissen K., Dobretsov N.L., Korsakov A., Travin A., Shatsky V.S., Smirnova L., Boven A. (2000) Two contrasting petrotectonic domains in the Kokchetav melange (north Kazakhstan): difference in exhumation mechanisms of ultrahigh-pressure crustal rocks, or a result of subsequent deformation? *Island Arc*, **9**, 284-303.
- Zedgenizov D.A., Kagi H., Shatsky V.S., Ragozin A.L. (2014) Local variations of carbon isotope composition in diamonds from São-Luis (Brazil): Evidence for heterogenous carbon reservoir in sublithospheric mantle. *Chem. Geol.*, **363**, 114-124.
- Zhimulev F.I., Poltaranina M.A., Korsakov A.V., Buslov M.M., Druzyaka N.V., Travin A.V. (2010) Eclogites of the Late Cambrian–Early Ordovician North Kokchetav tectonic zone (northern Kazakhstan): structural position and petrology. *Russ. Geol. Geophys.*, **51**, 190-203 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **51**, 240-256).

Термальное состояние краевой части Сибирского кратона в мезозойскую эру кимберлитового магматизма Куойкского поля (Якутская алмазоносная провинция)

А. М. Дымшиц¹, Е. А. Муравьева², Н. С. Тычков², С. И. Костровицкий^{1,3}, И. С. Шарыгин¹,
А. В. Головин², О. Б. Олейников⁴

¹Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, e-mail: adymshits@crust.irk.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а

⁴Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677000, Республика Саха (Якутия), г. Якутск, пр. Ленина, 39

Поступила в редакцию 30.04.2023 г., принята к печати 13.07.2023 г.

Объект исследования. Ксенокристаллы клинопироксена из концентрата тяжелой фракции 14 кимберлитовых тел Куойкского поля (западная часть поля: Обнаженная, Рубин, Серая, Водораздельная, Второгодница, Антошка; центральная часть: Слюдянка, Скиф II; восточная часть: Ирица, Ноябрьская, Вечерняя, Люся, Дьянга, а также Жила 79) (Якутская алмазоносная провинция, Сибирский кратон). **Цель.** Реконструировать мантийные палеогеотермы под шестью кимберлитовыми трубками (Водораздельная, Обнаженная, Второгодница, Слюдянка, Дьянга, Жила 79), используя два независимых подхода. **Материалы и методы.** Исследован химический состав ксенокристаллов клинопироксена и оценены температуры и давления с помощью мономинеральной термобарометрии. Подгонка линии геотермы к набору *P-T* данных производилась двумя методами. Первый основан на модели Д. Хастерока, Д.С. Чепмена, второй на модели Д. Маккензи с соавторами. **Результаты.** Значение мощности литосферы в пределах погрешности согласуется для двух методов, а также сопоставимо с более ранними реконструкциями для трубок Второгодница, Дьянга и Обнаженная. Полученные результаты указывают на то, что в мезозойское время кимберлитового магматизма мощность литосферы в районе Куойкского поля составляла около 200 км. **Выводы.** Особенности химического состава ксенокристаллов клинопироксена указывают на неоднородность литосферной мантии. Разная глубинность выноса мантийного материала для отдельных кимберлитовых трубок Куойкского поля, которые были сформированы в узком временном диапазоне и расположены друг от друга в нескольких десятках километров, может быть связана с особенностями подъема кимберлитовой магмы к поверхности и наличием промежуточных магматических камер. В восточной части Куойкского поля в литосферной мантии больше гранатовых и гранат-шпинелевых перидотитов по сравнению с их количеством в центральной и западной частях, что может косвенно указывать на большую перспективность именно восточного блока на алмазоносность, где, в частности, расположена убогоалмазоносная трубка Дьянга. Отсутствие алмазов в других трубках Куойкского поля может быть связано с интенсивным метасоматическим преобразованием пород литосферной мантии в области “алмазного окна”, что подтверждается большим количеством высокотемпературных клинопироксенов на этих глубинах.

Ключевые слова: мантийная геотерма, клинопироксен, кимберлит, Сибирский кратон, литосферная мантия, термобарометрия

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10073, <https://rscf.ru/project/22-77-10073/>. Экспедиционные работы на кимберлитовой трубке Обнаженная выполнялись в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9) и ИГАБМ СО РАН

Thermal state of the Siberian craton marginal zone at the time of Mesozoic kimberlitic magmatism within the Kuoika field (Yakutian diamondiferous province)

Для цитирования: Дымшиц А.М., Муравьева Е.А., Тычков Н.С., Костровицкий С.И., Шарыгин И.С., Головин А.В., Олейников О.Б. (2023) Термальное состояние краевой части Сибирского кратона в мезозойскую эру кимберлитового магматизма Куойкского поля (Якутская алмазоносная провинция). *Литосфера*, 23(4), 515–530. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-515-530>

For citation: Dymshits A.M., Muraveva E.A., Tychkov N.S., Kostrovitsky S.I., Sharygin I.S., Golovin A.V., Oleinikov O.B. (2023) Thermal state of the Siberian craton marginal zone at the time of Mesozoic kimberlitic magmatism within the Kuoika field (Yakutian diamondiferous province). *Lithosphere (Russia)*, 23(4), 515–530. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-515-530>

© А.М. Дымшиц, Е.А. Муравьева, Н.С. Тычков, С.И. Костровицкий, И.С. Шарыгин, А.В. Головин, О.Б. Олейников, 2023

Anna M. Dymshits¹, Elena A. Muraveva², Nikolay S. Tychkov², Sergey I. Kostrovitsky^{1,3},
Igor S. Sharygin¹, Alexandr V. Golovin², Oleg B. Oleinikov⁴

¹Institute of the Earth's Crust, SB RAS, 128 Lermontov st., Irkutsk 664033, Russia, e-mail: adymshits@crust.irk.ru

²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia

³A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, 1a Favorsky st., Irkutsk 664033, Russia

⁴Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS, 39 Lenin av., Yakutsk 677000, Sakha Republic, Russia

Received 30.04.2023, accepted 13.07.2023

Research subject. Clinopyroxene xenocrysts from the heavy-mineral concentrates of 14 kimberlite bodies (western part of the field: Obnazhennaya, Rubin, Seraya, Vodorazdelnaya, Vtorogodnitsa, Antoshka; central part of the field: Sliudyanka, Skiff II; western part of the field: Irina, Noyabrskaya, Vechernyaya, Lyusya, Dianga and Zhila 79) of the Kuoika field (Yakutian diamondiferous province, Siberian craton). **Aim.** To reconstruct the mantle paleogeotherms Under the six kimberlite pipes (Vodorazdelnaya, Obnazhennaya, Vtorogodnitsa, Sliudyanka, Dianga, and Zhila 79) using two independent approaches. **Materials and methods.** The chemical composition of clinopyroxene xenocrysts was investigated and last equilibrium temperatures and pressures were estimated using single-crystal thermobarometry. The geothermal line fitting to the *P-T* data set was performed using two methods. The first method is based on the D. Hasterok and D.S. Champan model, and the second – on the D. McKenzie model. **Results.** The value of lithosphere thickness falls within the margin of error for the two methods, being also comparable with earlier reconstructions for the Vtorogodnitsa, Dyanga, and Obnazhennaya pipes. The obtained results indicate that, during the Mesozoic kimberlitic magmatism, the lithosphere thickness beneath the Kuoika field was about 200 km. **Conclusion.** The determined peculiarities of the chemical composition of clinopyroxene xenocrysts indicate heterogeneity of the lithospheric mantle composition. Different depths of transported mantle material for kimberlite pipes of the Kuoika field, which are coeval and are located a few km apart, may be related to peculiarities of kimberlite magma ascent to the surface and the presence of intermediate magma chambers. The eastern part of the Kuoika field contains more garnet and garnet-spinel peridotites compared to the central and western parts, which may indirectly indicate a greater diamondiferous potential of the eastern block, where the diamondiferous Dianga pipe is located. The absence of diamonds in other discovered pipes of the Kuoika field may be connected with the metasomatic enrichment of the lithospheric mantle in the area of the “diamond window”, which is confirmed by a large number of high-temperature clinopyroxenes at these depths.

Keywords: mantle geotherm, clinopyroxene, kimberlite, Siberian Craton, lithospheric mantle, thermobarometry

Funding information

The study was financially supported by the Russian Science Foundation (No. 22-77-10073, <https://rscf.ru/project/22-77-10073/>). Field work was supported by the RF state assignment project for IGM SB RAS (No. 122041400157-9) and DPMGI SB RAS

ВВЕДЕНИЕ

Северные окраины Сибирского кратона, где на сегодняшний день обнаружено огромное количество кимберлитовых и кимберлитоподобных тел, остаются слабоизученными ввиду труднодоступности (Агашев и др., 2004; Howarth et al., 2014; Костровицкий и др., 2018; Ionov et al., 2018; Ащепков и др., 2019; Муравьева и др., 2022). Наибольший интерес представляет Куойкское кимберлитовое поле, в пределах которого была найдена убогоалмазаносная трубка Дьянга. В пределах данного поля зафиксировано более 100 проявлений кимберлитового магматизма, трубка Дьянга является единственной, где были обнаружены алмазы. В работе (Муравьева и др., 2022) реконструирована мантийная палеогеотерма под трубкой Обнаженная и показано, что значение мощности литосферы составляет около 190 км. Такие оценки мощности литосферы согласуются в пределах погрешности с данными публикации (Тычков и др., 2018) для двух других трубок Куойкского поля (Второгодница и Дьянга). В данных рабо-

тах материалом для исследования служили ксенокристаллы клинопироксена из концентрата тяжелой фракции. При этом рассчитанные значения мощности литосферы оказались близки между собой для всех трех кимберлитовых трубок, самые глубинные клинопироксены для трубки Обнаженная выносятся со 120 км, для трубки Второгодница – со 150, а для трубки Дьянга – уже со 180 км (Тычков и др., 2018).

Таким образом, встает вопрос о том, что может влиять на такой разброс глубин мантийного материала из кимберлитовых трубок, которые формировались в узком временном диапазоне и расположены друг от друга в нескольких десятках километров. Куойкское поле является не единственным примером, где близко расположены трубки с разным по глубинности и химическому составу ксеногенным материалом (Griffin et al., 1999; Nimis et al., 2020). Для ответа на этот вопрос необходимо иметь представительную выборку мантийного материала из разных трубок одного кимберлитового поля. В связи с этим в данном исследовании мы использовали ксенокристаллы клинопи-

роксена (>1200 шт.) из 14 кимберлитовых трубок Куойкского поля. На основе химического состава клинопироксенов и оценок давлений и температур был реконструирован термальный режим для литосферной мантии северной части Сибирского кратона на момент кимберлитового магматизма в мезозойскую эру. Сопоставление распределения ксенокристаллов клинопироксена с глубиной для разных трубок Куойкского поля позволило предложить возможные механизмы подъема кимберлитовой магмы в обозначенном регионе.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Фундамент Сибирского кратона подразделяется на четыре основные тектонические провинции: Анабарскую в центре, Оленекскую на северо-востоке, Тунгусскую на западе и Алданскую на юго-востоке (Розен и др., 2006, 2009). Кимберли-

товые поля располагаются в центральной (Анабарской) и северо-восточной (Оленекской) частях Сибирского кратона, которые в совокупности составляют Якутскую кимберлитовую алмазоносную провинцию.

Куойкское кимберлитовое поле располагается в бассейне р. Оленек в пределах Оленекского поднятия (Оленекская тектоническая провинция) (рис. 1). Южная граница поля проходит по р. Оленек, восточная – по р. Бээнчиму (левый приток р. Оленек). На севере граница поля проводится по северной окраине выхода трапповых пород, расположенных в междуречье рек Бээнчима и Куойки, с западной стороны поле ограничено по водоразделу рек Кыран и Куойка. В пределах поля выявлено около 100 кимберлитовых тел. Кимберлитовые трубки размещаются среди осадочных пород свит нижнего кембрия (кесюсинской и еркекетской), подстилающих их доломитов палеопротерозойского возраста. Воз-

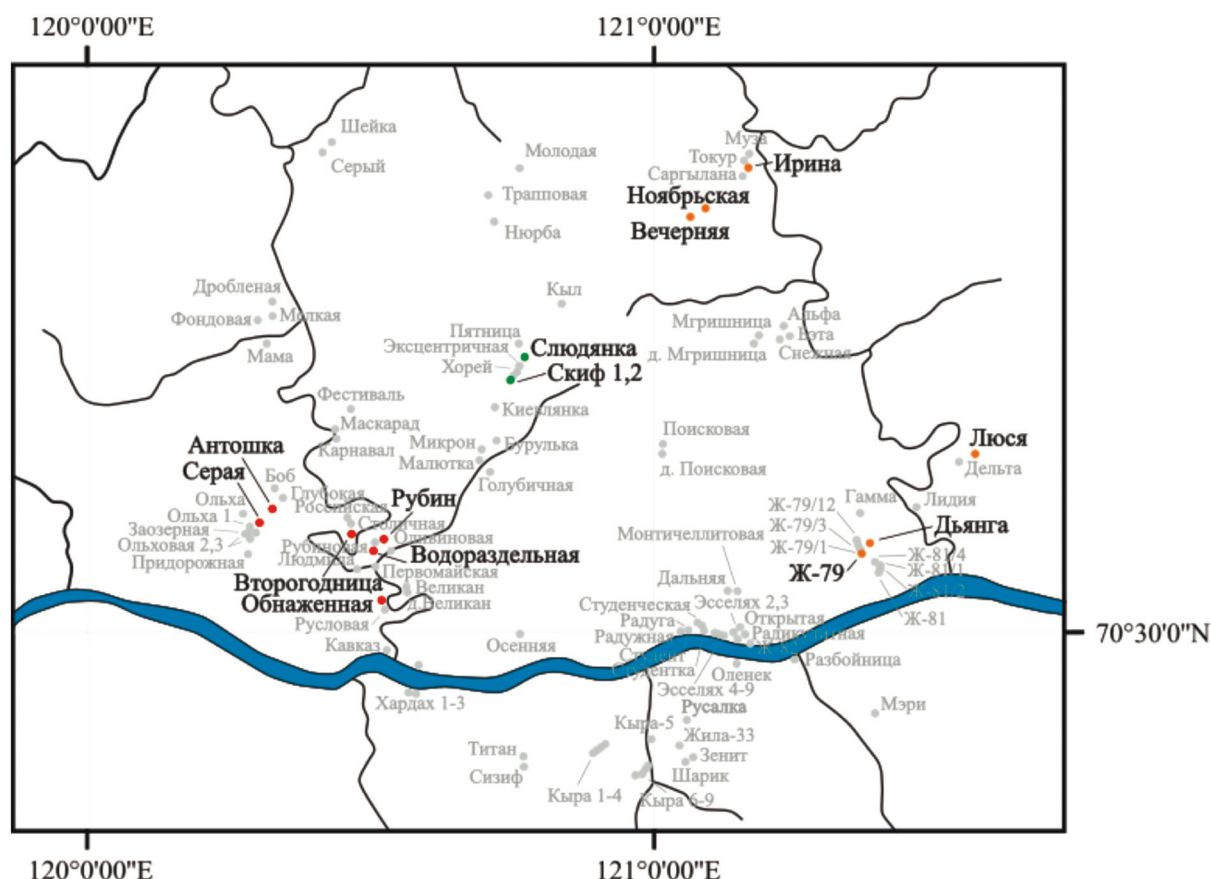


Рис. 1. Карта размещения кимберлитовых тел в Куойкском поле (на основе данных работы (Костровицкий и др., 2018)).

Цветом (в зависимости от части поля, западная – красный, центральная – зеленый, восточная – оранжевый) отмечены трубки, материал из которых использован в данной работе.

Fig. 1. Location map of kimberlite pipes in the Kuoika field (based on: (Kostrovitsky et al., 2018)).

The color (depending on the part of the field, the western part is red, the central part is green, the eastern part is orange) marks the pipes from which the material was used in this work.

раст формирования кимберлитов Куойкского поля был определен различными методами на основе U-Pb изотопной системы по цирконам и перовскитам (128–170 млн лет) (Kinny et al., 1997; Griffin et al., 1999; Sun et al., 2014) и методом треков по цирконам (147–165 млн лет) (Комаров, Илупин, 1990). Анализ флогопитов из единственной алмазоносной трубки Дьянга дает Rb-Sr изохронный возраст 157 ± 2 млн лет (Агашев и др., 2004).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В данной работе использованы химические анализы 1275 ксенокристаллов клинопироксена из 14 трубок Куойкского поля (западная часть поля: Обнаженная, Рубин, Серая, Водораздельная, Второгодница, Антошка; центральная: Слюдянка, Скиф II; восточная: Ирина, Ноябрьская, Вечерняя, Люся, Дьянга, а также Жила 79), отобранных из тяжелой фракции шлиховых проб из кимберлитов. Для каждого зерна проведено 1–3 измерений и рассчитано среднее значение. Содержания главных и примесных элементов в клинопироксенах определялись на электронно-зондовых микроанализаторах JEOL JXA-8230 (ЦКП “Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН” Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск) и JEOL JXA-8200 (ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск) с пятью спектрометрами с волновой дисперсией. Все детали съемки подробно описаны в работах (Костровицкий и др., 2021; Муравьева и др., 2022). Химические составы для ксенокристаллов клинопироксена тщательно отбраковывались в соответствии со схемой, представленной в работе (Ziberna et al., 2016), так как не любой пироксен может быть использован для мономинеральной термобарометрии. Если не провести отбраковку зерен, не относившихся в мантии к гранатовым перидотитам, для которых и был построен термобарометр, есть вероятность получения ложных оценок давлений и температур. Таким образом, микрозондовые анализы клинопироксенов должны соответствовать следующими критериями: сумма анализа должна быть в пределах 99–101 мас. %; при расчете формулы клинопироксена на 6 атомов кислорода сумма катионов должна быть в пределах 3.98–4.02. Оценка принадлежности клинопироксенов к мантийным гранатовым перидотитам производится на основе дискриминационной диаграммы $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--Al}_2\text{O}_3$. Исключаются зерна с Al_2O_3 и MgO , мас. %: $0.7 < \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 12.175 - 0.6375 \cdot \text{MgO}$ в соответствии с дискриминационной диаграммой (Nimis, 2002), поскольку такие клинопироксены могут попадать в область перидотитов, подвергшихся значительным метасоматическим преобразованиям, и показывать ложные значения $T\text{--}P$. Для корректной работы ба-

рометра необходимо учитывать диапазон хромистости клинопироксенов, при котором он был откалиброван ($0.1 < \text{Cr\#} = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) < 0.65$). Основной блок барометра составляет активность хрома в клинопироксене. Слишком низкие значения могут искажаться погрешностью метода при микрозондовых измерениях, поэтому предлагается использовать только те зерна, для которых $a\text{Cr}/\text{Cr\#} > 0.011$. Сложно оценить равновесие клинопироксена с ортопироксеном по химическому составу, однако предлагается исключать в связи с этим зерна, для которых $\text{Ca\#} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg}) > 0.5$. Данная схема позволяет выбрать зерна клинопироксенов, находившиеся в равновесии с гранатом, ортопироксеном, и поэтому пригодные для расчета давления и температуры с использованием мономинерального термобарометра (Nimis, Taylor, 2000).

Подгонка линии геотермы к набору $P\text{--}T$ данных производилась двумя методами. Первый базируется на модели (Hasterok, Champan, 2011), второй – на модели (McKenzie et al., 2005). Второй метод лежит в основе программы построения геотерм FITPLOT (Mather et al., 2011). В работе (Hasterok, Chapman, 2011) авторы рассчитали набор континентальных геотерм, используя обобщенную модель теплогенерации и результаты теплопроводности из серии лабораторных исследований. Процедура построения геотерм в данной публикации была следующей: для каждой $P\text{--}T$ точки для ксенокристаллов пироксена рассчитывали значение теплового потока, а также среднее значение и стандартное отклонение. Затем методом наименьших квадратов определялась оптимальная геотерма с соответствующим тепловым потоком.

Построение палеогеотермы в программе FITPLOT производится с использованием параметров толщины и теплогенерации земной коры, оцененных для изучаемой области и набора $P\text{--}T$ данных, полученных для ксенокристаллов клинопироксена (Mather et al., 2011). Теплогенерация в мантии принималась равной 0, как рекомендовано в работе (Mather et al., 2011) при подгонке палеогеотерм в области субкратонной литосферной мантии. Потенциальная температура мантийной адиабаты на поверхности была принята равной 1315°C. Толщина верхней и нижней коры составила 30 и 12 км в соответствии с оценками в районе Куойкского поля (Pavlenkova, Pavlenkova, 2006), ее теплогенерация – 0.760 и 0.076 мВт/м³ для коровых пород Анабарского щита (Розен и др., 2009). Программа FITPLOT определяет толщину литосферы как пересечение рассчитанной кондуктивной геотермы с адиабатой конвектирующей мантии, а также позволяет определить значение поверхностного теплового потока. По пересечению линии палеогеотермы с линией графит–алмаз (Day, 2012) и линии перехода литосфера–астеносфера оценивается мощность так называемого “алмазного окна”.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Всего в данном исследовании было изучено 1275 зерен клинопироксена. Количество изученных зерен указано в скобках, для западной части поля оно составило: Обнаженная (461), Рубин (16), Серая (11), Водораздельная (57), Второгодница (183), Антошка (6); для центральной: Слюдянка (42), Скиф II (5); для восточной: Люся (1), Дьянга (269), Жила 79 (173), Вечерняя (1), Ноябрьская (18), Ирина (32). Химические составы клинопироксенов показали вариации по магнезиальности от 75 до 94%, причем среднее значение $Mg\#$ для трубок западной части поля оказалось ниже, чем в восточной, что, в частности, стало причиной их разделения помимо географического расположения (табл. 1). Высокие содержания хрома наблюдаются в трубках восточной части поля. Трубки Дьянга, Ирина и Жила 79 показывают вариации среднего значения Cr_2O_3 от 2.00 до 2.41 мас. %. Для западной части поля среднее значение для этого оксида составляет 1.01 мас. %, при этом наиболее высокие содержания отмечаются только для трубок Водораздельная (1.78 мас. %) и Второгодница (1.84 мас. %). Содержание TiO_2 , которое может указывать на метасоматическое воздействие высокотемпературными флюидами/расплавами, составляет для западной и центральной части поля 0.29–0.34 мас. %, в то время как для восточной – 0.15 мас. %.

Химический состав ксенокристаллов клинопироксена был описан на основе дискриминационной диаграммы из работ (Ramsay, Tompkins, 1994; Nimis, 2002). На данной диаграмме выделяются поля гранатовых, гранат-шпинелевых, шпинелевых и внекратонных перидотитов, а также поля эклогитов, мегакристовой ассоциации и фенокристов в координатах Cr_2O_3 – Al_2O_3 (рис. 2).

В западной части поля (Обнаженная, Рубин, Серая, Водораздельная, Второгодница, Антошка), вдоль р. Куойка, большое количество клинопироксенов попадает в область шпинелевых перидотитов, эклогитов и мегакристовой ассоциации. Высокие содержания пироксенов из гранатовых и гранат-шпинелевых перидотитов наблюдаются только в трубках Второгодница и Водораздельная. В центральной части поля (трубки Скиф II, Слюдянка) также небольшое количество клинопироксенов относится к гранатовым перидотитам. Для трубок восточной части Куойкского поля отмечается преобладание клинопироксенов из гранатовых и гранат-шпинелевых перидотитов (особенно для трубок Люся, Дьянга, Ирина, Жила 79).

Часть трубок была исключена из построения мантийных палеогеотерм, так как в них либо полностью отсутствуют клинопироксены из гранатовой перидотитовой ассоциации (трубки Рубин, Ноябрьская, Вечерняя, Антошка, Скиф II), либо они оказались непригодными для мономинеральной

термобарометрии согласно фильтрам из работы (Ziberna et al., 2016). Всего из 1275 зерен все фильтры на основе химического состава прошли 309 клинопироксенов (24%).

Всего было построено 12 мантийных палеогеотерм с использованием двух разных подходов (рис. 3, 4) для 6 трубок Куойкского кимберлитового поля. Значения поверхностного теплового потока и мощности литосферы для изученных трубок представлены в табл. 2. Для первого подхода, основанного на модели (Hasterok, Champan, 2011), значения поверхностного теплового потока варьируют от 37.4 до 38.6 мВт/м², мощности литосферы – от 197 км (трубка Обнаженная) до 213 км (трубка Слюдянка). Построение геотерм с использованием второго подхода (программного пакета FITPLOT) дает значения поверхностного теплового потока в диапазоне от 39.8 до 41.6 мВт/м², мощности литосферы от 183 км (трубка Обнаженная) до 210 км (трубка Слюдянка). В результате реконструкции палеогеотермы для всего Куойкского поля на основе мантийного материала из 6 трубок были получены следующие значения теплового потока и мощности литосферы: 37.8 (40.2) мВт/м² и 207 (202) км. В скобках приведены значения подгонки с помощью программы FITPLOT (рис. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При построении палеогеотерм под трубками Куойкского поля было установлено, что мантийный материал только из части кимберлитовых тел может быть использован для реконструкции, так как для этого желательно иметь выборку хотя бы из 15–20 анализов. Из 14 кимберлитовых трубок достоверно температуры и давления для представительной выборки ксенокристаллов клинопироксена были рассчитаны только для 6.

Реконструкция палеогеотерм под трубками Куойкского поля с использованием модели (Hasterok, Champan, 2011) дает значения мощности литосферы (см. табл. 2), сопоставимые с величинами, полученными при подгонке на основе модели (McKenzie et al., 2005) (программа FITPLOT) (см. рис. 3, 4). В целом построения с помощью программы FITPLOT дают более горячие геотермы, что связано с особенностями исходных данных для их расчета. Значения мощности и теплогенерации верхней и нижней коры задаются вручную в программе FITPLOT на основе оценок для региона, где располагается Куойкское поле. В модели (Hasterok, Champan, 2011) такой возможности не предусмотрено.

Для большинства трубок мощность литосферы варьирует в пределах 200 км, что согласуется с расчетом для поля в целом (см. рис. 5). Такие значения были получены ранее для трубок Дьянга и Второгодница (Тычков и др., 2018). Выбивается значение, полученное для трубки Обнаженная, для

Таблица 1. Химические составы для выборки

Table 1. Chemical compositions

Трубка (количество анализов в выборке)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	#Mg
<i>Западная часть поля</i>										
Рубин (16)	52.42	0.47	1.89	0.27	8.95	0.23	16.18	19.38	0.24	76.3
min	51.08	0.28	1.47	0.01	7.35	0.12	14.59	17.77	0.19	
max	53.31	0.62	3.23	1.10	13.40	0.50	16.70	20.37	0.32	
S	0.65	0.10	0.44	0.27	1.85	0.10	0.59	0.82	0.04	
Серая (11)	52.54	0.41	2.03	0.53	7.08	0.21	15.94	20.30	0.60	80.1
min	50.44	0.12	0.07	0.00	1.53	0.09	14.74	18.64	0.21	
max	54.77	0.60	4.07	1.61	10.97	0.34	16.53	22.22	1.68	
S	1.37	0.15	1.03	0.57	2.96	0.09	0.59	0.93	0.62	
Водораздельная (57)	54.41	0.28	1.43	1.78	3.64	0.11	15.84	20.32	1.58	88.6
min	49.80	0.07	0.34	0.01	2.12	0.06	9.71	13.55	0.20	
max	56.05	0.95	9.81	4.29	13.98	0.34	16.82	22.19	5.55	
S	1.38	0.18	1.37	0.96	2.83	0.06	1.13	1.78	0.93	
Обнаженная (461)	53.84	0.31	4.26	1.40	1.75	0.06	15.44	20.47	2.16	94.0
min	51.80	0.00	0.27	0.11	0.00	0.00	12.10	0.27	0.05	
max	56.64	0.90	8.97	3.16	6.40	0.50	36.56	23.76	5.00	
S	0.62	0.19	1.44	0.49	0.98	0.03	2.46	2.73	0.86	
Антошка (6)	52.33	0.43	1.96	0.24	8.73	0.21	16.69	19.54	0.24	77.3
min	51.19	0.30	1.54	0.11	8.04	0.19	16.16	19.17	0.20	
max	53.21	0.62	3.05	0.38	9.94	0.24	17.30	19.85	0.29	
S	0.74	0.12	0.61	0.12	0.94	0.02	0.48	0.26	0.04	
Второгодница (183)	54.72	0.17	1.47	1.84	2.64	0.08	16.36	20.82	1.79	91.7
min	51.01	0.02	0.31	0.08	1.91	0.05	14.20	17.60	0.19	
max	55.88	0.54	4.10	3.65	12.58	0.32	17.58	22.59	3.88	
S	0.63	0.08	0.93	0.57	1.08	0.03	0.58	1.22	0.59	
Ср. знач. для запад- ной части	53.37	0.34	2.18	1.01	5.47	0.15	16.08	20.14	1.10	84.7
<i>Центральная часть поля</i>										
Скиф II (5)	51.97	0.43	1.69	0.10	9.32	0.19	15.93	19.44	0.21	75.3
min	51.77	0.28	1.47	0.05	8.11	0.16	15.3	18.31	0.2	
max	52.36	0.56	2.08	0.15	10.63	0.23	16.49	20.46	0.22	
S	0.24	0.11	0.27	0.04	1.05	0.03	0.47	0.82	0.01	
Слюдянка (42)	53.91	0.15	2.17	0.67	4.93	0.07	14.97	21.47	1.14	84.4
min	52.05	0.02	0.23	0.01	1.05	0.00	9.25	0.18	0.00	
max	55.14	0.43	6.99	1.72	14.07	0.14	32.53	23.92	2.99	
S	0.91	0.09	1.66	0.51	4.61	0.04	3.90	3.69	0.87	
Ср. знач. для цент- ральной части	52.94	0.29	1.93	0.38	7.13	0.13	15.45	20.45	0.67	79.9
<i>Восточная часть поля</i>										
Ноябрьская (18)	52.21	0.22	4.86	0.97	2.57	0.10	15.15	22.17	1.06	91.3
min	50.79	0.01	2.14	0.47	1.89	0.06	14.39	18.57	0.73	
max	53.93	0.62	6.61	1.71	3.72	0.13	16.68	23.16	2.14	
S	0.82	0.21	1.20	0.32	0.52	0.02	0.63	1.36	0.45	
Дьянга (269)	54.51	0.19	2.12	2.23	2.67	0.09	15.76	19.42	2.26	91.3
min	51.68	0.03	0.36	0.01	1.53	0.04	13.36	15.13	0.87	
max	55.60	0.47	5.36	4.97	5.75	0.17	18.86	22.70	4.79	
S	0.51	0.09	1.11	1.12	0.79	0.02	0.96	1.57	0.77	
Жила-79 (173)	54.46	0.12	2.07	2.40	2.59	0.07	16.16	19.35	2.32	91.8
min	49.80	0.01	1.10	0.72	0.15	0.00	1.01	2.55	0.42	
max	55.36	0.41	7.67	4.56	4.24	0.10	20.96	22.47	5.32	
S	0.48	0.08	1.05	0.85	0.38	0.01	1.00	1.60	0.65	
Ирина (32)	55.23	0.08	1.06	2.00	2.40	0.08	16.04	21.46	0.68	92.3
min	54.46	0.02	0.19	1.26	1.68	0.06	15.33	19.97	0.04	
max	56.19	0.17	2.72	3.52	3.50	0.12	16.94	22.57	2.27	
S	0.52	0.04	0.87	0.72	0.51	0.02	0.51	0.88	0.83	
Ср. знач. для восточ- ной части	55.23	0.08	1.06	2.00	2.40	0.08	16.04	21.46	0.68	91.7

Примечание. Первая строка – среднее значение, далее – минимальное (min) и максимальное (max) значение по выборке, стандартное отклонение (S) клинопироксенов из трубок Куойкского поля. Значения в скобках рядом – количество анализов.

Note. The first line – mean value, second and third – minimum (min) and maximum (max) values for the sample, standard deviation (S) of clinopyroxenes from Kuoyka field. Values in brackets are the number of analyses.

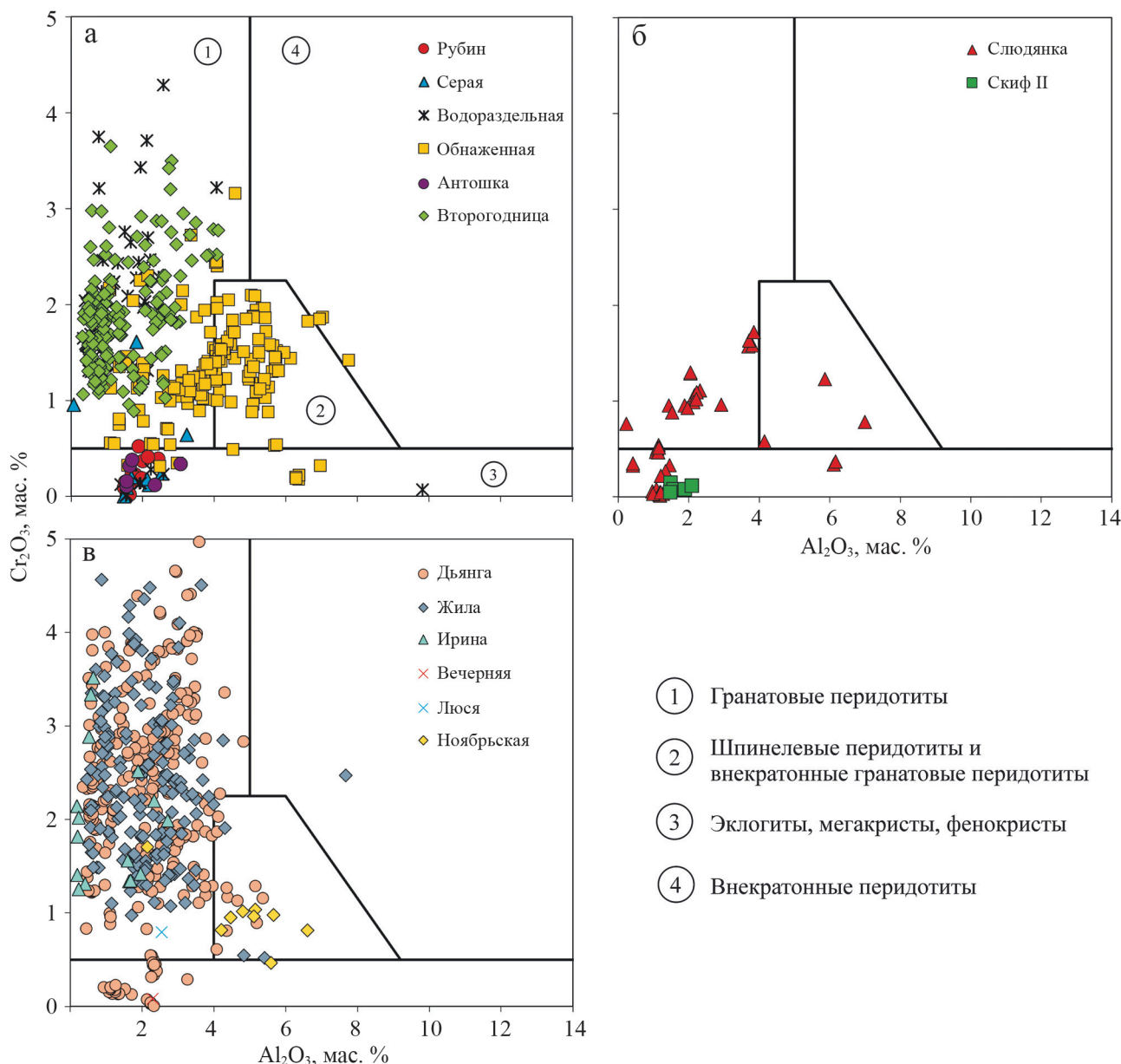


Рис. 2. Состав ксенокристаллов клинопироксена из кимберлитовых трубок Куойкского поля, нанесенных на дискриминационную диаграмму (Ramsay, Tompkins, 1994).

а – западная часть поля, б – центральная, в – восточная в соответствии с рис. 1.

Fig. 2. Composition of clinopyroxene xenocrysts from the Kuoika kimberlite pipes plotted on the discriminant diagram (Ramsay, Tompkins, 1994).

а – western part of the field, б – central, в – eastern part of the field following the Fig. 1.

которой мощность литосферы составила 183 км при подгонке с использованием программы FIT-PLOT, что тем не менее, в пределах погрешности (± 13 км), близко значению, полученному по модели (Hasterok, Champan, 2011), и сопоставимо с подгонкой из работы (Муравьева и др., 2022). Небольшая мощность литосферы (150 км), оцененная в работе (Howarth et al., 2014), противоречит резуль-

татам данной работы, а также наличию в этом поле алмазоносной трубки Дьянга. Как уже показано в статье (Муравьева и др., 2022), такая разница в результатах может быть связана с методическими особенностями при подгонке палеогеотерм. Кроме того, в нашей представительной выборке в других трубках имеются ксенокристаллы клинопироксена, вынесенные с глубин более 150 км (наиболее

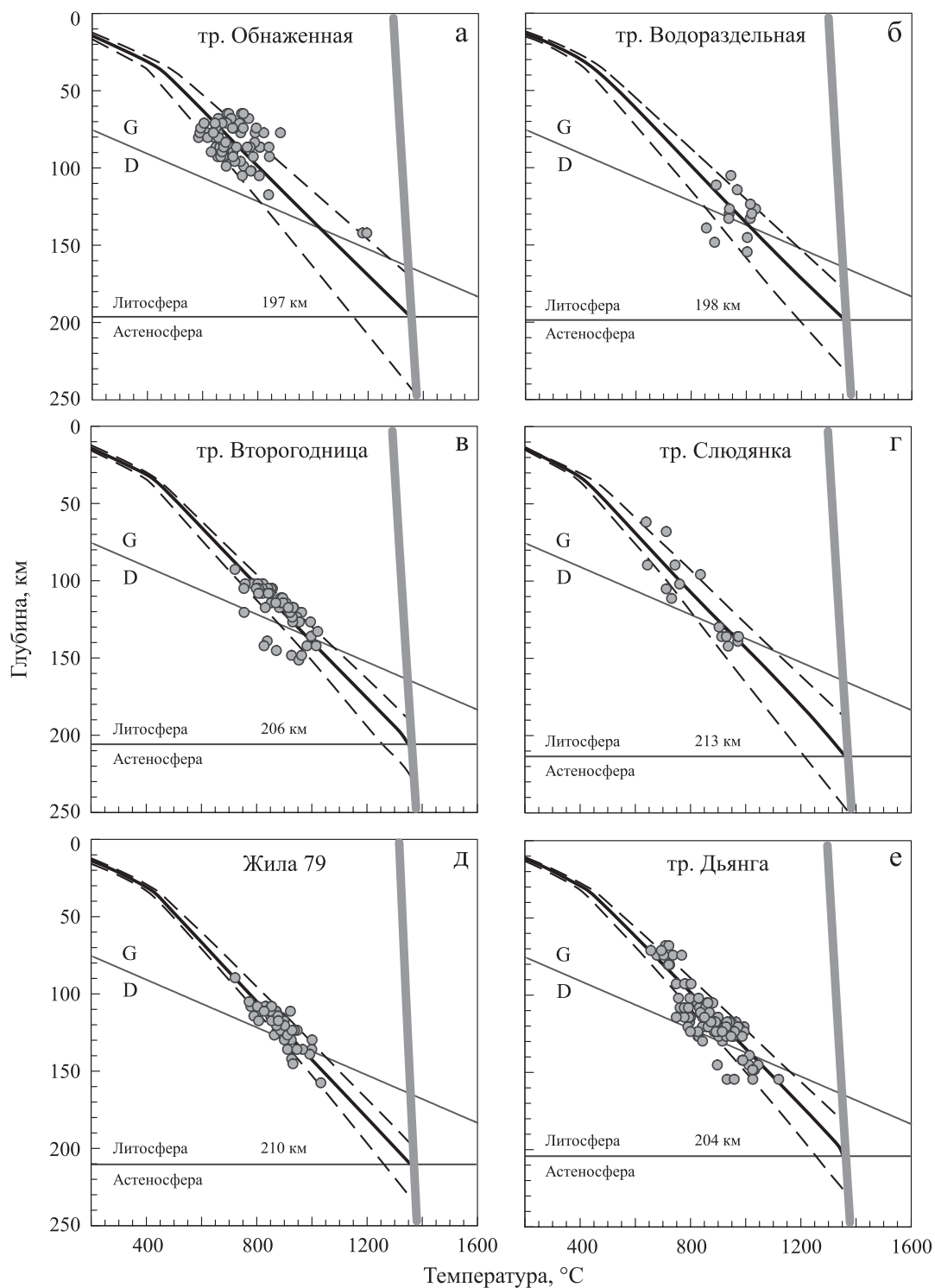


Рис. 3. Реконструированные палеогеотермы под трубками Куойкского поля на основе модели (Hasterok, Chapman, 2011).

Здесь и на рис. 4: круги – P - T параметры клинопироксенов; погрешность реконструкции геотерм – тонкие черные штриховые линии; толстая серая линия – мантийная адиабата.

Fig. 3. Constrains of the mantle paleogeotherms beneath the Kuoika kimberlite pipes based on the model (Hasterok, Chapman, 2011).

Here and in Fig. 4: circles – P - T parameters of clinopyroxenes; thin black dotted lines representing the error envelope; thick gray line is the mantle adiabat.

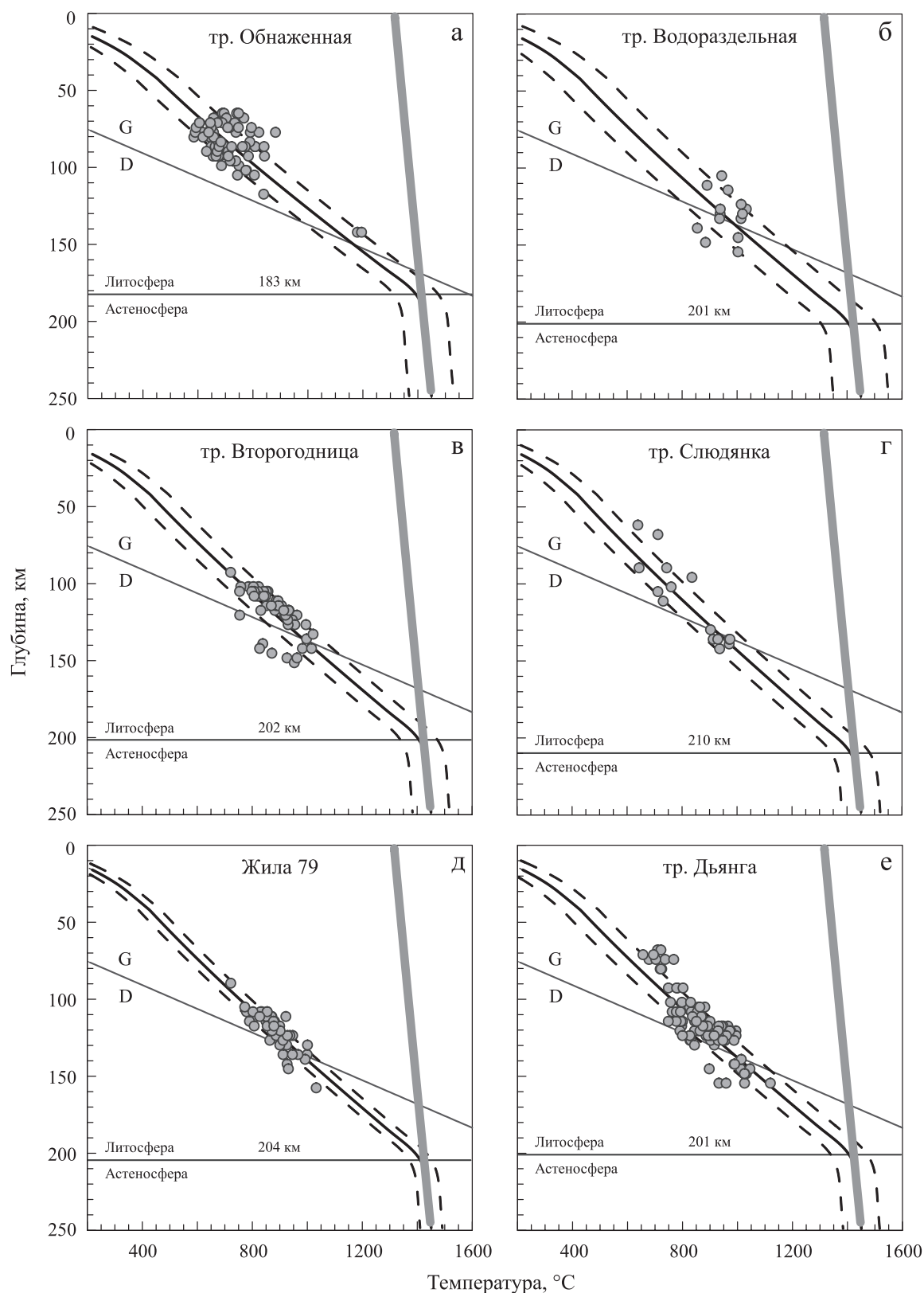


Рис. 4. Реконструированные геотермы под трубками Куойкского поля на основе модели (McKenzie et al., 2005).

Fig. 4. Constrains of the mantle paleogeotherms beneath the Kuoika kimberlite pipes based on the model proposed by (McKenzie et al., 2005).

Таблица 2. Результаты реконструкции палеогеотерм под кимберлитовыми трубками Куойкского поля**Table 2.** Reconstruction of the paleogeotherms beneath the Kuoika kimberlite pipes

Кимберлитовые трубки	(Hasterok, Chapman, 2011)		FITPLOT	
	LAB, км	LAB*, км	LAB*, км	SHF**, мВт/м
Куойкское поле***	207	202	202	37.8
Обнаженная	197	183	183	38.6
Второгодница	206	202	202	37.9
Водораздельная	198	201	201	38.5
Слюдянка	213	210	210	37.4
Жила 79	210	204	204	37.6
Дьянга	204	201	201	38.0

*LAB – граница литосферы и астеносферы.

**SHF – поверхностный тепловой поток.

***Расчет геотермы на основе данных по шести трубкам (см. рис. 5).

*LAB – boundary between lithosphere and asthenosphere.

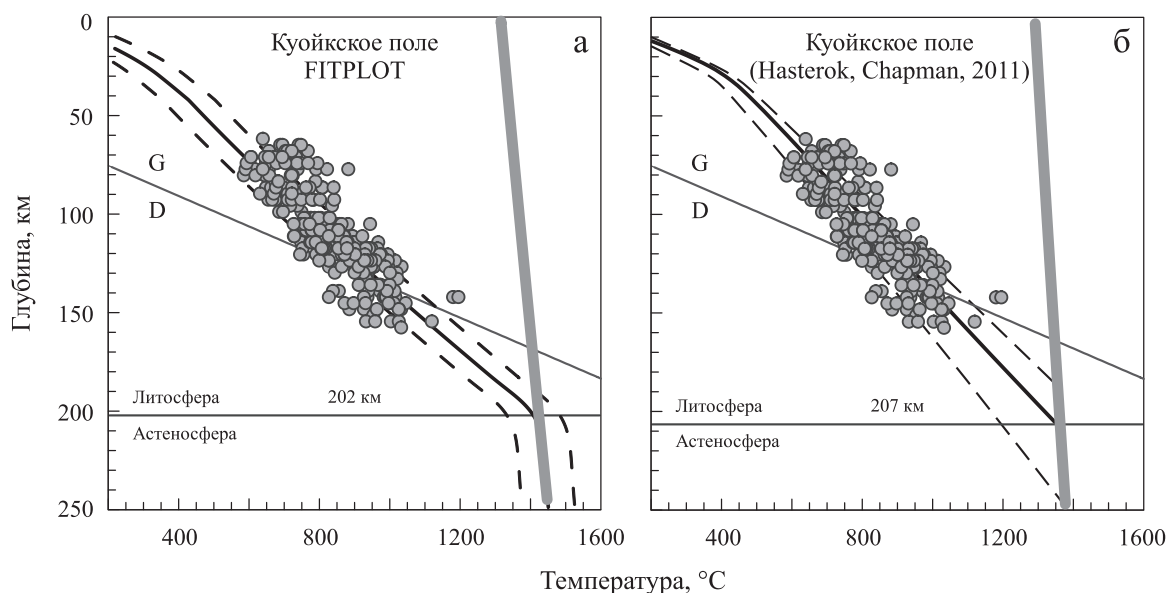
**SHF – surface heat flux.

***Geothermal calculation based on data from six pipes (see Fig. 5).

глубинные клинопироксены из тел Дьянга и Жила 79 вынесены со 160 км). Маловероятно, чтобы на небольшом расстоянии в пределах одного кимберлитового поля мощность литосферной мантии различалась в десятки километров.

Мантийные палеогеотермы, реконструированные для Далдынского, Мирнинского и Верхнемунского кимберлитовых полей, указывают на толщину литосферы в центральной части Сибирского

кратона около 210–230 км на момент палеозойского кимберлитового магматизма (Ziberna et al., 2016; Ащепков и др., 2019; Dymshits et al., 2020). Такая мощность литосферы и, как следствие, мощное “алмазное окно” хорошо согласуются с высокой алмазонасностью кимберлитовых трубок в данной части кратона. Участок литосферной мантии под Куойкским полем, где возможно существование алмазонасных мантийных пород, имеет мощность

**Рис. 5.** Сравнение первой (McKenzie et al., 2005) (а) и второй (Hasterok, Chapman, 2011) (б) моделей для мантийных палеогеотерм под Куойкским кимберлитовым полем.

Толстая серая линия – мантийная адиабата.

Fig. 5. Comparison of first (McKenzie et al., 2005) (a) and second (Hasterok, Chapman, 2011) (б) models for mantle paleogeotherms beneath the Kuoika kimberlite field.

The thick gray line is the mantle adiabat.

около 50 км (“алмазное окно”), однако только одна из трубок при этом содержит алмазы. Это может быть связано с особенностями состава пород литосферной мантии и способом их транспортировки кимберлитовыми магмами к поверхности.

Ксенокристаллы клинопироксена, использованные для термобарометрии, на P - T диаграммах ложатся для отдельных трубок в различный интервал глубин, а в целом для поля – укладываются в диапазон глубин 60–160 км (см. рис. 3–5). Наиболее широкие вариации по глубинам, с которых выносятся клинопироксены из перидотитов, показывают трубки восточной и центральной частей поля, а именно Жила 79 и трубки Слюдянка и Дьянга (около 70–90 км). Клинопироксены из остальных трубок (западная часть поля) попадают в более узкий интервал, который преимущественно соответствует верхней либо центральной части литосферной мантии. Это можно объяснить тем, что кимберлитовая магма при подъеме захватывала мантийный материал в ограниченном интервале глубин. Следовательно, кимберлитовая магма, поднимаясь к поверхности, могла до определенных глубин не захватывать мантийный материал, что, видимо, могло быть связано с ее реологическими свойствами.

Нельзя исключать, что перидотитовые клинопироксены присутствовали на больших глубинах в литосферной мантии Куойкского поля и были в нашей исходной выборке, но они не подошли для

мономинеральной барометрии, поэтому не отражены на P - T диаграммах. Для того чтобы клинопироксен мог быть использован для мономинеральной барометрии, в нем должен в значительной степени присутствовать компонент СаСг-Чермак, т. е. отношение Cr/Na в таких клинопироксенах должно быть высоким. Как отмечается в работе (Grütter, 2009), большими значениями отношения Cr/Na характеризуются клинопироксены из перидотитов с “деплетированными” характеристиками. В перидотитах, подвергшихся существенным метасоматическим преобразованиям под воздействием мантийных расплавов и флюидов, отношение трехвалентных катионов и щелочей, как правило, является близким к единице, и хром в таких клинопироксенах полностью присутствует в виде космохлорового компонента $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$. По этой причине подобные клинопироксены уже не будут пригодны для расчета давлений на основе их химического состава. Таким образом, расчет давлений для таких клинопироксенов производился с использованием уравнения геотермы в качестве барометра, полученного в данной работе для Куойкского поля (см. рис. 5а).

Распределение ксенокристаллов клинопироксена для трубок поля представлено на рис. 6. При этом получено, что магма из ряда тел могла выносить высокотемпературные клинопироксены с глубин 150–180 км.

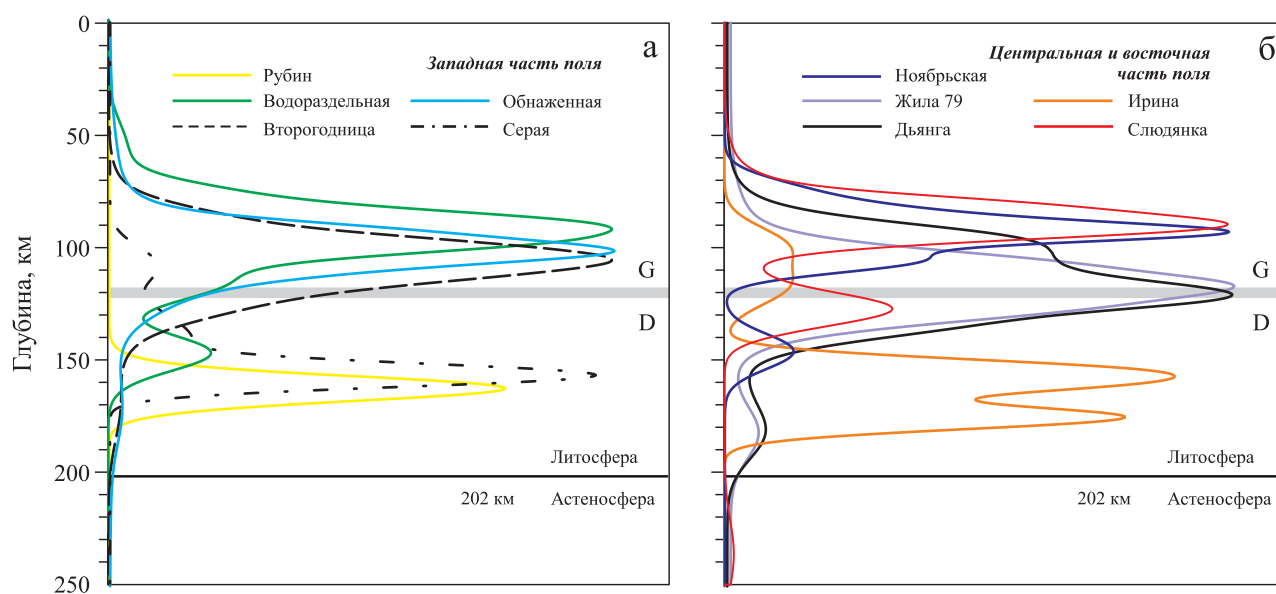


Рис. 6. Распределение ксенокристаллов клинопироксена с глубиной из кимберлитовых трубок Куойкского поля.

Толстая серая линия – фазовый переход графит (G)–алмаз (D).

Fig. 6. Depth distribution of clinopyroxene xenocrysts from the Kuoika kimberlite pipes.

The thick gray line is the graphite (G) – diamond (D) phase transition.

Основной пик распространенности клинопироксенов для большинства трубок наблюдается в области глубин 80–100 км. Для трубок, расположенных в восточной части поля (Дьянга, Жила 79, Ирина), он смещен уже ближе к линии перехода графит–алмаз на глубину 110–120 км. В работе (Костровицкий и др., 2018) высказано предположение, что восточная часть Куойкского поля, расположенная вдоль правого берега р. Беемчима, отличается наибольшими перспективами в отношении алмазности. Авторы делают такой вывод, так как четыре трубки из северо-восточной части поля – Муза, Токур, Ирина, Вечерняя, а также два кимберлитовых тела из восточной части – Дьянга и Жила 79 – выносят гранаты гарцбургит-дунитового алмазного парагенезиса и хромшпинелиды алмазного парагенезиса (Костровицкий и др., 2018). На основе состава клинопироксенов нашей выборки трубки данной части поля содержат больше гранатовых и гранат-шпинелевых перидотитов по сравнению с таковыми центральной и западной частей, что может, во-первых, подтверждать неоднородность состава литосферной мантии Куойкского поля; во-вторых, косвенно указывать на большую перспективность именно ее восточного блока на алмазность, где, в частности, располагается единственная на сегодняшний день алмазная трубка Дьянга.

Для некоторых трубок (Серая, Рубин, Дьянга, Слюдянка, Жила 79, Ирина) клинопироксены присутствуют в нижних горизонтах литосферной мантии и в пограничной области литосфера–астеносфера, но они оказались непригодны для термобарометрии. Эти пироксены могли быть захвачены из сильно измененных метасоматическими процессами пород либо представлять собой пироксены из мегакристовой ассоциации, что согласуется с их расположением в соответствующем поле на дискриминационной диаграмме (см. рис. 2). Образование сильно метасоматизированных пород в основании литосферной мантии может быть связано с триасовым трапповым магматизмом, влияние которого на породы литосферной мантии было описано в ряде работ (Pokhilenko et al., 1999; Howarth et al., 2014; Тычков и др., 2018).

Столь разнообразный диапазон глубин, с которых кимберлитовая магма захватывала мантийный материал в трубках, расположенных на достаточно близком расстоянии и относящихся к одному временному этапу кимберлитового магматизма, может указывать на то, что магма проходит сложный путь при подъеме к поверхности. Возможен ее подъем без остановок путем гидроразрыва, а в случае, когда прочность пород на фронте кимберлитовой магмы превышает давление в самой магме, возможна ее остановка с образованием промежуточной камеры. О возможной остановке кимберлитовой магмы на глубинах, соответствующих 90–100 км, дела-

ется вывод в работе (Ziberna et al., 2013) на основе мантийного материала из трубки Загадочная. Авторы показали, что максимальная глубина захвата мантийного материала здесь составляет 130 км и отражает глубину, с которой магма стала подниматься достаточно быстро, чтобы приводить к механической дезинтеграции мантийных пород и захвату ксенолитов (Wilson, Head, 2007). Остановка кимберлитового расплава может косвенно подтверждаться наличием активно развитых келифитовых кайм по гранатам, что было предложено для трубок Намибии (Franz et al., 1996). Для Куойкского поля мощные келифитовые каймы по гранатам были установлены в трубке Обнаженная, что также может указывать на наличие промежуточной камеры в этом поле (Алифинова, 2015). Поэтому возможен сценарий, когда расплав поднимается без остановок от основания литосферной мантии (например, трубки Дьянга, Ирина или Жила 79). Магма для других трубок может проходить этап промежуточных камер и поэтому не выносит более глубокий материал, как, например, мы наблюдаем для трубки Обнаженная или Второгодница (рис. 7). Как следствие такой модели, близкорасположенные одновозрастные трубки могут быть контрастными по алмазности, составу и глубинности мантийного материала.

ВЫВОДЫ

1. Реконструкция мантийной палеогеотермы под Куойкским кимберлитовым полем была произведена на основе *P-T* оценок ксенокристаллов клинопироксена из шести трубок в программе FITPLOT и по модели (Hasterok, Champan, 2011). Значение мощности литосферы в пределах погрешности согласуется для двух моделей, а также сопоставимо с более ранними реконструкциями для трубок Второгодница, Дьянга и Обнаженная. Полученные результаты указывают на то, что в мезозое при проявлении кимберлитового магматизма мощность литосферы в районе Куойкского кимберлитового поля составляла около 200 км.

2. Литосферная мантия в восточной части Куойкского поля содержит больше гранатовых и гранат-шпинелевых перидотитов по сравнению с центральной и западной частями, что следует из дискриминационных диаграмм химического состава клинопироксенов и может подтверждать ее неоднородность, а также косвенно указывать на большую перспективность именно восточного блока на алмазность.

3. Убогая алмазность трубки Дьянга и отсутствие алмазов в других трубках Куойкского поля могут быть связаны с интенсивным метасоматическим преобразованием пород литосферной мантии в области “алмазного окна”, что подтверждается большим количеством высокотемпературных клинопироксенов на этих глубинах (см. рис. 6).

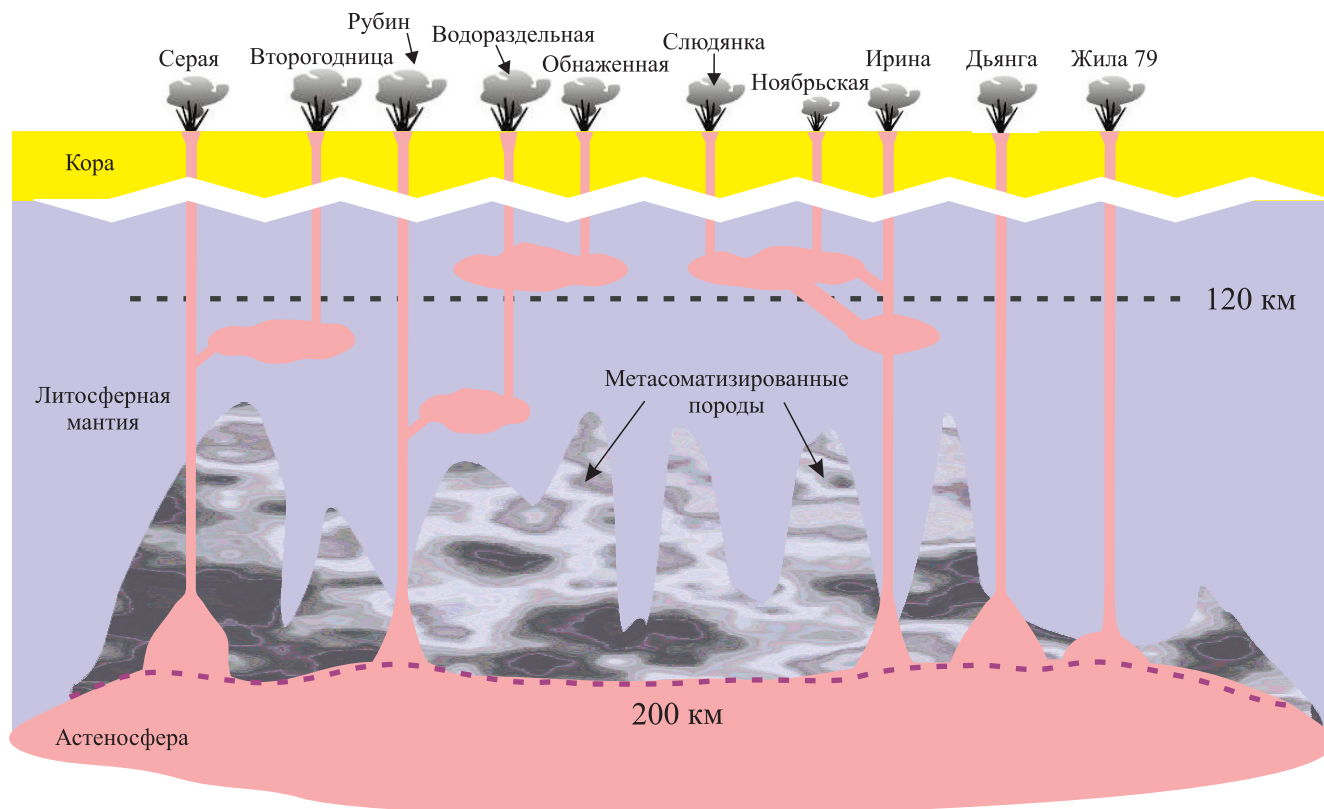


Рис. 7. Модель подъема кимберлитовой магмы в пределах Куойкского кимберлитового поля.

Предполагается подъем без остановок кимберлитовой магмы и с остановками с образованием промежуточной камеры (см. пояснение в тексте).

Fig. 7. Model of kimberlite magma ascent within the Kuoika kimberlite field.

For part of the pipes, the fast ascent from the base of the lithosphere–asthenosphere boundary is assumed, and for part of the kimberlite magma stoppage with the formation of an intermediate magma chamber is possible (see explanation in the text).

4. Разная глубинность выносимого мантийного материала для отдельных совозрастных кимберлитовых трубок Куойкского поля, расположенных друг от друга в нескольких десятках километров, может быть связана с особенностями подъема кимберлитовой магмы к поверхности. В частности, это может объясняться наличием промежуточных магматических камер, с глубины которых магма способна дезинтегрировать мантийный материал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В., Поляничко В.В., Мальковец В.Г., Соболев Н.В. (2004) Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции. *Докл. АН*, **399**(1), 95-99.
- Алифирова Т.А. (2015) Продукты распада твердых растворов в гранатах и пироксенах: на материале мантийных ксенолитов из кимберлитов. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 247 с.
- Ащепков И.В., Иванов А.С., Костровицкий С.И., Вавилов М.А., Бабушкина С.А., Владыкин Н.В., Тычков Н.С., Медведев Н.С. (2019) Мантийные террей-
- ны Сибирского кратона: их взаимодействие с плюмовыми расплавами на основании термобарометрии и геохимии мантийных ксенокритов. *Геодинамика и тектонофизика*, **10**(2), 197-245. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0412>
- Комаров А.Н., Илупин И.П. (1990) Геохронология кимберлитов Сибирской платформы по данным метода треков. *Геохимия*, (3), 365-372.
- Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Специус З.В. (2018) Неоднородность литосферной мантии под северными полями Якутской провинции и алмазоносность кимберлитов. *Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические пути ее повышения*. Мат.-лы V Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием, посвящ. 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ-НИГП АК "АЛРОСА" (ПАО). (Ред. А.В. Толстов). Мирный: АЛРОСА, 114-118.
- Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Суворова Л.Ф., Демонтерова Е.И. (2021) Карбонатитоподобная порода дайки из кимберлитовой трубки Айхал, сравнение с карбонатитами участка Номохтоох (Прианабарье). *Геология и геофизика*, **62**(6), 747-764. <https://doi.org/10.15372/GiG2020121>

- Муравьева Е.А., Дымшиц А.М., Шарыгин И.С., Головин А.В., Логвинова А.М., Олейников О.Б. (2022) “Клинопироксеновая” палеогеотерма под кимберлитовой трубкой обнаженной: мощность литосферы под Куойкским полем (Сибирский кратон, Якутия). *Геодинамика и тектонофизика*, **13**(4). <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0664>
- Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З. (2009) Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из керна глубоких скважин. *Физика Земли*, **10**, 79-96.
- Розен О.М., Невский Л.К., Жеравлев Д.З., Ротман А.Я., Специус З.В., Макеев А.Ф., Зинчук Н.Н., Мананков А.В., Серенко В.П. (2006) Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизийной системы. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **14**(6), 3-24.
- Тычков Н.С., Юдин Д.С., Николенко Е.И., Малыгина Е.В., Соболев Н.В. (2018) Мезозойская литосферная мантия северо-восточной части Сибирской платформы по данным включений из кимберлитов. *Геология и геофизика*, **59**, 1564-1585.
- Day H.W. (2012) A revised diamond-graphite transition curve. *Amer. Miner.*, **97**, 52-62. <https://doi.org/10.2138/AM.2011.3763>
- Dymshits A.M., Sharygin I.S., Malkovets V.G., Yakovlev I.V., Gibsher A.A., Alifirova T.A., Vorobei S.S., Potapov S.V., Garanin V.K. (2020) Thermal State, Thickness, and Composition of the Lithospheric Mantle beneath the Upper Muna Kimberlite Field (Siberian Craton) Constrained by Clinopyroxene Xenocrysts and Comparison with Daldyn and Mirny Fields. *Minerals*, **10**(6), 549. <https://doi.org/10.3390/MIN10060549>
- Franz L., Brey G.P., Okrusch M. (1996) Reequilibration of Ultramafic Xenoliths from Namibia by Metasomatic Processes at the Mantle Boundary. *J. Geol.*, **104**(5), 599-615. <https://doi.org/10.1086/629854>
- Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. (1999) The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. *Tectonophysics*, **310**, 1-35. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00156-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00156-0)
- Grütter H.S. (2009) Pyroxene xenocryst geotherms: Techniques and application. *Lithos*, **112**(2), 1167-1178. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2009.03.023>
- Hasterok D., Chapman D.S. (2011) Heat production and geotherms for the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **307**(1-2), 59-70. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2011.04.034>
- Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M. (2014) Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths. *Lithos*, **184-187**, 209-224. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2013.09.006>
- Ionov D.A., Doucet L.S., Xu Y., Golovin A.V., Oleinikov O.B. (2018) Reworking of Archean mantle in the NE Siberian craton by carbonatite and silicate melt metasomatism: Evidence from a carbonate-bearing, dunite-to-websterite xenolith suite from the Obnazhennaya kimberlite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **224**, 132-153. <https://doi.org/10.1016/J.GCA.2017.12.028>
- Kinny P., Griffin B., Heaman L., Brakhfogel F., Spetsius Z. (1997) SHRIMP U-Pb ages of perovskite from Yakutian kimberlites. *Geolog. Geophys.*, **38**, 91-99.
- Mather K.A., Pearson D.G., McKenzie D., Kjarsgaard B.A., Priestley K. (2011) Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology. *Lithos*, **125**(1-2), 729-742. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2011.04.003>
- McKenzie D., Jackson J., Priestley K. (2005) Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **233**(3-4), 337-349. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2005.02.005>
- Nimis P. (2002) The pressures and temperatures of formation of diamond based on thermobarometry of chromian diopside inclusions. *Canad. Miner.*, **40**(3), 871-884. <https://doi.org/10.2113/GSCANMIN.40.3.871>
- Nimis P., Preston R., Peritt S.H., Chinn I.L. (2020) Diamond's depth distribution systematics. *Lithos*, **376-377**. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105729>
- Nimis P., Taylor W.R. (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Pt I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **139**, 541-554. <https://doi.org/10.1007/S004100000156>
- Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I. (2006) Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics*, **416**, 33-52. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2005.11.010>
- Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N. (1999) Peculiarities of Distribution of Pyroxenite Paragenesis Garnets in Yakutian Kimberlites and Some Aspects of the Evolution of the Siberian Craton Lithospheric Mantle. *Proc. of the 7th Int. Kimberlite Conf.* Cape Town, Red Roof Design, **2**, 689-698.
- Ramsay R.R., Tompkins L.A. (1994) The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brasil. *Fifth International Kimberlite Conference, Minas Gerais, Brazil. V. 1B. Spec. Publ.* Minas Gerais, Brazil, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 329-345.
- Sun J., Liu C.Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.Y., Yakovlev D., Yang Y.H., Yang J.H. (2014) Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **404**, 283-295. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.039>
- Wilson L., Head J.W. (2007) An integrated model of kimberlite ascent and eruption. *Nature*, **447**, 53-57. <https://doi.org/10.1038/nature05692>
- Ziberna L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G. (2016) Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia. *Amer. Miner.*, **101**, 2222-2232. <https://doi.org/10.2138/am-2015-5540>
- Ziberna L., Nimis P., Zanetti A., Marzoli A., Sobolev N.V. (2013) Metasomatic Processes in the Central Siberian Cratonic Mantle: Evidence from Garnet Xenocrysts from the Zagadochnaya Kimberlite. *J. Petrol.*, **54**(11), 2379-2409. <https://doi.org/10.1093/PETROLOGY/EGT051>

REFERENCES

- Agashev A.M., Pokhilenko N.P., Mal'kovets V.G., Sobolev N.V., Tolstov A.V., Polyanichko V.V. (2004) New age data on kimberlites from the Yakutian diamondiferous province. *Dokl. Earth Sci.*, **399**, 1142-1145 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **399**(1), 95-99).
- Alifirova T.A. (2015) Decomposition products of solid solutions in garnets and pyroxenes: on the material of mantle xenoliths from kimberlites. Cand. geol. and min. sci. diss. Novosibirsk, IGM SO RAN, 247 p. (In Russ.)
- Ashchepkov I.V., Ivanov A.S., Kostrovitsky S.I., Vavilov M.A., Babushkina S.A., Vladyskin N.V., Tychkov N.S., Medvedev N.S. (2019) Mantle Terranes of the Siberian Craton: Their Interaction with Plume Melts Based on Thermobarometry and Geochemistry of Mantle Xenocrysts. *Geodynamics & Tectonophysics*, **10**(2), 197-245. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0412> (In Russ.)
- Day H.W. (2012) A revised diamond-graphite transition curve. *Amer. Miner.*, **97**, 52-62. <https://doi.org/10.2138/AM.2011.3763>
- Dymshits A.M., Sharygin I.S., Malkovets V.G., Yakovlev I.V., Gibsher A.A., Alifirova T.A., Vorobei S.S., Potapov S.V., Garanin V.K. (2020) Thermal State, Thickness, and Composition of the Lithospheric Mantle beneath the Upper Muna Kimberlite Field (Siberian Craton) Constrained by Clinopyroxene Xenocrysts and Comparison with Daldyn and Mirny Fields. *Minerals*, **10**(6), 549. <https://doi.org/10.3390/MIN10060549>
- Franz L., Brey G.P., Okrusch M. (1996) Reequilibration of Ultramafic Xenoliths from Namibia by Metasomatic Processes at the Mantle Boundary. *J. Geol.*, **104**(5), 599-615. <https://doi.org/10.1086/629854>
- Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. (1999) The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. *Tectonophysics*, **310**, 1-35. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00156-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00156-0)
- Grütter H.S. (2009) Pyroxene xenocryst geotherms: Techniques and application. *Lithos*, **112**(2), 1167-1178. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2009.03.023>
- Hasterok D., Chapman D.S. (2011) Heat production and geotherms for the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **307**(1-2), 59-70. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2011.04.034>
- Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M. (2014) Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths. *Lithos*, **184-187**, 209-224. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2013.09.006>
- Ionov D.A., Doucet L.S., Xu Y., Golovin A.V., Oleinikov O.B. (2018) Reworking of Archean mantle in the NE Siberian craton by carbonatite and silicate melt metasomatism: Evidence from a carbonate-bearing, dunite-to-websterite xenolith suite from the Obnazhennaya kimberlite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **224**, 132-153. <https://doi.org/10.1016/J.GCA.2017.12.028>
- Kinny P., Griffin B., Heaman L., Brakhfogel F., Spetsius Z. (1997) SHRIMP U-Pb ages of perovskite from Yakutian kimberlites. *Geol. Geophys.*, **38**, 91-99.
- Komarov A.N., Ilupin I.P. (1990) Geochronology of kimberlites of the Siberian platform according to the data of the track method. *Geokhimiya*, (3), 365-372. (In Russ.)
- Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Spetsius Z.V. (2018) Heterogeneity of the lithospheric mantle under the northern fields of the Yakutsk province and the diamond content of kimberlites. *Efficiency of Geological Exploration Works for Diamonds: Predictive-Resource, Methodological, Innovative-Technological Ways to Increase It*. Materials of the V All-Russian scientific and practical conference with international participation, dedicated to the 50th anniversary of the TsNIGRI Diamond Laboratory – NIGP PJSC ALROSA. Mirny, ALROSA Publ., 114-118. (In Russ.)
- Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Suvorova L.F., Demonterova E.I. (2021) Carbonatite-Like Rock in a Dike of the Aikhal Kimberlite Pipe: Comparison with Carbonatites of the Nomokhtookh Site (Anabar Area). *Rus. Geol. Geophys.*, **62**(6), 605-618 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **62**(6), 747-764). <https://doi.org/10.2113/RGG20194086>
- Mather K.A., Pearson D.G., McKenzie D., Kjarsgaard B.A., Priestley K. (2011) Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology. *Lithos*, **125**(1-2), 729-742. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2011.04.003>
- McKenzie D., Jackson J., Priestley K. (2005) Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **233**(3-4), 337-349. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2005.02.005>
- Muraveva E.A., Dymshits A.M., Sharygin I.S., Golovin A.V., Logvinova A.M., Oleinikov O.B. (2022) The "clinopyroxene" paleogeotherm beneath the Obnazhennaya kimberlite pipe and thickness of lithosphere under the Kuoyka field (Siberian craton, Yakutia). *Geodynamics & Tectonophysics*, **13**(4). (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0664>
- Nimis P. (2002) The pressures and temperatures of formation of diamond based on thermobarometry of chromian diopside inclusions. *Canad. Miner.*, **40**(3), 871-884. <https://doi.org/10.2113/GSCANMIN.40.3.871>
- Nimis P., Taylor W.R. (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Pt I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **139**, 541-554. <https://doi.org/10.1007/S004100000156>
- Nimis P., Preston R., Perritt S.H., Chinn I.L. (2020) Diamond's depth distribution systematics. *Lithos*, **376-377**. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105729>
- Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I. (2006) Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics*, **416**, 33-52. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2005.11.010>
- Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N. (1999) Peculiarities of Distribution of Pyroxenite Paragenesis Garnets in Yakutian Kimberlites and Some Aspects of the Evolution of the Siberian Craton Lithospheric Mantle. *Proc. of the 7th Int. Kimberlite Conf.* Cape Town, Red Roof Design, **2**, 689-698.
- Ramsay R.R., Tompkins L.A. (1994) The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brasil. *Fifth International Kimberlite Conference, Minas Gerais, Brazil. V. IB. Spec. Publ.* Minas Gerais, Brazil, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 329-345.

- Rosen O.M., Soloviev A.V., Zhuravlev D.Z. (2009) Thermal evolution of the northeastern Siberian platform in the light of apatite fission-track dating of the deep drill core. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, **45**, 914-931 (translated from *Fizika Zemli*, **10**, 79-96). <https://doi.org/10.1134/S1069351309100085>
- Rosen O.M., Levskii L.K., Zhuravlev D.Z., Rotman A.Y., Spetsius Z.V., Makeev A.F., Zinchuk N.N., Manakov A.V., Serenko V.P. (2006) Paleoproterozoic accretion in the Northeast Siberian craton: Isotopic dating of the Anabar collision system. *Stratigr. Geol. Correlation*, **14**, 581-601 (translated from *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **14**(6), 3-24). <https://doi.org/10.1134/S0869593806060013>
- Sun J., Liu C.Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.Y., Yakovlev D., Yang Y.H., Yang J.H. (2014) Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **404**, 283-295. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.039>
- Tychkov N.S., Yudin D.S., Nikolenko E.I., Malygina E.V., Sobolev N.V. (2018) Mesozoic lithospheric mantle of the northeastern Siberian craton (evidence from inclusions in kimberlite). *Rus. Geol. Geophys.*, **59**, 1254-1270 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **59**, 1564-1585). <https://doi.org/10.1016/J.RGG.2018.09.005>
- Wilson L., Head J.W. (2007) An integrated model of kimberlite ascent and eruption. *Nature*, **447**, 53-57. <https://doi.org/10.1038/nature05692>
- Zibera L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G. (2016) Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia. *Amer. Miner.*, **101**, 2222-2232. <https://doi.org/10.2138/am-2015-5540>
- Zibera L., Nimis P., Zanetti A., Marzoli A., Sobolev N.V. (2013) Metasomatic Processes in the Central Siberian Cratonic Mantle: Evidence from Garnet Xenocrysts from the Zagadochnaya Kimberlite. *J. Petrol.*, **54**(11), 2379-2409. <https://doi.org/10.1093/PETROLOGY/EGT051>

УДК 549.02:549.211:549.08

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-4-531-548

Использование рамановской спектроскопии для характеристики состава минеральных включений перидотитового парагенезиса в алмазах

А. Д. Калугина^{1,2}, Д. А. Зедгенизов^{1,3}, А. М. Логвинова²

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: anastaskalugina@gmail.com

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3

³Уральский государственный горный университет, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Поступила в редакцию 16.11.2022 г., принята к печати 03.12.2022 г.

Объект исследования. Спектроскопические характеристики минералов мантийных перидотитов и создание неразрушающей методики экспрессной оценки химического состава минеральных включений в природных алмазах перидотитового парагенезиса с использованием данных рамановской спектроскопии. **Материалы и методы.** В работе были исследованы алмазы как с единичными минеральными включениями, так и с ассоциациями включений перидотитового парагенезиса (оливин, ортопироксен, клинопироксен, гранат) из разных месторождений Якутской алмазоносной провинции. Химический состав минеральных включений в алмазах определялся с помощью рентгеноспектрального микроанализа, рамановские спектры включений были получены на спектрометре, оснащённом Nd:YAG лазером с длиной волны 532 нм. **Результаты.** Спектроскопические характеристики минеральных включений в природных алмазах отражают особенности их химического состава: смещение положений рамановских пиков DB1 и DB2 в спектрах оливина демонстрирует изоморфизм форстерит–фаялит (Mg–Fe); изменение положений валентных колебательных мод в КР-спектрах клинопироксена Si–O_{nbr} (v₁₆) и Si–O_{br} (v₁₁) и ортопироксена (v₁₇) отражает изоморфизм диопсид–жадеит (CaMg–NaAl) и энстатит–ферросилит (Mg–Fe), смещения положений деформационных (v₂) и валентных (v₁, v₃) мод колебательных энергий связи Si–O в гранатах отражают изоморфизм пар Al–Cr и Ca–Mg соответственно. **Выводы.** Выявленные корреляции были использованы при построении регрессионных линий, которые можно применять для количественного определения содержаний главных химических компонентов минеральных включений граната и клинопироксена перидотитового парагенезиса *in situ* в алмазах. Разработанная методика оценки химического состава включений граната и клинопироксенов потенциально может быть использована при разделении включений клинопироксенов и гранатов разных мантийных парагенезисов.

Ключевые слова: рамановская спектроскопия, включения в алмазах, оливин, ортопироксен, клинопироксен, гранат

Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российского научного фонда (грант РНФ № 22-17-00177)

Raman Spectroscopy for Characterization of Peridotite Paragenesis Mineral Inclusions in Diamonds

Anastasiya D. Kalugina^{1,2}, Dmitry A. Zedgenizov^{1,3}, Alla M. Logvinova²

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: anastaskalugina@gmail.com

²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia

³Ural State Mining University, 30 Kuibyshev st., Ekaterinburg 620144, Russia

Received 16.11.2022, accepted 03.12.2022

Research subject. Spectroscopic features (Raman spectra) of mineral inclusions of peridotite paragenesis (olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, garnet) in natural diamonds of the Yakutian diamondiferous province. **Materials and methods.** A se-

Для цитирования: Калугина А.Д., Зедгенизов Д.А., Логвинова А.М. (2023) Использование рамановской спектроскопии для характеристики состава минеральных включений перидотитового парагенезиса в алмазах. *Литосфера*, **23**(4), 531–548. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-531-548>

For citation: Kalugina A.D., Zedgenizov D.A., Logvinova A.M. (2023) Raman Spectroscopy for Characterization of Peridotite Paragenesis Mineral Inclusions in Diamonds. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 531–548. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-531-548>

© А.Д. Калугина, Д.А. Зедгенизов, А.М. Логвинова, 2023

ries of diamonds was studied both with single mineral inclusions and with associations of inclusions of peridotite paragenesis. The chemical composition of mineral inclusions in diamonds was determined using an electron probe micro-analyzer (EPMA). The Raman spectra of inclusions were obtained on a spectrometer equipped with a Nd:YAG laser with a wavelength of 532 nm. *Results.* The revealed spectroscopic characteristics of mineral inclusions in natural diamonds reflect specific features of their chemical composition. Thus, the shift in the positions of the Raman peaks DB1 and DB2 in the olivine spectra reflects the forsterite – fayalite (Mg–Fe) isomorphism; changes in the positions of valence vibrational modes in the Raman spectra of clinopyroxene Si–O_{nbr} (ν_{16}) and Si–O_{br} (ν_{11}) and orthopyroxene (ν_{17}) reflect the isomorphism of diopside – jadeite (CaMg–NaAl) and enstatite – ferrosilite (Mg–Fe), position shifts of deformation (ν_2) and valence (ν_1 , ν_3) modes of vibrational energies of the Si–O bond in garnets reflect the Al–Cr and Ca–Mg isomorphism, respectively. *Conclusions.* For the identified correlations, regression lines were calculated, which can be used to determine the quantitative contents of the main chemical components of mineral inclusions (clinopyroxene and garnet) of peridotite paragenesis *in situ* in diamonds. The developed method for evaluating the chemical composition of garnet and clinopyroxene inclusions can be used to distinguish clinopyroxene and garnet inclusions from different mantle parageneses.

Keywords: Raman spectroscopy, inclusions in diamonds, olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, garnet

Funding information

The work was supported by Russian Science Foundation (grant No. 22-17-00177)

ВВЕДЕНИЕ

Минеральные включения в алмазах несут ценную информацию о физико-химических особенностях мантии Земли. По химическому составу эти включения часто относятся к перидотитовому или эклогитовому парагенезисам (Соболев и др., 1973; Stachel, Harris, 2008). Перидотитовая ассоциация включает такие минералы, как оливин (форстерит, *Pbnm*), ортопироксен (энстатит, *Pbca*), высокохромистый гранат (пироп-кноррингит, *Ia-3d*), хромит, клинопироксен (хромдиопсид, *B2/b*) (Соболев и др., 1973). Высокохромистый гранат представляет собой один из наиболее информативных минералов – индикаторов кимберлитов, по его составу можно судить о типах мантийных пород, их соотношении и положении в разрезе литосферной мантии. Составы мантийных хромдиопсидов могут быть использованы при термобарометрии и, следовательно, при определении теплового режима литосферной мантии во время кимберлитового магматизма. Эти сведения являются основополагающими как для понимания особенностей состава и строения литосферной мантии в районах алмазоносных кимберлитовых трубок, так и при поисково-разведочных работах на алмазы (Гудимова и др., 2022).

Широкое использование рамановской спектроскопии для исследований минеральных включений в первую очередь обусловлено тем, что этот метод не разрушает исследуемый материал и не требует специальной пробоподготовки. При этом с помощью метода рамановской спектроскопии можно получить данные о химических и структурных характеристиках материала. Химический состав минералов силикатов влияет на энергии растяжения и кручения связи Si–O и, соответственно, на характер их рамановских спектров. В рамановских спектрах для силикатов одного минерального вида из-

менение их химического состава может отражаться в изменении частоты положений и интенсивности мод, вплоть до исчезновения или проявления (в том числе расщепления) некоторых пиков (Huang et al., 2000; Bersani et al., 2009). Обычно в минералогических исследованиях рамановскую спектроскопию применяют для идентификации минеральных фаз. Однако все больше появляется работ, направленных на построение методик определения химического состава силикатов на основе данных по рамановской спектроскопии (Huang et al., 2000; Bersani et al., 2009; Ishibashi et al., 2012; Smith, 2015). Основные задачи исследования заключались в следующем: 1) определение специфических спектроскопических характеристик минералов мантийных перидотитов; 2) создание неразрушающих методик оценки химического состава минеральных включений в природных алмазах перидотитового парагенезиса (оливине, ортопироксене, клинопироксене, гранате).

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Кристаллы алмазов с включениями были отобраны из продукции месторождений Якутской алмазоносной кимберлитовой провинции (Сибирская платформа). Образцы для исследования представляли собой кристаллы – алмазы как с единичными минеральными включениями, так и с ассоциациями включений (рис. 1). Большинство включений в алмазах имеют округлую форму, реже встречаются удлинённые и гантелевидные. При этом морфология включений обычно соответствует отрицательным формам роста алмаза, для которых характерны октаэдрические грани и округлые комбинационные поверхности.

Химический состав минеральных включений в алмазах определялся на базе ЦКП многоэлемент-

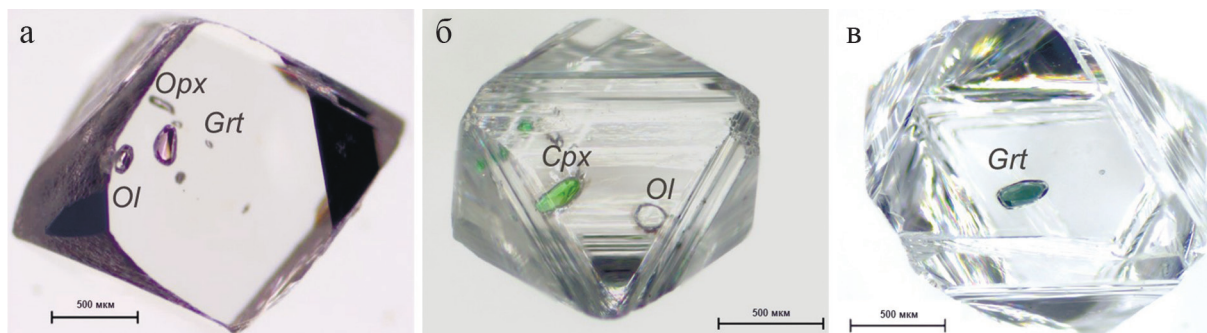


Рис. 1. Алмазы.

а – полированная пластинка; б, в – кристаллы октаэдрического габитуса с перидотитовыми ассоциациями минеральных включений. *Ol* – оливин, *Opx* – ортопироксен, *Cpx* – клинопироксен, *Grt* – гранат.

Fig. 1. Diamonds.

а – polished plate; б, в – octahedral crystals with peridotite associations of mineral inclusions. *Ol* – olivine, *Opx* – orthopyroxene, *Cpx* – clinopyroxene, *Grt* – garnet.

ных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (Новосибирск) с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-8100, оснащенного пятью волнодисперсионными спектрометрами (WDS) при ускоряющем напряжении 20 кэВ и силе тока 100 нА, диаметр пучка составлял 0.8 мкм. Для определения химического состава минеральные включения предварительно были выведены на поверхность путем полировки алмаза вдоль плоскости (110). Химические составы ряда включений уже были опубликованы (Зедгенизов и др., 2015; Shatsky et al., 2015; Zedgenizov et al., 2017; Gubanov et al., 2019) или планируются к публикации.

Рамановские спектры были получены на спектрометре LabRAMHR800 фирмы Horiba Jobin Yvon. Прибор оснащен лазером Nd:YAG с длиной волны 532 нм. Для фокусировки на образцах использовался микроскоп Olympus BX41 (объектив $\times 50$). Спектры записывались в диапазоне 100–1200 см^{-1} при мощности лазера 10 мВт. Время накопления спектра и количество циклов составляли 7–10 с и 10–15 соответственно. Ширина дифракционной решетки составляла 100 мкм при решетке 1800 делений/мм. Спектры калибровались на известные эмиссионные линии неоновой лампы и пик кремния 520.6 см^{-1} . Дополнительно для некоторых включений пироксенов (*Opx* и *Cpx*) и оливина в алмазах рамановские спектры записывались в различных ориентациях посредством вращения образца с шагом поворота 15°, так как для анизотропных минералов характерно изменение относительных интенсивностей мод при изменении угла между основными кристаллографическими осями в кристалле и направлением падающего пучка лазера.

Для обработки рамановских спектров использовалось программное обеспечение OPUS 8.2 (Bruker Optik GmbH, Этлинген, Германия): положения от-

дельных мод определялись методом регрессии минимизации квадратов, для аппроксимации кривой применялась функция Лоренца. Такая процедура позволяет определять положение отдельного пика с погрешностью $\pm 0.5 \text{ см}^{-1}$. Макрос Excel Real Statistics Resource Pack (Real Statistics Using Excel: © 2012–2019, Charles Zaiontz, All Rights Reserved) применялся при расчете уравнений регрессии Деминга для описания зависимости положения основных рамановских мод минеральных включений от их химического состава.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Оливин

Минеральные включения оливина в природных алмазах перидотитового парагенезиса обычно бесцветны и по составу близки к форстериту (Stachel, Harris, 2008). Очень редко встречаются включения литосферных оливинов с магнезиальностью $\text{Mg\#} < 88\%$ (Соболев и др., 2000). Нахождение граната или пироксена совместно в ассоциации с оливином позволяет идентифицировать такие оливины как гарцбургитовые или лерцолитовые (Stachel, Harris, 2008). Для включений оливина гарцбургитового парагенезиса характерны вариации Mg\# в диапазоне от 90.2 до 95.4% (при модовом значении 93.0–93.5%), во включениях оливинов лерцолитового парагенезиса Mg\# варьирует в пределах 90.1–93.6% (при модовом значении 92.0–92.5%). Определение активных рамановских мод оливина сильно изменялось на протяжении времени. В рамановском спектре форстерита моды с частотами выше 500 см^{-1} соответствуют проявлению внутренних движений SiO_4 -тетраэдра, пики с частотами ниже 500 см^{-1} отражают вращательные и трансляци-

онные колебания SiO_4 -тетраэдра (McKeown et al., 2010). Оливин имеет 84 моды колебаний, и только 36 из них активны в рамановском спектре ($11A_g + 11B_{1g} + 7B_{2g} + 7B_{3g}$) (McKeown et al., 2010). Наиболее интенсивные рамановские пики образуют дублет, состоящий из пяти колебательных мод ($2A_g + 2B_{1g} + B_{2g}$). Частоты максимально интенсивных мод для этого дублета варьируют между $815\text{--}825\text{ см}^{-1}$ (DB1) и $838\text{--}857\text{ см}^{-1}$ (DB2) (Kuebler et al., 2006). Моды, образующие дублет, характеризуются типом симметрии A_g (одиночная вырожденная симметричная мода), однако моды B_{1g} и B_{2g} (одиночные вырожденные антисимметричные моды) также влияют на конфигурацию спектра. Энергетический сдвиг мод A_g в SiO_4 -тетраэдре вызван изменениями в геометрии узлов из-за замещения катионов в соседних узлах. Катионные замещения между форстеритом (Mg^{2+}) и фаялитом (Fe^{2+}), таким образом, приводят к сдвигу рамановских пиков (Kuebler et al., 2006). Моды B_{1g} и B_{2g} также вносят малоинтенсивный вклад в этот дублет. Смещения положений пиков в этом дублете используют для оценки значений Mg\# оливина (Kuebler et al., 2006; Ishibashi et al., 2012). Положения этих пиков также нелинейно зависят от оказываемого на оливин давления (Kuebler et al., 2006). Другие пики в спектрах оливина редко применяются для оценки химического состава, например, так как они имеют относительно низкую интенсивность. Пики, расположенные в частотном диапазоне $400\text{--}700\text{ см}^{-1}$, отражают внутренние деформационные движения аниона, а катионные замещения в октаэдрической позиции не оказывают на них существенного влияния (Chopelas, 1991; Kuebler et al., 2006).

Исследованные включения оливина в природных алмазах близки по химическому составу. Включения в алмазах показывают вариации химического состава в пределах: $\text{SiO}_2 = 40.0\text{--}42.2\text{ мас. \%}$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0.13$, $\text{MgO} = 48.2\text{--}51.5$, $\text{MnO} < 0.15$, $\text{FeO} = 6.30\text{--}9.43$, $\text{CaO} < 0.06\text{ мас. \%}$; $\text{Mg\#} = 0.900\text{--}0.935$. Для изученных оливинов отмечена отрицательная корреляция (коэффициент корреляции $r = -0.78$) между содержаниями MgO и FeO , что свидетельствует об изоморфизме форстерит ($\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$)–фаялит ($\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$).

В рамановских спектрах оливинов в частотном диапазоне валентных колебаний связи Si-O обычно проявлены две наиболее интенсивные моды ($\text{BD1} \approx 820\text{ см}^{-1}$) и ($\text{BD2} \approx 850\text{ см}^{-1}$). Наблюдаемые моды совместно образуют дублет и отражают колебания связи Si-O (рис. 2). Для мод валентных колебаний (BD1 и BD2) в рамановских спектрах включений оливина в разных алмазах отмечены вариации положения от 822.4 до 824.9 см^{-1} и от 854.7 до 858.3 см^{-1} соответственно. Неопределенность положений для мод при изменении кристаллографической ориентации оливина не превышала 0.7 см^{-1} . Для ряда включений оливина в алмазах максималь-

ные смещения для наблюдаемых мод до вскрытия включений и после него не превышали 2 см^{-1} для моды BD1 и 3.1 см^{-1} для моды BD2.

Ортопироксен

Включения ортопироксена в природных алмазах бесцветны или имеют слабый желтоватый либо зеленоватый оттенок. Ортопироксены перидотитового парагенезиса характеризуются высокой Mg\# ($92\text{--}97\%$) (Stachel, Harris, 2008). В соответствии с работой (Chopelas, 1999), теоретически полный спектр ортопироксена имеет 240 колебательных мод, из них 120 мод ($30A_{1g} + 30B_{1g} + 30B_{2g} + 30B_{3g}$) активны в рамановском спектре. Обычно в рамановском спектре ортопироксена проявлены несколько умеренно интенсивных мод (ν_1 , ν_2 , и ν_3) ниже 360 см^{-1} , две интенсивных моды (ν_{11} и ν_{12}) в диапазоне $600\text{--}700\text{ см}^{-1}$ и две-три (ν_{16} , ν_{17} , $\nu_{17'}$) интенсивных моды в диапазоне $900\text{--}1500\text{ см}^{-1}$. Эти моды связаны с проявлением трансляционных колебаний металл–кислород Me-O (ν_1 , ν_2 , и ν_3) и валентных колебаний связи Si-O (ν_{11} , ν_{12} , ν_{16} , ν_{17} , $\nu_{17'}$) (McMillan, 1984; McMillan, Hofmeister, 1988). При этом пики в частотном диапазоне $600\text{--}700\text{ см}^{-1}$ связаны с колебаниями связи кремния с мостиковым кислородом (Si-O_{br}), а пики в диапазоне частот $900\text{--}1500\text{ см}^{-1}$ – с колебаниями связи кремния с концевым кислородом (Si-O_{nbr}). В зависимости от кристаллической ориентации относительные интенсивности этих мод могут меняться. Для ортопироксенов было отмечено, что увеличение расстояния между атомами кислорода и катиона в октаэдрической позиции Me1O_8 прямо зависит от содержаний Fe (Domeneghetti et al., 1985). Аналогичная зависимость была отмечена и для связи Me2-O . Следовательно, большинство колебательных мод в рамановских спектрах ортопироксена смещаются в сторону более низких частот при увеличении содержаний Fe (Huang et al., 2000). В пироксенах расстояние Si-O_{br} уменьшается при увеличении среднего ионного радиуса катиона, в то время как длина связи Si-O_{nbr} увеличивается (Cameron, Papike 1981; Domeneghetti et al., 1985). В магнезиальных пироксенах при замещениях с участием Fe^{2+} средний ионный радиус катиона Me2 увеличивается. Таким образом, рамановские моды, которые имеют прямую зависимость от содержаний Fe , могут быть связаны с валентными колебаниями связи между мостиковым кислородом и кремнием (Huang et al., 2000). Согласно этой интерпретации, частоты валентной моды Si-O_{br} должны быть меньше, чем у моды Si-O_{nbr} в серии ортопироксенов, более того, частоты моды Si-O_{nbr} обычно уменьшаются с повышением содержания Fe в твердых растворах силикатов, где нет мостиковых связей (например, форстерит–фаялит в работе (Guyot et al., 1986)).

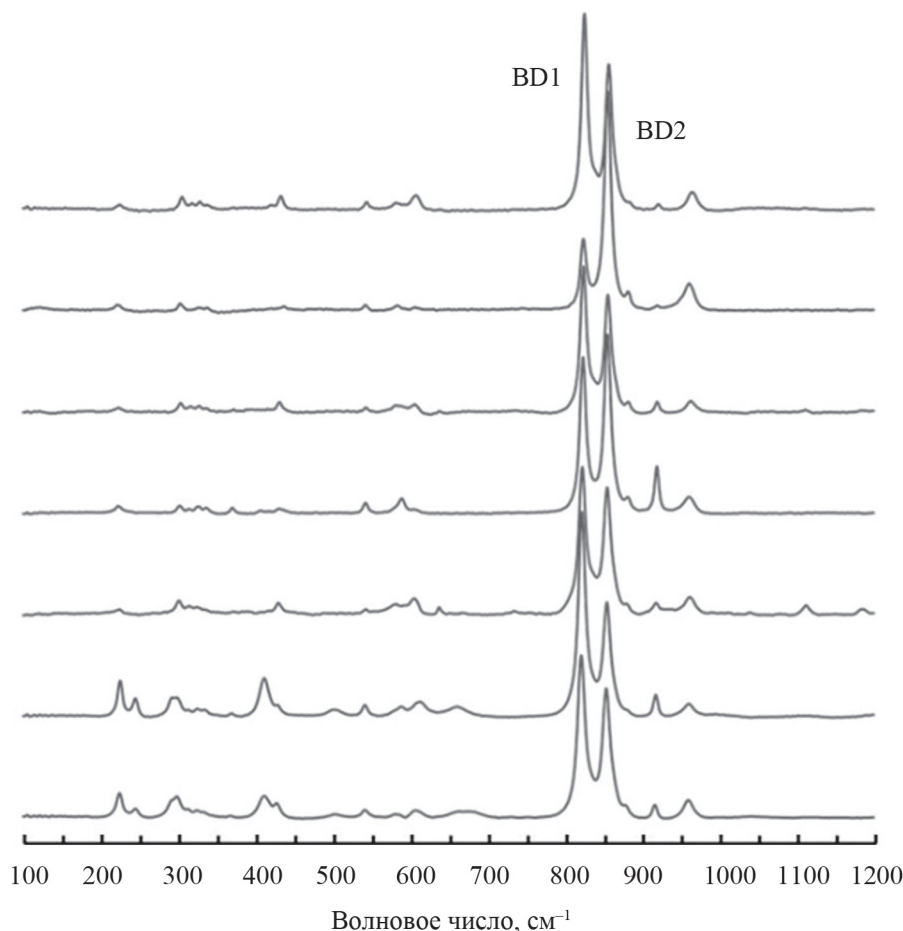


Рис. 2. Рамановские спектры включений оливина в алмазах.

BD1 и BD2 – моды валентных колебаний связи Si–O.

Fig. 2. Raman spectra of olivine inclusions in diamonds.

BD1 and BD2 are Si–O stretching modes.

Исследованные ортопироксены по составу близки к энстатиту, и для них наблюдались относительно узкие вариации содержаний главных элементов. Химический состав изученных включений ортопироксенов в природных алмазах варьирует в следующих пределах: $\text{SiO}_2 = 55.5\text{--}58.5$ мас. %, $\text{MgO} = 33.6\text{--}36.7$, $\text{FeO} = 4.10\text{--}6.88$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.12\text{--}0.78$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.13\text{--}0.45$, $\text{CaO} = 0.18\text{--}0.82$ мас. %; $\text{Mg\#} = 0.917\text{--}0.932$. Для изученных ортопироксенов наблюдалась отрицательная корреляция ($r = -0.53$) с содержаниями MgO и FeO , что свидетельствует об изоморфизме энстатит $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ –ферросилит $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Для рамановских спектров ортопироксенов характерно проявление нескольких интенсивных мод с частотами, близкими к ≈ 230 (ν_1), 340 (ν_3), 660 (ν_{11}), 680 (ν_{12}), 1010 (ν_{16}) и 1030 (ν_{17}) cm^{-1} (Huang et al., 2000) (рис. 3). Моды ν_1 и ν_3 связаны с проявлением трансляции металл–кислород (Me–O) в структуре ортопироксена. В рамановских спектрах ортопироксе-

нов с различным химическим составом положение трансляционной моды ν_1 варьирует в узких диапазонах ($235.7\text{--}238.9$ cm^{-1}), однако при вращении кристалла изменение интенсивности этой моды слабо влияет на ее смещение (<0.7 cm^{-1}). Трансляционная мода ν_3 показывала смещения для разных по составу ортопироксенов от 339.3 до 347.9 cm^{-1} , при вращении кристалла смещение положения этой моды достигало 2 cm^{-1} . Пары рамановских мод $\nu_{11}\text{--}\nu_{12}$ и $\nu_{16}\text{--}\nu_{17}$ представляют собой дублеты и отражают валентные колебания связей Si–O. В рамановских спектрах исследованных ортопироксенов разного состава для мод валентных колебаний связи Si–O наблюдались следующие смещения: $661.5\text{--}665.9$ (ν_{11}), $682.1\text{--}688.2$ (ν_{12}), $1009.4\text{--}1018.1$ (ν_{16}) и $1023.2\text{--}1037.5$ (ν_{17}) cm^{-1} . Смещения валентных колебательных мод для одних и тех же кристаллов ортопироксенов в различных кристаллографических ориентациях составляли: 1.3 (ν_{11}), 1.1 (ν_{12}), 0.9 (ν_{16}) и 1.4 (ν_{17}) cm^{-1} . Для некоторых исследованных включе-

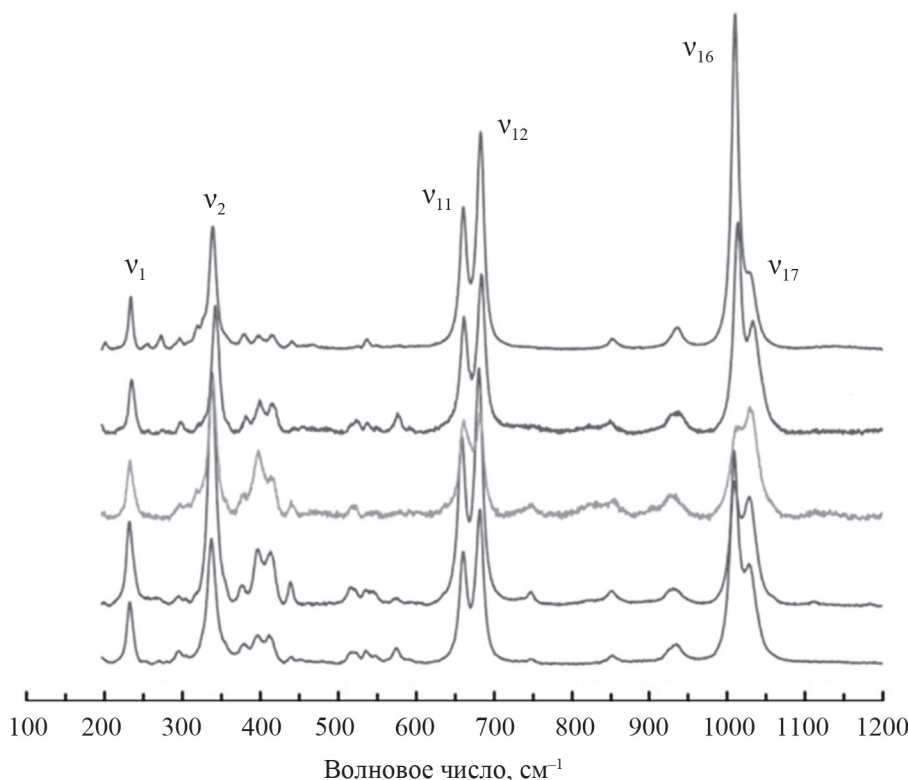


Рис. 3. Рамановские спектры включений ортопироксена в алмазах.

v_1 и v_2 – трансляционные моды металл–кислород (Me–O); v_{11} – v_{17} – моды валентных колебаний связи Si–O.

Fig. 3. Raman spectra of inclusions of orthopyroxenes in diamonds.

v_1 and v_2 – metal–oxygen (Me–O) translational modes; v_{11} – v_{17} – modes of Si–O bond stretching vibrations.

ний ортопироксена в алмазах максимальные изменения положения наблюдаемых мод до вскрытия и после него не превышали значений 4.6 (v_1), 5.9 (v_{12}), 3.1 (v_{11}), 3.3 (v_{12}), 4.1 (v_{16}), 7.2 (v_{17}) см^{-1} .

Клинопироксен

Включения клинопироксена перидотитового парагенезиса в алмазах отличаются по значениям хромистости $\text{Cr\#} > 10\%$. Для клинопироксенов перидотитового парагенезиса характерен сильный зеленый окрас, по составу они близки высокомагнетизальным хром-диопсидам ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.6\text{--}2.4$ мас. %, $\text{Mg\#} = 92.5\text{--}93.5\%$) (Stachel, Harris, 2008). Согласно факторному анализу групп в спектре клинопироксена 30 активных рамановских колебательных мод ($14A_g + 16B_g$) (Rutstein, White, 1971; Mernagh, Hoatson, 1997; Chopelas, 1999; Huang et al., 2000; Wang et al., 2001; Prencipe et al., 2014). Однако не все из этих мод проявляются в реальных рамановских спектрах клинопироксенов (Huang et al., 2000). Высокая интенсивность характерна для рамановских мод с типом симметрии A_{1g} . Наиболее интенсивные моды имеют частоты $\approx 300\text{--}500$, 670 и 1000 см^{-1} . Как и в спектре ортопироксена, в

рамановском спектре клинопироксена колебательные моды, расположенные ниже 490 см^{-1} и в диапазоне 600 ± 90 см^{-1} , связывают с трансляционными колебаниями Me–O и деформационными колебаниями связи Si–O соответственно. Рамановские моды, расположенные в частотном диапазоне 650–750 см^{-1} , отражают валентные колебания связи мостикового кислорода с кремнием (Si-O_{br}), рамановские моды в диапазоне 800–1000 см^{-1} – валентные колебания связи между кремнием и концевым кислородом (Si-O_{nbr}) (McMillan, 1984). В нескольких работах было отмечено, что положение основных рамановских мод в спектре пироксенов линейно зависит от изменения химического состава (Huang et al., 2000; Smith, 2015).

Включения клинопироксенов перидотитового парагенезиса представляют собой хромдиопсиды ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.31\text{--}5.74$ мас. %; $\text{CaO} = 12.8\text{--}22.9$; $\text{MgO} = 12.3\text{--}18.3$ мас. %) с относительно низкими содержаниями $\text{FeO} = 1.81\text{--}3.45$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.31\text{--}5.41$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.28\text{--}5.09$ мас. %. Для таких включений характерны высокие значения $\text{Mg\#} = 0.871\text{--}0.944$ и $\text{Cr\#} = 0.172\text{--}0.643$. Для исследованных клинопироксенов выявлены две положительные линейные зависимости между содержа-

ями CaO и MgO ($r = 0.80$) и между содержаниями Na_2O и Al_2O_3 ($r = 0.94$), а также две отрицательные линейные зависимости между содержаниями CaO и Na_2O ($r = -0.92$) и между содержаниями MgO и Al_2O_3 ($r = -0.95$). Наблюдаемые корреляции соответствуют проявлению изоструктурным замещениям в структуре клинопироксена CaMg-NaAl (диопсид-жадеит).

В рамановских спектрах исследованных клинопироксенов обычно проявлены несколько интенсивных мод в диапазонах 300–500, 670 и 1000 cm^{-1} , отражающих трансляцию Me–O (металл–кислород), валентные колебания связи кремний – “мостиковый” кислород Si-O_{br} (ν_{11}) и связи кремний – “немостиковый” кислород Si-O_{nbr} (ν_{16}) соответственно (рис. 4). Для изученных клинопироксенов разного состава наблюдалось изменение положения моды валентных колебаний Si-O_{br} (ν_{11}) вплоть до $\approx 10 \text{ cm}^{-1}$ (665.6–675.5 cm^{-1} для включений клинопироксенов в алмазах перидотитового парагенезиса). Положения моды валентных колебаний Si-O_{nbr} (ν_{16}) варьировали в диапазоне 1010.1–1015.3 cm^{-1} . Интенсивности пиков в рамановском спектре клинопироксена могут изменяться в зависимости от ориентации кристалла. Пики в частотном диапазоне трансляционных колебаний Me–O близко к друг другу расположены и могут перекрываться. В связи с этим возникают сложности с разделением этих пиков и определением их характеристик. Смещения моды Si-O_{br} (ν_{11}) для одних и тех же кристаллов клинопи-

роксенов в различных кристаллографических ориентациях не превышали 0.7 cm^{-1} , однако для моды Si-O_{nbr} (ν_{16}) такие смещения достигали 7 cm^{-1} . Столь сильные смещения, вероятно, связаны с проявлениями соседних низкоинтенсивных мод (ν_{17}) и их наложением (см., например, Huang et al., 2000). Таким образом, только для моды валентных колебаний Si-O_{br} (ν_{11}) представляется возможным относительно точно определять частотное положение и использовать его вариации для выявления значимых зависимостей от изменения химического состава. Известно, что внутрикристаллические напряжения в анизотропных включениях в алмазах могут вызывать смещения пиков в их рамановских спектрах (Compromenosi et al., 2018). Отмечено, что изменения положения моды ν_{11} для одних и тех же включений в алмазах до вскрытия и после него не превышало 0.8 cm^{-1} .

Гранат

Мантийные гранаты перидотитового парагенезиса по составу обычно соответствуют пиропу-кноррингиту и окрашены в розовые и красные цвета. Согласно классификации (Schulze, 2003), включения гранатов в алмазах перидотитового парагенезиса имеют содержания $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 1 \text{ мас. \%}$, для некоторых перидотитовых гранатов значения Cr_2O_3 могут достигать 22 мас. % (например, Stachel, Harris, 2008). Содержание CaO варьирует в широких пре-

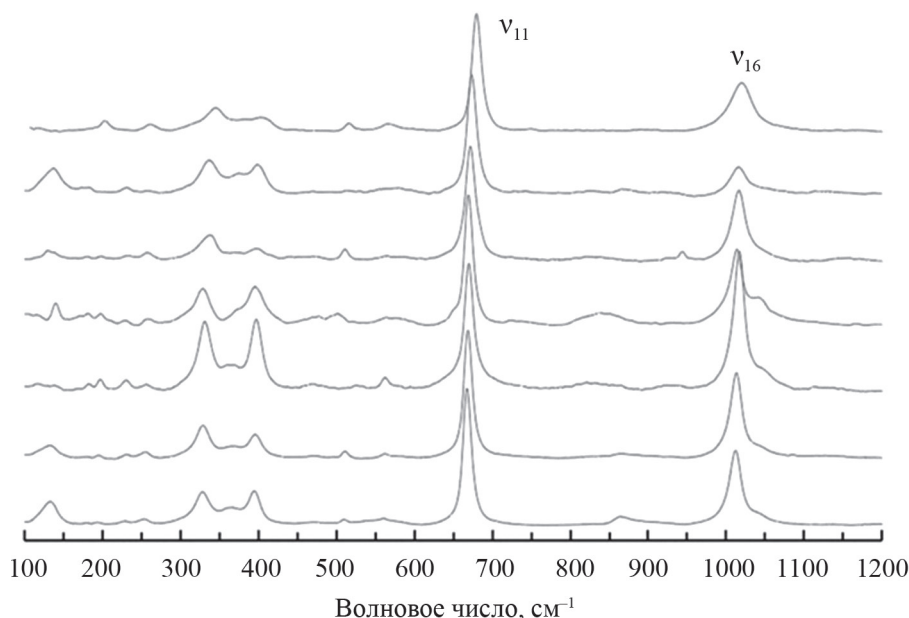


Рис. 4. Рамановские спектры включений клинопироксена в алмазах.

ν_{11} и ν_{16} – валентные колебательные моды Si-O_{br} и Si-O_{nbr} соответственно.

Fig. 4. Raman spectra of clinopyroxene inclusions in diamonds.

ν_{11} and ν_{16} are Si-O_{br} and Si-O_{nbr} valence vibrational modes, respectively.

делах (Sobolev et al., 2000; Grutter et al., 2004). По классификации (Grutter et al., 2004) обогащенные хромом включения гранатов с низким содержанием CaO (при отсутствии ассоциации с клинопироксеном) относятся к сильно деплетированному парагенезису G10 (дуниты и гарцбургиты). Высокие содержания Ca ($\text{CaO} > 3\text{--}4$ мас. %) характерны для гранатов лерцолитового (G9) и пироксениновых (G12) парагенезисов (Соболев и др., 1973; Sobolev et al., 2000; Grutter et al., 2004; Shirey et al., 2013). В теоретическом спектре граната, предсказанного на основе факторного анализа групп, из 84 колебательных мод только 25 активны в рамановском спектре ($3A_{1g} + 8E_g + 14F_{2g}$) (Moore et al., 1971; Chaplin et al., 1998). Наиболее полный набор рамановских колебательных мод для граната обзвучивался в работе (Chaplin et al., 1998). В рамановских спектрах граната колебательные моды с частотами меньше 300 см^{-1} связаны с трансляционными движениями Me–O и обычно имеют низкие относительные интенсивности. Моды с частотами $300\text{--}460\text{ см}^{-1}$ отражают внутренние вращательные колебания в SiO_4 -тетраэдре ($R[\text{SiO}_4]$). В диапазонах $460\text{--}640\text{ см}^{-1}$ и выше 640 см^{-1} расположены моды, связанные с деформационными (ν_2) и валентными (ν_1, ν_3) колебаниями связи Si–O соответственно. Как правило, в рамановском спектре граната наблюдаются несколько интенсивных мод A_{1g} с частотами, близкими к 350 ($R[\text{SiO}_4]$), 550 (ν_2) и 900 (ν_1) см^{-1} (Kolesov, Geiger, 1997, 1998; Chaplin et al., 1998). Считается, что основным фактором смещения рамановских мод в спектре граната является изменение химического состава (Kolesov, Geiger, 1997, 1998). Однако в работе (Mingsheng et al., 1994) было отмечено, что влияние двухвалентного катиона (в позиции Me1O_{12}) на характеристики рамановского спектра граната более сильное по сравнению с воздействием трехвалентного катиона (в позиции Me2O_6). Это связано с тем, что кремнекислородные тетраэдры связаны двумя ребрами с додекаэдрическими позициями (Me1O_{12}), а с октаэдрическими позициями (Me1O_{12}) они имеют только общие вершины.

Исследованные включения в алмазах попадают в области составов гранатов гарцбургитовых, лерцолитовых и верлитовых разновидностей (рис. 5). Для них характерны повышенные содержания Cr_2O_3 ($3.91\text{--}17.1$ мас. %) и MgO ($16.1\text{--}23.9$ мас. %), а также широкие вариации содержаний CaO ($0.92\text{--}9.75$ мас. %) и FeO ($5.92\text{--}8.44$ мас. %). Содержание MnO варьируют в пределах $0.24\text{--}0.46$ мас. %; TiO_2 и Na_2O не превышает 0.63 и 0.18 мас. % соответственно.

В рамановских спектрах включений гранатов в алмазах наиболее сильные интенсивные моды проявлены в частотных диапазонах вращательных $R[\text{SiO}_4]$ ($\approx 360\text{ см}^{-1}$), деформационных колебательных ν_2 ($\approx 550\text{ см}^{-1}$) и валентных колебательных

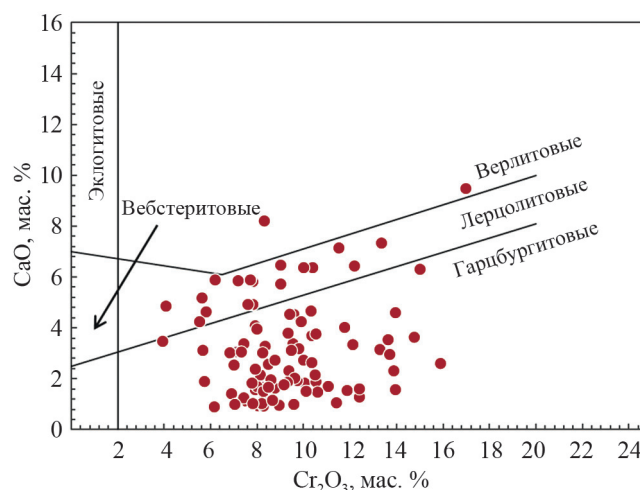


Рис. 5. Особенности состава исследованных включений граната перидотитового парагенезиса в алмазах, приведенные в координатах Cr_2O_3 – CaO , мас. %.

Поля составов для гарцбургитовых, лерцолитовых, верлитовых, вебстеритовых, эклогитовых гранатов приведены на основе данных работы (Соболев, 1974).

Fig. 5. Features of the composition of the studied inclusions of garnets of peridotite parageneses in diamonds, given in the coordinates Cr_2O_3 – CaO , wt %.

Fields of compositions for harzburgite, lherzolite, wehrlite, websterite, eclogitic garnets are given on the basis of data from (Sobolev, 1974).

ν_1 ($\approx 910\text{ см}^{-1}$) вибраций в SiO_4 -тетраэдре (рис. 6). Также для спектров высокохромистых перидотитовых гранатов характерна относительно высокая интенсивность моды валентных колебаний ν_3 ($\approx 860\text{ см}^{-1}$). Мода валентных колебаний ν_1 обычно показывает самую высокую относительную интенсивность в рамановских спектрах гранатов мантийных парагенезисов, однако по мере увеличения содержания Cr ее интенсивность снижается, а для сильно высокохромистых перидотитовых гранатов может наблюдаться раздвоение этой моды с проявление пика $\approx 930\text{ см}^{-1}$ (Bersani et al., 2009). Характерный рамановский спектр с раздвоением моды ν_1 наблюдался для высокохромистого ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 17.1$ мас. %) включения пироба с проявлением цветового реверса в окрасе (эффект смены цвета обусловлен наличием ионов хрома Cr^{3+}) (см. рис. 1в, рис. 7). В рамановских спектрах включений отмечались смещения в диапазонах $361.2\text{--}365.2\text{ см}^{-1}$ для $R[\text{SiO}_4]$, $546.7\text{--}559.6\text{ см}^{-1}$ для ν_2 , $910.9\text{--}928.8\text{ см}^{-1}$ для ν_1 и $854.9\text{--}870.2\text{ см}^{-1}$ для ν_3 . Сравнение положений основных мод в спектрах исследованных гранатов до вскрытия и после него показало, что эффект остаточного давления имеет слабое влияние на смещения пиков в спектре граната: смещения либо не наблюдаются совсем, либо не превышают 1 см^{-1} .

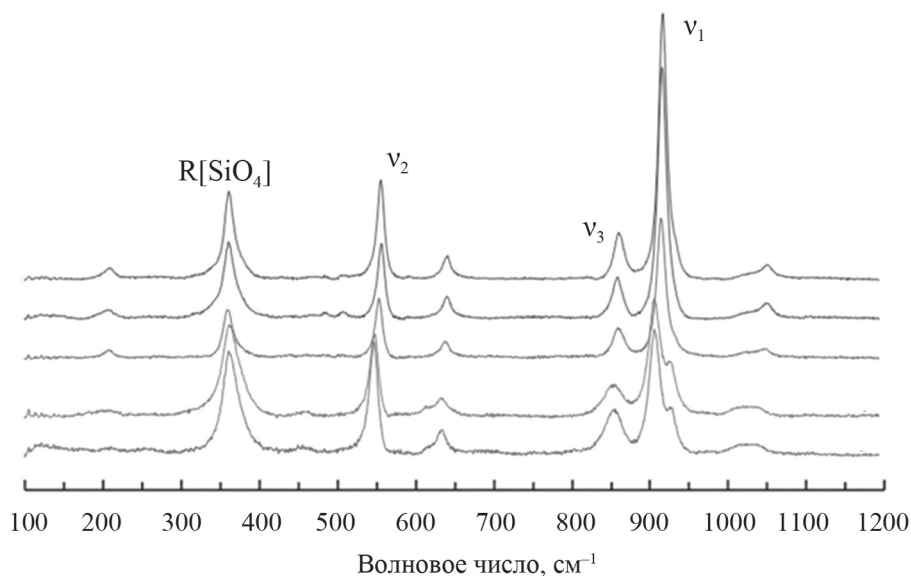


Рис. 6. Рамановские спектры включений граната перидотитового парагенезиса в алмазах.

Здесь и на рис. 7: R[SiO₄] – мода вращательных колебаний SiO₄-тетраэдра, v₂ – мода деформационных колебаний связи Si–O, v₁ и v₃ – моды валентных колебаний связи Si–O.

Fig. 6. Raman spectra of garnet inclusions of peridotite paragenesis in diamonds.

Here and in Fig. 7: R[SiO₄] – mode of rotational vibrations of the SiO₄ tetrahedron, v₂ – mode of bending vibrations of the Si–O bond, v₁ and v₃ – modes of stretching vibrations of the Si–O bond.

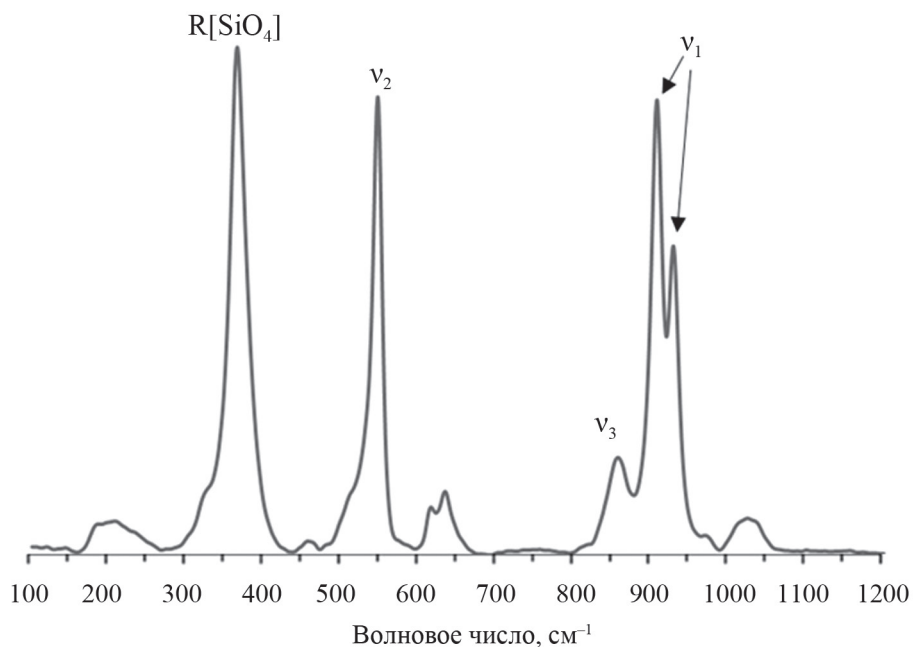


Рис. 7. Характерное раздвоение моды v₁ в рамановском спектре включения высокохромистого пирропа (Cr₂O₃ = 17.1 мас. %) (см. рис. 1В).

Fig. 7. Characteristic splitting of the v₁ mode in the Raman spectrum of an inclusion of high-chromium pyrope (Cr₂O₃ = 17.1 wt %) (see Fig. 1B).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для исследованных включений оливинов и ортопироксенов в природных алмазах перидотитового парагенезиса не наблюдались широкие вариации химического состава и смещения рамановских мод. Все выявленные корреляции характеризуются большими дисперсиями, что, вероятно, связано с влиянием остаточных напряжений во включениях в алмазе или воздействием изменения интенсивностей мод от изменения ориентации включений.

Для оливинов были выявлены значимые положительные корреляции между смещениями мод валентных колебаний связи Si–O и Mg# ($r = 0.66$ для моды BD1 и $r = 0.69$ для моды BD2). Наблюдаемые корреляции подтверждают, что смещение валентных колебательных мод в рамановском спектре оливина отражает изоморфизм форстерит–фаялит. Полученные зависимости были сопоставлены с результатами работы (Kuebler et al., 2006), где пред-

ставлены данные по оливинам с широкими вариациями состава (Mg# 0–100%), и показали хорошую сходимость: все исследованные оливины попали в область высокомагнезиальных, однако для некоторых сильно высокомагнезиальных включений было отмечено занижение в значениях магнезиальности, что, скорее всего, обусловлено фактором влияния остаточного давления (рис. 8). В работе (Kuebler et al., 2006) зависимости смещения для наблюдаемых мод от изменения значений магнезиальности описываются нелинейной функцией, что также влияет на расхождение полученных результатов.

Для ортопироксенов были отмечены несколько значимых корреляций между смещением интенсивных мод валентных колебаний связи Si–O и изменением химического состава (рис. 9). Для дублета мод валентных колебаний $\nu_{11}-\nu_{12}$ наблюдалась положительная корреляция со значениями Mg# ($r = 0.59$ и $r = 0.55$ соответственно). Положения валентной колебательной моды ν_{17} также положи-

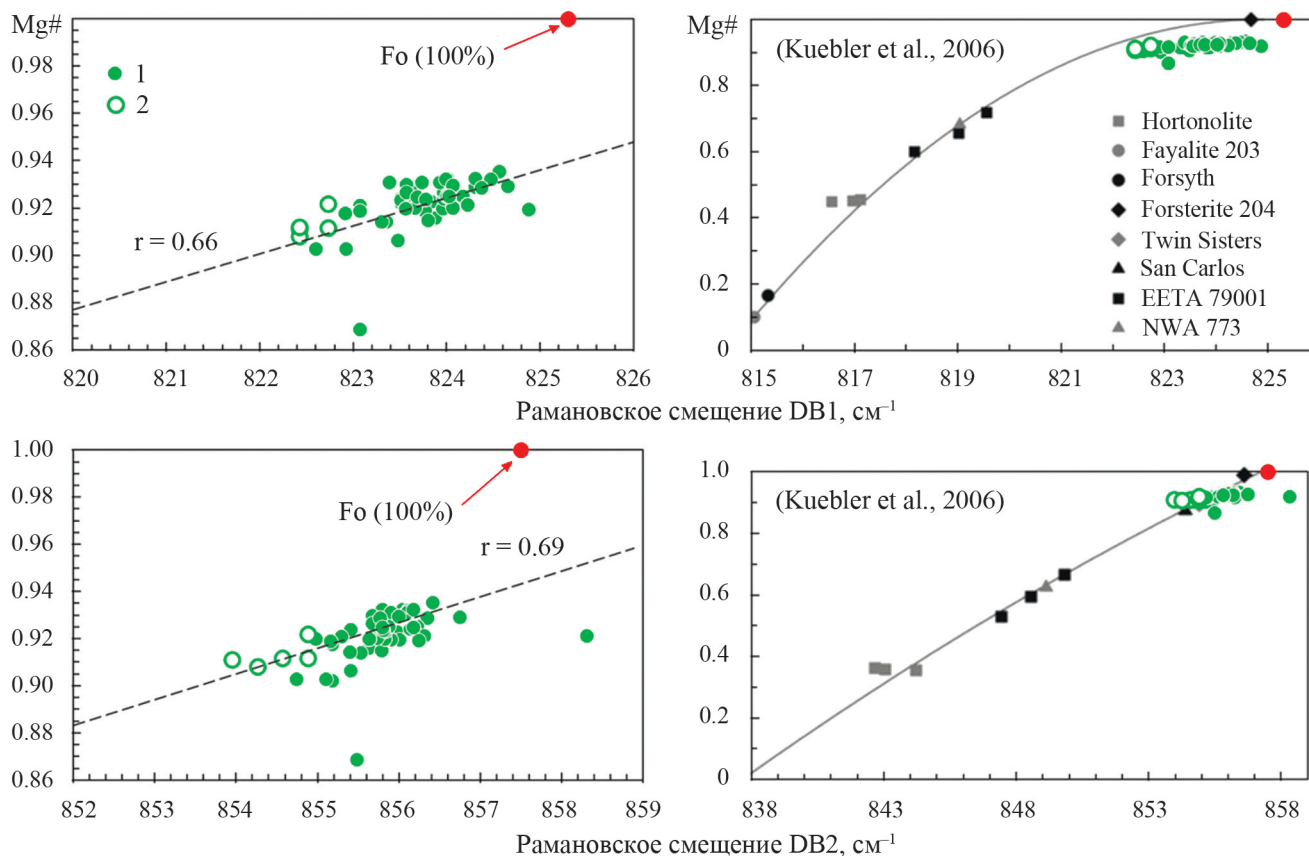


Рис. 8. Основные зависимости смещений положений пиков DB1 и DB2 в рамановских спектрах исследованных оливинов от значений магнезиальности Mg#; сопоставление результатов с работой (Kuebler et al., 2006).

1 – включения оливинов в алмазах, 2 – оливины из ксенолитов перидотитов, Fo (100%) – синтетический форстерит.

Fig. 8. The main dependences of the shifts of the positions of the DB1 and DB2 peaks in the Raman spectra of the studied olivines on the Mg# values; matching results to work (Kuebler et al., 2006).

1 – inclusions of olivines in diamonds, 2 – olivines from peridotite xenoliths, Fo (100%) – synthetic forsterite.

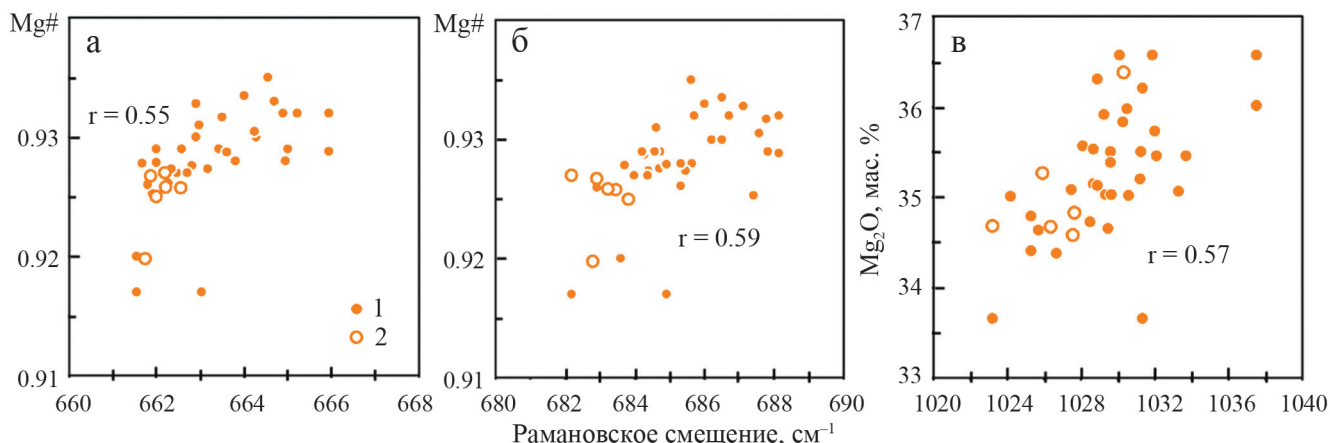


Рис. 9. Основные зависимости смещения положений валентных колебательных мод в рамановских спектрах ортопироксенов.

а, б – положительные зависимости смещения мод $\nu_{11}-\nu_{12}$ от значений магнезиальности $Mg\#$ соответственно; в – положительная зависимость смещения моды ν_{17} от содержаний MgO , мас. %.

Fig. 9. The main dependences of the displacement of the positions of valence vibrational modes in the Raman spectra of orthopyroxenes.

а, б – positive dependences of the mode shift $\nu_{11}-\nu_{12}$ on the $Mg\#$ values, respectively; в – positive dependence of the ν_{17} mode shift on the MgO content, wt %.

тельно зависят от содержаний MgO ($r = 0.57$). Выявленные корреляции свидетельствуют о влиянии изоморфизма энстатит–ферросилит на смещения мод в рамановском спектре ортопироксена. Полученные зависимости имеют хорошую сходимость с результатами работ (Huang et al., 2000). Однако наблюдаемые изменения положений мод для включений ортопироксенов в алмазах до вскрытия и после него (3.1 см^{-1} (ν_{11}), 3.3 (ν_{12}), 7.2 см^{-1} (ν_{17})), подтверждающие наличие сильного влияния фактора остаточного давления на смещения этих пиков, могут быть причиной больших дисперсий для выявленных корреляций.

На основе наблюдаемых широких вариации содержаний основных химических компонентов клинопироксенов и гранатов перидотитового парагенезиса в совокупности с сильными смещениями основных рамановских мод в их спектрах можно построить методику количественной оценки химического состава на базе данных по рамановской спектроскопии.

Изоструктурные замещения катионов в ряду клинопироксенов приводят к изменениям длины связей и углов между связями в кремнекислородном тетраэдре SiO_4 , что непосредственно влияет на изменение энергии связи $Si-O$ и рамановские смещения. В работе (Smith, 2015) было отмечено, что смещения пиков в рамановском спектре клинопироксена и гетеровалентный изоморфизм $Na^+Al^{3+}-Ca^{2+}Mg^{2+}$ показывают зависимости, близкие к линейным. Сопоставление данных по смещению основной интенсивной моды $Si-O_{br}$ (ν_{11}) в ра-

мановских спектрах клинопироксена и химическим составам (данным рентгеноспектрального микроанализа) позволили выявить ряд линейных зависимостей. Ранее нами было выявлено, что клинопироксены перидотитового и эклогитового парагенезисов показывают одинаковые линейные зависимости смещений моды $Si-O_{br}$ (ν_{11}) для ряда главных компонентов Na_2O ($r = 0.95$) и Al_2O_3 ($r = 0.97$), CaO ($r = -0.88$) и MgO ($r = -0.92$) (Kalugina, Zedgenizov, 2021). Наблюдаемые линейные зависимости делают возможным создание методики количественной оценки содержаний основных компонентов (CaO , MgO , Na_2O , Al_2O_3) для мантийных клинопироксенов с использованием только метода рамановской спектроскопии. Выявленные корреляции могут быть описаны регрессионными линиями Деминга как функции химического состава от положения моды валентных колебаний $Si-O_{br}$ (ν_{11}). Выявленные корреляции и рассчитанные для них линии регрессии представлены на рис. 10.

Данные по содержаниям главных компонентов, рассчитанные с помощью уравнений регрессий, имеют хорошую сходимость с данными рентгеноспектрального микроанализа. Расхождения между величинами, полученными на основе рамановской спектроскопии, и данными микрозондового анализа имеют модовые значения: 1.1 мас. % для CaO (<5 мас. %), 0.6 – для MgO (<4.2), 0.4 – для Na_2O (<2.5), 0.5 мас. % (<2.5 мас. %). Таким образом, рассчитанные в настоящей работе регрессионные линии могут быть использованы для надежной оценки химического состава клинопироксенов мантийных пара-

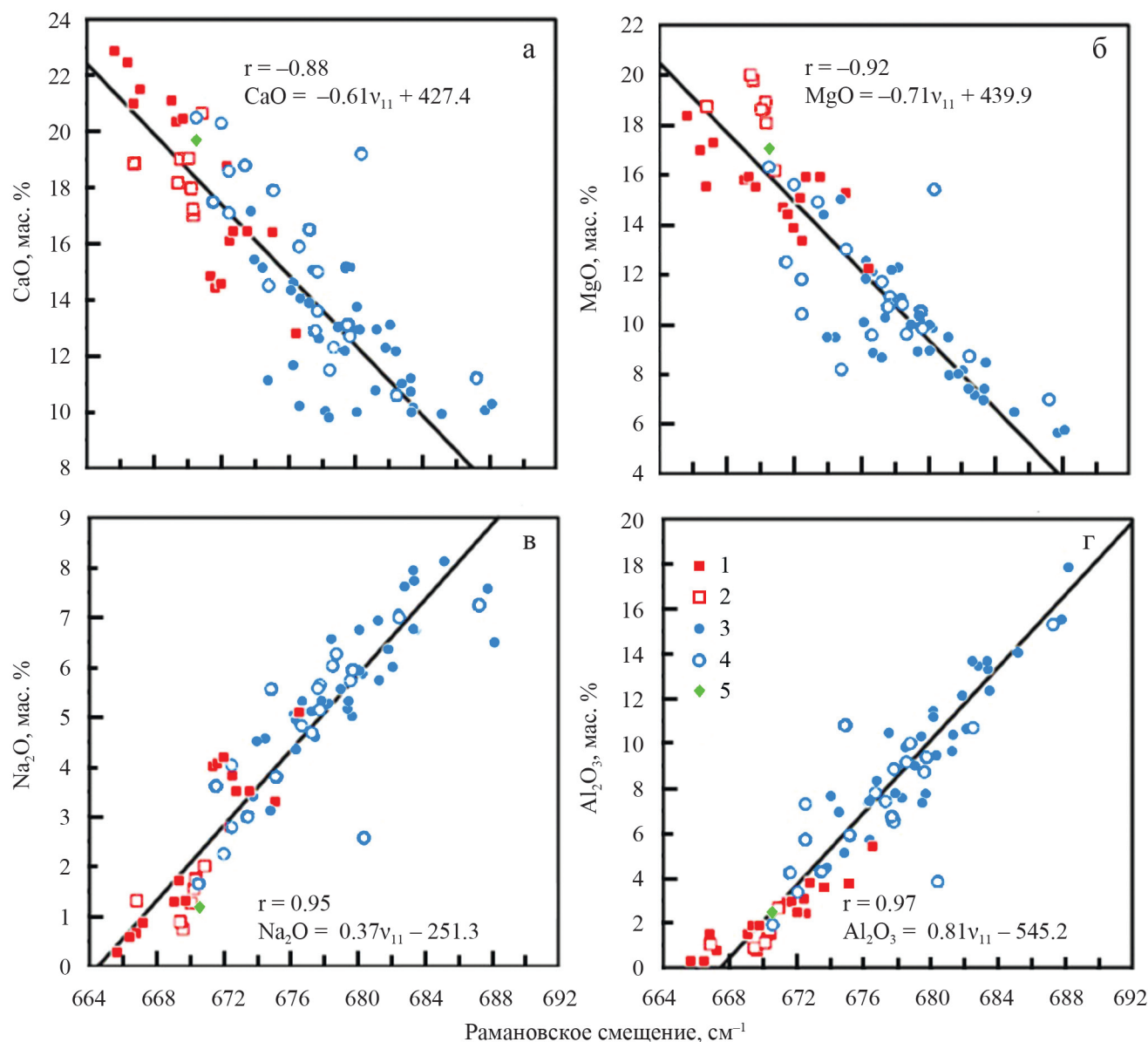


Рис. 10. Зависимость между смещением положений рамановской моды Si-O_{br}(v₁₁) для клинопироксенов и содержаниями в них основных компонентов CaO (а), MgO (б), Na₂O (в) и Al₂O₃ (г).

1 – включения клинопироксенов перидотитового парагенезиса в алмазах, 2 – клинопироксены из ксенолитов перидотитов, 3 – клинопироксены эклогитового парагенезиса в алмазах, 4 – клинопироксены из ксенолитов эклогитов, 5 – единичное включение клинопироксена переходного состава (Stachel, Harris, 2008).

Fig. 10. Dependence between the shift of the positions of the Raman mode Si-O_{br}(v₁₁) for clinopyroxenes and the contents of the main components CaO (a), MgO (б), Na₂O (в) and Al₂O₃ (г) in them.

1 – inclusions of clinopyroxenes of peridotite paragenesis in diamonds, 2 – clinopyroxenes from peridotite xenoliths, 3 – clinopyroxenes of eclogitic paragenesis in diamonds, 4 – clinopyroxenes from eclogite xenoliths, 5 – single inclusion of transitional clinopyroxene (Stachel, Harris, 2008).

генезисов на базе данных рамановской спектроскопии.

Для гранатов изменение смещения основных рамановских мод главным образом связано с изменением химического состава, а именно с изменением энергии растяжений и кручений связи Si-O (Kole-

sov, Geiger, 1997, 1998). Для исследованных включений гранатов выявлены несколько наиболее значимых корреляций между смещениями мод валентных (v₁, v₃) и деформационных (v₂) колебаний и химическим составом. Для валентных колебательных мод (v₁, v₃) наблюдались сильные смещения от со-

держаний Ca и Mg. Рамановская мода валентных колебаний (ν_1) имеет отрицательную корреляцию с содержанием Ca ($r = -0.85$) и положительную – с Mg ($r = 0.83$) (рис. 11). В рамановских спектрах перидотитовых гранатов смещения валентной колебательной моды (ν_3) также коррелируют с содержаниями Ca ($r = -0.92$) и Mg ($r = 0.87$) (рис. 12). Деформационная колебательная мода (ν_2) показывает отчетливые линейные зависимости от содержаний Al ($r = 0.89$) и Cr ($r = -0.87$) (рис. 13).

На базе выраженных отрицательной зависимости положений основных валентных колебательных мод (ν_1 , ν_3) от содержания Ca и положительной – от Mg, а также отрицательной корреляции положения деформационных колебательных мод с Cr и положительной – с Al можно полагать, что наблюдаемые смещения валентных мод в большей степени отражают изоморфизм пары Ca–Mg в позиции MeO_8 , а смещение моды ν_2 в гранатах перидотитового парагенезиса в большей степени отражает изоморфизм пары Al–Cr в позиции MeO_6 . Предполагается, что влияние Fe^{2+} в позиции двухвалентного катиона на смещение валентных колебательных мод (ν_1 , ν_3) нивелируется в силу промежуточных значений эффективного ионного радиуса между крупными ионами Ca^{2+} и Mg^{2+} (Kolesov, Geiger, 1997).

Выявленные корреляции между смещением положений основных рамановских мод и содержаниями главных химических компонентов и построенные для них уравнения регрессии могут быть использованы для количественной оценки химического состава включений гранатов в алмазах. Для количественного определения содержаний Ca и Mg во включениях гранатов перидотитового парагенезиса можно применять уравнения регрессии (см. рис. 11 или 12). Для расчета необходимо сделать допущение, что сумма катионов Mg, Ca и Fe в позиции MeO_8 равна трем формульным единицам (полагая, что содержания Fe^{3+} в гранатах мантийных парагенезисов крайне малы, а Fe^{2+} занимает позицию MeO_8). Таким образом, можно составить две системы уравнений:

$$\begin{cases} \text{Ca} = -0.1066 \nu_1 + 98.300 \\ \text{Mg} = 0.0440 \nu_1 - 38.066, \\ \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} = 3 \end{cases} \quad (1)$$

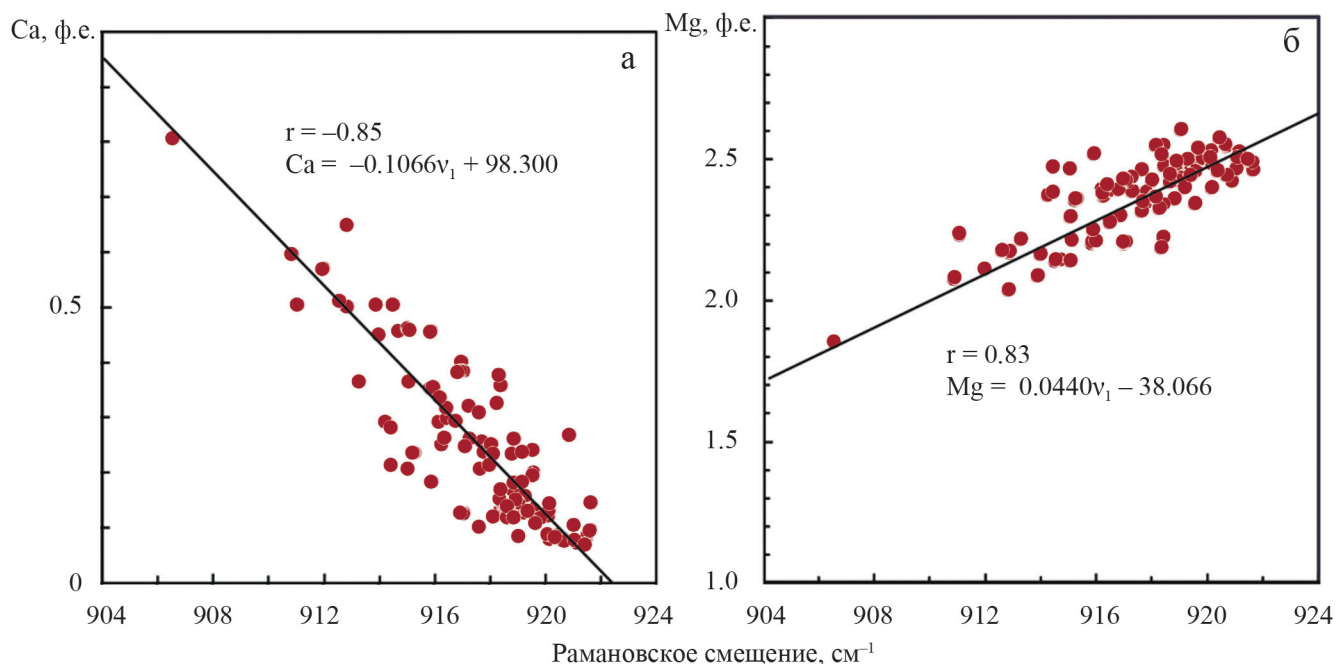


Рис. 11. Зависимости смещения положения рамановской валентной колебательной моды (ν_1) от содержаний двухвалентных катионов в гранатах перидотитового парагенезиса.

Здесь и на рис. 12: а – отрицательная корреляция от содержания Ca (ф.е. – формульные единицы); б – положительная корреляция от содержания Mg (ф.е.).

Fig. 11. Dependences of the position shift of the Raman valence vibrational mode (ν_1) on the contents of divalent cations in garnets of peridotite paragenesis.

Here and in Fig. 12: а – negative correlation on the Ca content (f.u. – formula units); б – positive correlation with the content of Mg (f.u.).

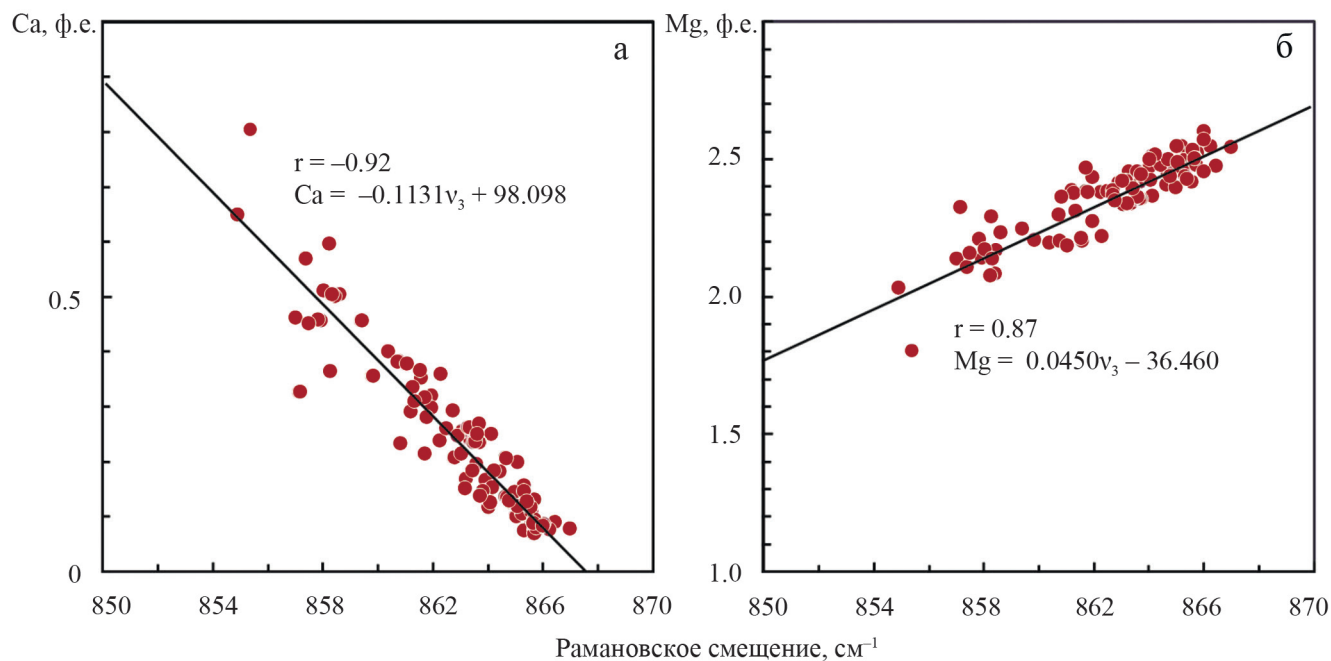


Рис. 12. Зависимости смещения положения валентной колебательной моды (v_3) от содержания двухвалентных катионов в гранатах перидотитового парагенезиса.

Fig. 12. Dependences of the displacement of the position of the valence vibrational mode (v_3) on the content of divalent cations in garnets of peridotite paragenesis.

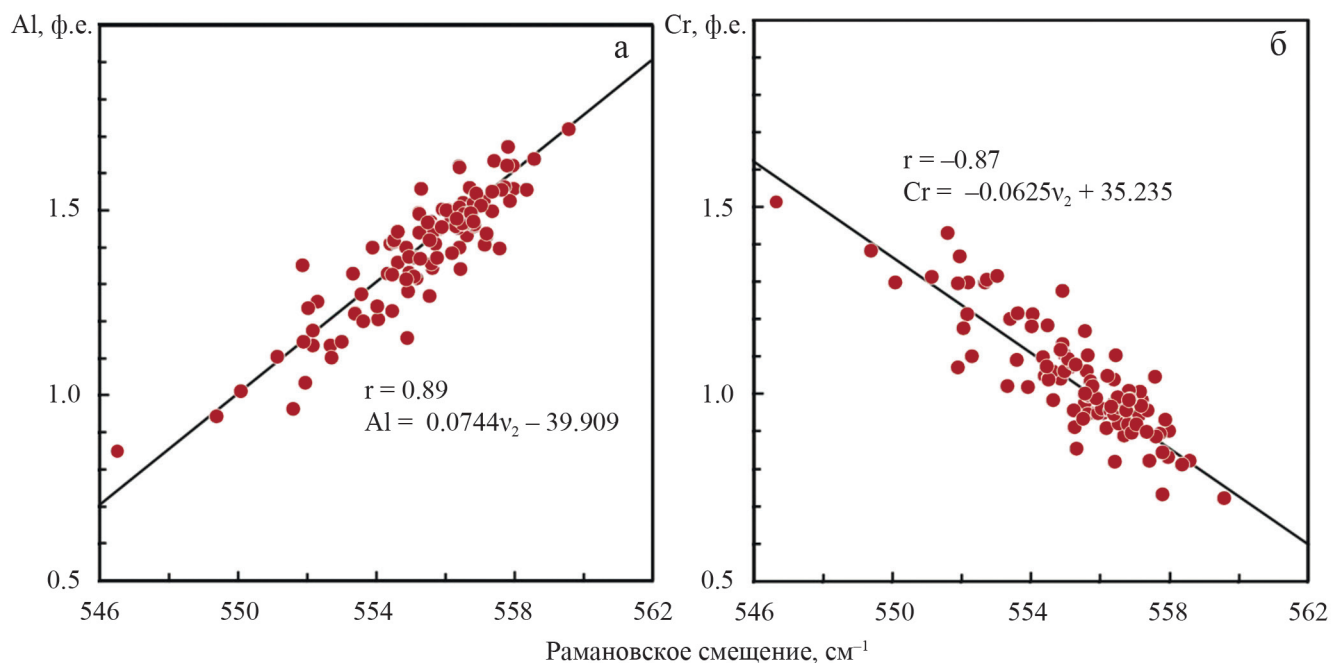


Рис. 13. Зависимости смещения положения деформационной колебательной рамановской моды (v_2) от содержания различных катионов в октаэдрической позиции в гранатах перидотитового парагенезиса.

а – положительная корреляция от содержания Al (ф.е.); б – отрицательная корреляция от содержания Cr (ф.е.).

Fig. 13. Dependences of the displacement of the position of the deformation vibrational Raman mode (v_2) on the content of various cations in the octahedral position in garnets of peridotite paragenesis.

а – positive correlation with Al content (f.u.); б – negative correlation with Cr content (f.u.).

$$\begin{cases} \text{Ca} = -0.1131v_3 + 98.098 \\ \text{Mg} = 0.0450v_3 - 36.420, \\ \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} = 3 \end{cases} \quad (2)$$

где v_1 и v_3 – частоты валентных колебательных мод v_1 и v_3 , см^{-1} ; Ca – содержание Ca, ф.е.; Mg – содержание Mg, ф.е.; Fe – содержания Fe^{2+} , ф.е.

Данные по химическому составу, оцененные на основе систем уравнений (1)–(2), показывают хорошую сходимость с результатами рентгеноспектрального микроанализа для исследованных гранатов. По результатам решения системы уравнений (1) суммарные расхождения не превышали 12% компонента, в большинстве случаев эти расхождения составляли ≈ 3 –4% компонента. Ошибка оценки доли пироп-кноррингита составляла ≈ 1 –2% компонента ($< 10\%$), для альмандина наблюдались расхождения в $\approx 1\%$ компонента ($< 4\%$), дляgrossуляра $\approx 2\%$ компонента ($< 8\%$). В результате решения системы уравнений (2) отмечались суммарные расхождения с данными рентгеноспектрального анализа $\approx 2\%$ компонента ($< 8\%$). Ошибка в оценке доли пироп-кноррингита составляет $\approx 1\%$ компонента ($< 7\%$ компонента), для альмандина наблюдались ошибки $\approx 1\%$ компонента ($< 5\%$), дляgrossуляра $\approx 1\%$ компонента ($< 8\%$). Для оценки содержаний Al и Cr можно использовать линии регрессии (см. рис. 13). Полученные оценки имеют погрешности в ≈ 0.05 ф.е. (< 0.3) для Cr и ≈ 0.06 ф.е. (< 0.3) для Al.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метод рамановской спектроскопии отлично подходит для изучения минеральных включений в природных алмазах, так как он является неинвазивным и неразрушающим для исследуемого материала. Полученные в нашем исследовании данные по химическому составу и спектроскопическим свойствам для обширной выборки включений минералов перидотитового парагенезиса в алмазах и из ксенолитов в кимберлитах предлагается использовать для оценки химического состава минералов мантийных парагенезисов с применения метода рамановской спектроскопии. Было выявлено, что изменение положений валентных колебательных мод DB1 и DB2 в рамановских спектрах включений оливина в алмазах отражает влияние изоморфизма форстерит–фаялит. Показано, что изменение положений колебательных мод v_{11} и v_{12} в рамановских спектрах включений ортопироксена в природных алмазах отражает воздействие изоморфизма энстатит–ферросилит, а изменение положений валентных колебательных мод Si–O_{br} (v_{11}) в рамановских спектрах включений клинопироксена – влияние изоморфизма диопсид–жадеит. Смещения рамановских мод валентных колебаний связи Si–O (v_1 , v_3) в спектрах включений граната отра-

жают изоструктурные замещения Ca–Mg. В рамановских спектрах гранатов перидотитового парагенезиса смещения деформационной колебательной моды (v_2) связаны с изоструктурными замещениями Al–Cr. Для выявленных корреляций между химическим составом и положением основных рамановских мод для включений клинопироксена и граната перидотитового парагенезиса в алмазах были построены регрессионные линии, которые можно использовать для количественного определения содержаний главных химических компонентов *in situ*. Таким образом, полученные новые результаты могут применяться для уверенного разделения включений клинопироксенов и гранатов разных мантийных парагенезисов в алмазах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гудимова А.И., Агашева Е.М., Агашев Е.В., Похиленко П.И. (2022) Состав, строение и термальный режим литосферной мантии в районе высокоалмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба (архангельская алмазоносная провинция): данные по химическому составу ксенокристов граната и хромдиопсида. Докл. РАН, **505**(1), 38–45. <https://doi.org/10.31857/S2686739722070088>
- Зедгенизов З.А., Рагозин А.Л., Калинина В.В., Мальковец В.Г., Помазанский Б.С. (2015) Минеральные включения в алмазах из кимберлитовой трубки Нюрбинская (Якутия). Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: всерос. науч.-практ. конф. Якутск: ИГАБМ СО РАН, 173–176.
- Соболев Н.В. (1974) Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. М.: Наука, 264 с.
- Соболев Н.В., Логвинова А.М., Зедгенизов Д.А., Ефимова Э.С., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. (2000) Аномально высокое содержание примеси никеля во включениях оливина из микроалмазов кимберлитовой трубки Юбилейная (Якутия). Докл. АН, **375**(3), 393–396.
- Соболев Н.В., Харьков А.Д., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. (1973) Хромит-пироксен-гранатовые сростки из кимберлитовой трубки “Мир”. Геол. и геофиз., (12), 15–20.
- Bersani D., Ando S., Vignola P., Moltifiori G., Marino I.-G., Lottici P.P., Diella V. (2009) Micro-Raman spectroscopy as a routine tool for garnet analysis. *Spectrochim. Acta*, **73**(3), 484–491. <https://doi.org/10.1016/j.saa.2008.11.033>
- Cameron M., Papike J.J. (1981) Structural and chemical variations in pyroxenes. *Amer. Miner.*, **66**(1–2), 1–50.
- Chaplin T., Price G.D., Ross N.L. (1998) Computer simulation of the infrared and Raman activity of pyrope garnet, and assignment of calculated modes to specific atomic motions. *Amer. Miner.*, **83**(7–8), 841–847. <https://doi.org/10.2138/am-1998-7-816>
- Chopelas A. (1991) Single crystal Raman spectra of forsterite, fayalite, and monticellite. *Amer. Miner.*, **76**(7–8), 1101–1109.
- Chopelas A. (1999) Estimates of mantle relevant Clapeyron slopes in the MgSiO_3 system from high-pressure spec-

- troscopic data. *Amer. Miner.*, **84**(3), 233-244. <https://doi.org/10.2138/am-1999-0304>
- Compomenosi N., Mazzucchelli M.L., Mihailova B., Scambelluri M., Angel R.J., Nestola F., Reali A., Alvaro M. (2018) How geometry and anisotropy affect residual strain in host-inclusion systems: Coupling experimental and numerical approaches. *Amer. Miner.*, **103**(12), 2032-2035. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6700CCBY>
- Domeneghetti M.C., Molin G.M., Tazzoli V. (1985) Crystal-chemical implications of the Mg^{2+} - Fe^{2+} distribution in orthopyroxenes. *Amer. Miner.*, **70**(9-10), 987-995.
- Grutter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F. (2004) An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. *Lithos*, **77**(1-4), 841-857. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.012>
- Gubanov N., Zedgenizov D., Sharygin I., Ragozin A. (2019) Origin and evolution of high-Mg carbonatitic and low-Mg carbonatitic to silicic high-density fluids in coated diamonds from Udachnaya kimberlite pipe. *Minerals*, **9**(1), 734. <https://doi.org/10.3390/min9120734>
- Guyot F., Boyer H., Madon M., Velde B., Poirier J.P. (1986) Comparison of the Raman microprobe spectra of (Mg, Fe) $_2$ SiO $_4$ and Mg $_2$ GeO $_4$ with olivine and spinel structures. *Phys. Chem. Miner.*, **13**(2), 91-95. <https://doi.org/10.1007/BF00311898>
- Huang E., Chen C.H., Huang T., Lin E.H., Xu J.A. (2000) Raman spectroscopic characteristics of Mg-Fe-Ca pyroxenes. *Amer. Miner.*, **85**(3-4), 473-479. <https://doi.org/10.2138/am-2000-0408>
- Ishibashi H., Arakawa M., Yamamoto J., Kagi H. (2012) Precise determination of Mg/Fe ratios applicable to terrestrial olivine samples using Raman spectroscopy. *J. Raman Spectroscopy*, **43**(2), 331-337. <https://doi.org/10.1002/jrs.3024>
- Kalugina A.D., Zedgenizov D.A. (2021) Micro-Raman Spectroscopy Assessment of Chemical Compounds of Mantle Clinopyroxenes. *Minerals*, **10**(12), 1084. <https://doi.org/10.3390/min10121084>
- Kolesov B.A., Geiger C.A. (1998) Raman spectra of silicate garnets. *Phys. Chem. Miner.*, **25**(2), 142-151. <https://doi.org/10.1007/s002690050097>
- Kolesov B.A., Geiger C.A. (1997) Raman scattering in silicate garnets: an investigation of their resonance intensities. *J. Raman Spectroscopy*, **28**(9), 659-662. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-4555\(199709\)28:9<659::AID-JRS156>3.0.CO;2-7](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-4555(199709)28:9<659::AID-JRS156>3.0.CO;2-7)
- Kuebler K.E., Jolliff B.L., Wang A., Haskin L.A. (2006) Extracting olivine (Fo-Fa) compositions from Raman spectral peak positions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**(24), 6201-6222. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.07.035>
- McKeown D.A., Bell M.I., Caracas R. (2010) Theoretical determination of the Raman spectra of single-crystal forsterite (Mg $_2$ SiO $_4$). *Amer. Miner.*, **95**(7), 980-986. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3423>
- McMillan P. (1984) Structural studies of silicate glasses and melts-applications and limitations of Raman spectroscopy. *Amer. Miner.*, **69**(7-8), 622-644.
- McMillan P.F., Hofmeister A.M. (1988) Infrared and Raman spectroscopy. *Rev. Mineral. Geochem.*, **18**, 99-159. <https://doi.org/10.1016/c2010-0-68479-3>
- Mernagh T.P., Hoatson D.M. (1997) Raman spectroscopic study of pyroxene structures from the Munni Munni layered intrusion, Western Australia. *J. Raman Spectroscopy*, **28**(9), 647-658. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-4555\(199709\)28:9<647::AID-JRS155>3.0.CO;2-H](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-4555(199709)28:9<647::AID-JRS155>3.0.CO;2-H)
- Mingsheng P., Dien M.L., Chao E.C.T. (1994) Raman spectroscopy of garnet-group minerals. *Chinese J. Geochem.*, **13**(2), 176-183. <https://doi.org/10.1007/BF02838517>
- Moore R.K., White W.B., Long T.V. (1971) Vibrational spectra of the common silicates: I. The garnets. *Amer. Miner.*, **56**(1-2), 54-71.
- Prencipe M., Maschio L., Kirtman B., Salustro S., Erba A., Dovesi R. (2014) Raman spectrum of NaAlSi $_2$ O $_6$ jadeite. A quantum mechanical simulation. *J. Raman Spectroscopy*, **45**(8), 703-709. <https://doi.org/10.1002/jrs.4519>
- Rutstein M.S., White W.B. (1971) Vibrational spectra of high-calcium pyroxenes and pyroxenoids. *Amer. Miner.*, **56**(5-6), 877-887.
- Schulze D.J. (2003) A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. *Lithos*, **71**(2-4), 195-213. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00113-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00113-0)
- Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin L.A., Kalinina V.V. (2015) Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds. *Gondwana Res.*, **28**(1), 106-120. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.03.018>
- Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., Keshav S., Nestola F., Nimis P., Walter M.J. (2013) Diamonds and the geology of mantle carbon. *Rev. Mineral. Geochem.*, **75**(1), 355-421. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.12>
- Smith D.C. (2015) The RAMANITA1© method for non-destructive and in situ semi-quantitative chemical analysis of mineral solid-solutions by multidimensional calibration of Raman wavenumber shifts. *Spectrochim. Acta*, **61**(10), 2299-2314. <https://doi.org/10.1016/j.saa.2005.02.029>
- Sobolev N.V., Fursenko B.A., Goryainov S.V., Shu J., Hemley R.J., Mao H.K., Boyd F.R. (2000) Fossilized high pressure from the Earth's deep interior: The coesite-in-diamond barometer. *Proc. National Academy of Sciences of the USA*, **97**(22), 11875-11879. <https://doi.org/10.1073/pnas.220408697>
- Stachel T., Harris J.W. (2008) The origin of cratonic diamonds-constraints from mineral inclusions. *Ore Geol. Rev.*, **34**(1-2), 5-32. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.05.002>
- Wang A., Jolliff B.L., Haskin L.A., Kuebler K.E., Viskupic K.M. (2001) Characterization and comparison of structural and compositional features of planetary quadrilateral pyroxenes by Raman spectroscopy. *Amer. Miner.*, **86**(7-8), 760-806. <https://doi.org/10.2138/am-2001-0703>
- Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Logvinova A.M., Yurimoto H., Sakamoto N., Kuroda M. (2017) Trace element chemistry of peridotitic garnets in Siberian diamonds. *Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits: Proc. XXXIV Int. Conf.* (Ed. by V.A. Zaitsev, V.N. Ermolaeva). Moscow, GEOKHI RAS, 319-321.

REFERENCES

- Bersani D., Ando S., Vignola P., Moltifiori G., Marino I.-G., Lottici P.P., Diella V. (2009) Micro-Raman spectroscopy as a routine tool for garnet analysis. *Spectrochim. Acta*, **73**(3), 484-491. <https://doi.org/10.1016/j.saa.2008.11.033>

- Cameron M., Papike J.J. (1981) Structural and chemical variations in pyroxenes. *Amer. Miner.*, **66**(1-2), 1-50.
- Chaplin T., Price G.D., Ross N.L. (1998) Computer simulation of the infrared and Raman activity of pyrope garnet, and assignment of calculated modes to specific atomic motions. *Amer. Miner.*, **83**(7-8), 841-847. <https://doi.org/10.2138/am-1998-7-816>
- Chopelas A. (1991) Single crystal Raman spectra of forsterite, fayalite, and monticellite. *Amer. Miner.*, **76**(7-8), 1101-1109.
- Chopelas A. (1999) Estimates of mantle relevant Clapeyron slopes in the MgSiO₃ system from high-pressure spectroscopic data. *Amer. Miner.*, **84**(3), 233-244. <https://doi.org/10.2138/am-1999-0304>
- Compomenosi N., Mazzucchelli M.L., Mihailova B., Scambelluri M., Angel R.J., Nestola F., Reali A., Alvaro M. (2018) How geometry and anisotropy affect residual strain in host-inclusion systems: Coupling experimental and numerical approaches. *Amer. Miner.*, **103**(12), 2032-2035. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6700CCBY>
- Domeneghetti M.C., Molin G.M., Tazzoli V. (1985) Crystal-chemical implications of the Mg²⁺-Fe²⁺ distribution in orthopyroxenes. *Amer. Miner.*, **70**(9-10), 987-995.
- Grutter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F. (2004) An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. *Lithos*, **77**(1-4), 841-857. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.012>
- Gubanov N., Zedgenizov D., Sharygin I., Ragozin A. (2019) Origin and evolution of high-Mg carbonatitic and low-Mg carbonatitic to silicic high-density fluids in coated diamonds from Udachnaya kimberlite pipe. *Minerals*, **9**(1), 734. <https://doi.org/10.3390/min9120734>
- Gudimova A.I., Agasheva E.V., Agashev A.M., Pokhilenko N.V. (2022) Composition, Structure, and Thermal Regime of the Lithospheric Mantle in the Area of the Highly Diamondiferous V. Grib Kimberlite Pipe, Arkhangelsk Diamondiferous Province: Data on the Chemical Composition of Garnet and Chrome-Diopside Xenocrysts. *Dokl. Earth Sci.*, **505**(1), 439-445 (translated from *Dokl. RAN*, **505**(1), 38-45). <https://doi.org/10.1134/s1028334x2207008x>
- Guyot F., Boyer H., Madon M., Velde B., Poirier J.P. (1986) Comparison of the Raman microprobe spectra of (Mg, Fe)₂SiO₄ and Mg₂GeO₄ with olivine and spinel structures. *Phys. Chem. Miner.*, **13**(2), 91-95. <https://doi.org/10.1007/BF00311898>
- Huang E., Chen C.H., Huang T., Lin E.H., Xu J.A. (2000) Raman spectroscopic characteristics of Mg-Fe-Ca pyroxenes. *Amer. Miner.*, **85**(3-4), 473-479. <https://doi.org/10.2138/am-2000-0408>
- Ishibashi H., Arakawa M., Yamamoto J., Kagi H. (2012) Precise determination of Mg/Fe ratios applicable to terrestrial olivine samples using Raman spectroscopy. *J. Raman Spectroscopy*, **43**(2), 331-337. <https://doi.org/10.1002/jrs.3024>
- Kalugina A.D., Zedgenizov D.A. (2021) Micro-Raman Spectroscopy Assessment of Chemical Compounds of Mantle Clinopyroxenes. *Minerals*, **10**(12), 1084. <https://doi.org/10.3390/min10121084>
- Kolesov B.A., Geiger C.A. (1998) Raman spectra of silicate garnets. *Phys. Chem. Miner.*, **25**(2), 142-151. <https://doi.org/10.1007/s002690050097>
- Kolesov B.A., Geiger C.A. (1997) Raman scattering in silicate garnets: an investigation of their resonance intensities. *J. Raman Spectroscopy*, **28**(9), 659-662. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-4555\(199709\)28:9<659::AID-JRS156>3.0.CO;2-7](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-4555(199709)28:9<659::AID-JRS156>3.0.CO;2-7)
- Kuebler K.E., Jolliff B.L., Wang A., Haskin L.A. (2006) Extracting olivine (Fo-Fa) compositions from Raman spectral peak positions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**(24), 6201-6222. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.07.035>
- McKeown D.A., Bell M.I., Caracas R. (2010) Theoretical determination of the Raman spectra of single-crystal forsterite (Mg₂SiO₄). *Amer. Miner.*, **95**(7), 980-986. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3423>
- McMillan P. (1984) Structural studies of silicate glasses and melts-applications and limitations of Raman spectroscopy. *Amer. Miner.*, **69**(7-8), 622-644.
- McMillan P.F., Hofmeister A.M. (1988) Infrared and Raman spectroscopy. *Rev. Mineral. Geochem.*, **18**, 99-159. <https://doi.org/10.1016/c2010-0-68479-3>
- Mernagh T.P., Hoatson D.M. (1997) Raman spectroscopic study of pyroxene structures from the Munni Munni layered intrusion, Western Australia. *J. Raman Spectroscopy*, **28**(9), 647-658. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-4555\(199709\)28:9<647::AID-JRS155>3.0.CO;2-H](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-4555(199709)28:9<647::AID-JRS155>3.0.CO;2-H)
- Mingsheng P., Dien M.L., Chao E.C.T. (1994) Raman spectroscopy of garnet-group minerals. *Chinese J. Geochem.*, **13**(2), 176-183. <https://doi.org/10.1007/BF02838517>
- Moore R.K., White W.B., Long T.V. (1971) Vibrational spectra of the common silicates: I. The garnets. *Amer. Miner.*, **56**(1-2), 54-71.
- Prencipe M., Maschio L., Kirtman B., Salustro S., Erba A., Dovesi R. (2014) Raman spectrum of NaAlSi₂O₆ jadeite. A quantum mechanical simulation. *J. Raman Spectroscopy*, **45**(8), 703-709. <https://doi.org/10.1002/jrs.4519>
- Rutstein M.S., White W.B. (1971) Vibrational spectra of high-calcium pyroxenes and pyroxenoids. *Amer. Miner.*, **56**(5-6), 877-887.
- Schulze D.J. (2003) A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. *Lithos*, **71**(2-4), 195-213. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00113-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00113-0)
- Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin L.A., Kalinina V.V. (2015) Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds. *Gondwana Res.*, **28**(1), 106-120. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.03.018>
- Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., Keshav S., Nestola F., Nimis P., Walter M.J. (2013) Diamonds and the geology of mantle carbon. *Rev. Mineral. Geochem.*, **75**(1), 355-421. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.12>
- Smith D.C. (2015) The RAMANITA1© method for non-destructive and in situ semi-quantitative chemical analysis of mineral solid-solutions by multidimensional calibration of Raman wavenumber shifts. *Spectrochim. Acta*, **61**(10), 2299-2314. <https://doi.org/10.1016/j.saa.2005.02.029>
- Sobolev N.V. (1974) Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the upper matle composition. Moscow, Nauka Publ., 264 p. (In Russ.)
- Sobolev N.V., Fursenko B.A., Goryainov S.V., Shu J., Hemley R.J., Mao H.K., Boyd F.R. (2000) Fossilized high pressure from the Earth's deep interior: The coesite-in-diamond barometer. *Proc. National Academy of Sciences of the USA*, **97**(22), 11875-11879. <https://doi.org/10.1073/pnas.220408697>
- Sobolev N.V., Kharkiv A.D., Lavrentiev Yu.G., Pospelov

- va L.N. (1973) Chromite-pyroxene-garnet intergrowths from the kimberlite pipe "Mir". *Geol. Geofiz.*, **12**, 15-20. (In Russ.)
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Efimova E.S., Lavrent'ev Y.G., Usova L.V. (2000) Anomalous high content of Ni admixture in olivine inclusions from microdiamonds, the Yubileinaya kimberlite pipe, Yakutia. *Dokl. AN*, **375**(3), 393-396. (In Russ.)
- Stachel T., Harris J.W. (2008) The origin of cratonic diamonds-constraints from mineral inclusions. *Ore Geol. Rev.*, **34**(1-2), 5-32. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.05.002>
- Wang A., Jolliff B.L., Haskin L.A., Kuebler K.E., Viskupic K.M. (2001) Characterization and comparison of structural and compositional features of planetary quadrilateral pyroxenes by Raman spectroscopy. *Amer. Mineral.*, **86**(7-8), 760-806. <https://doi.org/10.2138/am-2001-0703>
- Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V., Malkovets V.G., Pomazansky B.S. (2015) Mineral inclusions in diamonds from the Nyurbinskaya kimberlite pipe (Yakutia). *Geology and mineral resources of the North-East of Russia: Proc. All-Russian sci.-pract. conf.* Yakutsk, IGABM SO RAN, 173-176. (In Russ.)
- Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Logvinova A.M., Yurimoto H., Sakamoto N., Kuroda M. (2017) Trace element chemistry of peridotitic garnets in Siberian diamonds. *Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits: Proc. XXXIV Int. Conf.* (Ed. by V.A. Zaitsev, V.N. Ermolaeva). Moscow, GEOKHI RAS, 319-321.

Кристаллы алмаза кимберлитовой трубки им. В. Гриба: морфология и структурно-химические особенности

Е. А. Васильев¹, В. Н. Устинов², С. И. Лешуков², Р. Н. Пенделяк², Э. В. Николаева³

¹Горный университет, 199106, г. Санкт-Петербург, 21 линия, 2, e-mail: vasilev_ea@pers.spmi.ru

²АО “АГД ДАЙМОНДС”, 163001, г. Архангельск, Троицкий пр-т, 168,

e-mails: UstinovVN@agddiamonds.ru, SLeshukov@agddiamonds.ru, RPendelyak@agddiamonds.ru

³ООО “Архангельскгеолразведка”, 163001, г. Архангельск, ул. Урицкого, 47,

e-mail: ENikolaeva@Geolrazvedka.ru

Поступила в редакцию 10.05.2023 г., принята к печати 08.08.2023 г.

Объект исследований. В статье приводятся результаты изучения 500 кристаллов алмаза из керна скважин эксплуатационной разведки, вскрывающих кратерную и жерловую фации верхней части кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Отдельно проанализированы кристаллы из туфов и туффитов (кратерная часть), ксенотубобрекчий, автолитовой кимберлитовой брекчий и порфирированного кимберлита (жерловая часть). **Методы.** Основной задачей исследования было морфологическое и спектроскопическое изучение алмазов трубки им. В.П. Гриба. Спектры поглощения ИК-диапазона регистрировались на спектрометре VERTEX-70 с микроскопом Hyperion 1000 при разрешении 2 см^{-1} . По ним определялись общая концентрация и доля азота в форме дефектов $B(N_{BS})$, коэффициенты поглощения полос B' , 3107 см^{-1} . Для выявления неоднородностей и цвета фотолюминесценции (ФЛ) регистрировались изображения в ФЛ при возбуждении 360 нм на приборе ALROSA VIEW PRO. При комнатной температуре спектры ФЛ регистрировались на спектрометре Horiba FL-3 при возбуждении 350, 450 нм. С возбуждением лазерами 405, 488 и 787 нм спектры ФЛ регистрировались на спектрометре InVia Renishaw при 77 К. **Результаты.** Распределение по концентрации азота и N_{BS} алмаза трубки им. В. Гриба специфическое: около 50% кристаллов располагаются вдоль одной изотермы, высока доля (5%) низкоазотных кристаллов. В спектрах ФЛ 25% кристаллов выявлены линии 883/885 нм элементарного Ni-содержащего дефекта. Большинство кристаллов с этим дефектом имеют менее 400 ppm азота, но по N_{BS} занимают весь диапазон. Эта система встречается в спектрах 76% двойников и сростков; к ним относятся 36% кристаллов с ФЛ на 883/885 нм. Изученные кристаллы трубки им. В. Гриба отличаются от продукции месторождения им. М.В. Ломоносова намного меньшим содержанием индивидов кубического габитуса (2 и 15%), меньшей степенью их растворения (октаэдров 33 и 15% соответственно), низкой долей окрашенных камней, широким диапазоном концентрации азота и N_{BS} . **Выводы.** Выявленные особенности указывают на специфические условия кристаллизации алмаза месторождения им. В. Гриба, отличающиеся от таковых в других кимберлитовых телах Восточно-Европейской, Сибирской платформ и россыпей Урала. Высокая доля низкоазотных кристаллов и индивидов с примесью Ni может быть индикатором наличия в трубке крупных кристаллов типа CLIPPIR.

Ключевые слова: алмаз, трубка им. В. Гриба, ИК-спектроскопия, фотолюминесценция, азот, дефекты кристаллической структуры

Diamonds from V. Grib kimberlite pipe: Morphology and spectroscopic features

Evgenii A. Vasilev¹, Viktor N. Ustinov², Sergei I. Leshukov²,
Roman N. Pendeliak², Evelina V. Nikolaeva³

¹Mining University, 2 21 line, St.Petersburg 199106, Russia, e-mail: vasilev_ea@pers.spmi.ru

²JSC “AGD DIAMONDS”, 168 Troitsky av., Arkhangelsk 163001, Russia,

e-mails: UstinovVN@agddiamonds.ru, SLeshukov@agddiamonds.ru, RPendelyak@agddiamonds.ru

³JSC “Arkhangelskgeolrazvedka”, 47 Uritsky st., Arkhangelsk 163001, Russia,

e-mail: ENikolaeva@Geolrazvedka.ru

Received 10.05.2023, accepted 08.08.2023

Для цитирования: Васильев Е.А., Устинов В.Н., Лешуков С.И., Пенделяк Р.Н., Николаева Э.В. (2023) Кристаллы алмаза кимберлитовой трубки им. В. Гриба: морфология и структурно-химические особенности. *Литосфера*, 23(4), 549–563. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-549-563>

For citation: Vasilev E.A., Ustinov V.N., Leshukov S.I., Pendeliak R.N., Nikolaeva E.V. (2023) Diamonds from V. Grib kimberlite pipe: Morphology and spectroscopic features. *Lithosphere (Russia)*, 23(4), 549–563. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-549-563>

© Е.А. Васильев, В.Н. Устинов, С.И. Лешуков, Р.Н. Пенделяк, Э.В. Николаева, 2023

Research subject. The article presents the results of studying 500 diamond crystals from the core of exploration boreholes of crater and diatreme facies of the upper part of V. Grib kimberlite pipe. Crystals from tuffs and tuffites (crater), tufobrecchia, autolith kimberlite breccia and porphyry kimberlite (diatreme) were analyzed separately. **Aim.** To carry out a morphological and spectroscopic study of diamonds from V. Grib pipe. **Materials and Methods.** An VERTEX-70 spectrometer with a Hyperion 1000 microscope was used to determine the total nitrogen concentration and the share of nitrogen in the form of B defects (N_{BS}), the absorption coefficients of the “platelet” bands B', 3107 cm^{-1} . Images of photoluminescence (PL) were recorded at 360 nm excitation by an ALROSA VIEW PRO device, in order to detect inhomogeneities and color of PL. The PL spectra were recorded by a Horiba FL-3 spectrometer with an excitation of 350 and 450 nm at 300 K and by an InVia Renishaw spectrometer with an excitation of 405, 488 and 787 nm at 77 K. **Results.** The distribution of diamonds in terms of nitrogen concentration and N_{BS} is specific; about 50% of the crystals are located along one isotherm, the proportion of low-nitrogen crystals is 5%. The PL spectra of 25% of crystals showed the lines of 883/885 nm of an elementary Ni-containing defect. Most crystals with this defect have less than 400 ppm of nitrogen, but they occupy the entire range according to N_{BS} . This system is found in the spectra of 76% of twins and intergrowth; the latter are of 36% of diamonds with the lines 883/885 nm. The studied diamonds differ from those found in M.V. Lomonosov deposit in terms of a much lower content of crystals of cubic habitus (2 and 15%), a lower degree of dissolution (octahedra, respectively, 33 and 15%), a low proportion of colored stones, as well as a wide range of nitrogen concentration and N_{BS} . **Conclusion.** The revealed features indicate the specific growth conditions of diamonds from V. Grib deposit, which differed from those of diamonds from other kimberlitic bodies of the East European, Siberian platforms and the Urals. The high proportion of low-nitrogen crystals and Ni-containing diamonds is a possible indicator for the presence of large CLIPPIR-type crystals.

Keywords: diamond, V. Grib kimberlite pipe, FTIR, photoluminescence, nitrogen, crystal structure defects

ВВЕДЕНИЕ

На территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП) известны два коренных месторождения алмазов – кимберлитовая трубка им. В. Гриба и месторождение им. М.В. Ломоносова (шесть трубок), находящиеся в пределах Зимнебережного алмазного района. Кимберлитовые тела прорывают породы архейского кристаллического фундамента, образования рифея, венда и перекрыты среднекаменноугольными и четвертичными отложениями мощностью от 28–50 до 83 м, которые являются коллекторами алмазов (Устинов и др., 2021). В настоящее время на территории ВЕП проводятся поиски преимущественно погребенных месторождений. Важность изучения алмазов при осуществлении геолого-разведочных работ продемонстрирована в работе (Зинчук, Коптиль, 2003). В результате обобщения и анализа обширного материала показано, что содержание примесного азота и форма кристаллов алмазов из терригенных коллекторов позволяют прогнозировать алмазоносные районы и поля, определение особенностей спектров ИК-поглощения и типизация дефектов кристаллической решетки алмаза дают возможность коррелировать их с коренными источниками и прогнозировать существование неоткрытых кимберлитовых трубок (Устинов, 2015). Оценка продуктивности коренных источников, поставлявших алмазы в ореолы рассеяния, может оцениваться с использованием “морфологического критерия”, предложенного В.И. Коптилем (1994). Наряду с высокой поисковой значимостью изучения алмазов из коренных источников и терригенных коллекторов, исследование их типоморфизма необходимо для понимания закономерностей глубинных процессов

формирования кимберлитовых магм. Особенности кристаллов отражают специфику их образования в пределах отдельных кустов трубок или кимберлитовых полей. Высокая стабильность и сохранность алмаза в постростовых процессах делают его незаменимым источником данных при изучении глубинных процессов.

Алмаз имеет стабильную структуру, простой химический состав, вследствие чего в нем не происходит постростовая гомогенизация (Kaminsky et al., 2001). Выявление в кристаллах различных зон или секторов роста возможно за счет их различий в наборе дефектов кристаллической структуры (ДКС). Одной из важнейших причин вариаций дефектно-примесного состава отдельных кристаллов является их термическая история (Taylor et al., 1990). Параметры термической истории – модельные время и температура отжига – оцениваются по соотношению азотных ДКС C, A, B (Zaitsev, 2001). C – дефект является одиночным замещающим атомом азота (N), дефект A – пара атомов (N_2), модель дефекта B включает четыре замещающих атома азота и вакансию (N_4V). Концентрация азота в форме этих дефектов определяется абсорбционной ИК-спектроскопией. При естественном отжиге алмаза основные азотные ДКС трансформируются по схеме $C(N) \rightarrow A(N_2) \rightarrow B(N_4V) + B'(I_n)$, где V – вакансия, I – межузельный атом углерода, N – замещающий атом азота. В ходе естественного отжига образуется широкий ряд азотно-вакансионных дефектов, из которых главные – NV, $H3(N_2V)$, $N3(N_3V)$ и их ионизованные аналоги. Также в ходе естественного отжига происходит формирование азотно-водородного дефекта N_3IH (Goss et al., 2014). Намного шире перечень ДКС, выявляемых по спектрам фотolumинесценции (ФЛ). В люминесценции

активны основные азотно-вакансионные ДКС, дефекты с атомами Ni, Ti, Si. Пластическая деформация и естественное облучение приводят к возникновению новых ДКС из существующих. Таким образом, вариации условий роста и постростовые воздействия изменяют набор ДКС и могут быть выявлены методом ФЛ спектроскопии. Однако до сих пор нет четкого понимания природы и моделей многих ДКС, выявляемых по спектрам ФЛ. Эти аспекты обуславливают третью группу задач, которые решаются комплексным изучением алмазов: выявление природы и взаимосвязи различных ДКС.

Алмазы трубки им. В. Гриба слабо изучены в части определения структурно-минералогических особенностей кристаллов и выделения популяций. В предшествующие годы небольшое количество кристаллов из кимберлитов трубки изучалось с определением особенностей морфологии кристаллов (Палажченко и др., 2006), их дефектно-примесного состава (Минеева и др., 2004; Гаранин и др., 2006; Хачатрян и др., 2006), состава включений (Палажченко и др., 2007; Malkovets et al., 2011; Zedgenizov et al., 2017). Проводилось сравнение с сырьем других промышленно-алмазоносных объектов Архангельской области (Палажченко, 2008). Изученная в этих работах методом ИК-спектроскопии коллекция включала 78 кристаллов. Результаты комплексного исследования приведены в работе (Rubanova et al., 2009), выделены высоко- и низкоазотная популяции, показано, что основная часть кристаллов занимает область модельной температуры 1050–1170°C.

Сопоставление кристаллов из различных типов пород и фаций, комплексное изучение ФЛ алмаза трубки им. В. Гриба ранее не проводились. По сравнению с алмазом трубки им. В. Гриба продукция месторождения им. М.В. Ломоносова изучена лучше (Хачатрян и др., 2008; Гаранин и др., 2018; Криюлина и др., 2019; Васильев и др., 2022). В месторождении им. М.В. Ломоносова ранее проведенные исследования алмаза выявили три группы кристаллов с обособленными морфологическими и спектроскопическими характеристиками (популяции). В этих месторождениях высока доля желтых кристаллов с низкой степенью агрегации азотных дефектов, их цвет объясняется дефектами C. Условно по морфологии выделенные группы можно разделить на кубоиды, додекаэдрониды и октаэдр. Их различие заключается не только в морфологии, но и в наборе ДКС, выявляемых в том числе по спектрам ФЛ. Комплексный характер различий выявленных групп показывает, что они образовывались в разных условиях, имеют разную термическую историю, разную степень растворения.

Основной задачей исследования является комплексное изучение морфологических и структурно-химических особенностей кристаллов алмаза трубки

им. В. Гриба с разделением по фациям и типам пород в целях выделения отдельных популяций алмаза и определения особенностей их термической истории и постростовых изменений.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ И МЕТОДЫ

Изучены минералогические особенности 500 кристаллов из керна скважин эксплуатационной разведки, пробуренных в верхней части трубки им. В. Гриба. Исследованы кристаллы из кратерной (КрФ – 122 образца) и жерловой (ЖФ – 359) фаций. Отдельно проанализированы кристаллы из туфов и туффигов (Т – 107 образцов), ксенотуфобрекции (КТБ – 30), автолитовой кимберлитовой брекчии и порфирирового кимберлита (К – 306). Образование кратерной фации представлены туфами, туффидами, песчаниками, подробное их описание содержится в монографии (Устинов и др., 2021). Породы жерловой фации представлены кимберлитом и КТБ верхних частей диатремы. Количество кристаллов из КТБ в 10 раз меньше, чем из кимберлита, поэтому при анализе результатов разница между образцами ЖФ и К слабая. Спектры поглощения ИК-диапазона регистрировались на спектрометре VERTEX-70 с микроскопом Nuregion 1000 при разрешении 2 см^{-1} . По спектрам поглощения после их нормировки определялись коэффициенты поглощения полос B' ($\alpha_{B'}$), 3107 см^{-1} (α_{3107}), концентрации азота в форме дефектов A и B – по известным коэффициентам пропорциональности (Zaitsev, 2001), рассчитывались общая концентрация азота (N_{tot}), его доля в форме дефектов B (N_{BS}).

Проведено комплексное изучение фотолюминесценции кристаллов коллекции. Для выявления неоднородностей и цвета ФЛ регистрировались изображения в ФЛ при возбуждении 360 нм на приборе ALROSA VIEW PRO. При комнатной температуре спектры ФЛ регистрировались на спектрометре Horiba FL-3 с возбуждением Хе лампой мощностью 450 Вт, при возбуждении (λ_{ex}) 350, 450 нм, при спектральной ширине щелей монохроматора возбуждения 10 нм, монохроматора регистрации 1 нм. С возбуждением лазерами с λ_{ex} 405, 488 и 787 нм спектры регистрировались на спектрометре InVia Renishaw при 77 К в диапазонах 410–750, 490–950, 790–1050 нм соответственно. ФЛ в диапазоне БИК с возбуждением 785 нм редко анализируется при изучении природного алмаза, несмотря на высокую информативность: в диапазоне 800–1050 нм выявляются ДКС радиационной, деформационной природы, обширный перечень систем Ni-содержащих дефектов. Недостатком лазера 785 является возбуждение им системы ФЛ 787 нм, фононное крыло которой при высокой интенсивности затрудняет определение других систем. Регистрация спектров ФЛ проводилась через объектив $\times 5$, который позволял регистрировать спектр с максималь-

ного объема образца, что необходимо для изучения неоднородных кристаллов. Преимуществами ФЛ как аналитической техники исследования алмаза выступают высокая чувствительность, широкий перечень анализируемых параметров, вовлечение мелких кристаллов, осколков и обломков. Методическая сложность ФЛ-спектроскопии связана с качественным характером измерений, зонально-секториальными неоднородностями в большинстве кристаллов, наложением систем, тушением, сенсibilизацией, нелинейными эффектами. Для перехода на полуколичественный уровень анализа спектры ФЛ нормировались на интенсивность линии комбинационного рассеяния (КР). Такая нормировка компенсирует различия размера, формы и рельефа поверхности кристаллов.

Морфологическое описание проводилось со стереомикроскопом Leica M205 по стандартным позициям минералогической классификации В.И. Коптиля (Зинчук, Коптиль, 2003). При описании морфологии выявлялись также признаки доминирующего механизма роста. Кристаллы октаэдрического габитуса, додекаэдровиды с реликтами граней октаэдра, груболаминарные додекаэдровиды росли по тангенциальному механизму. Кристаллы кубического габитуса с волнистым рельефом, квадратными отрицательными скульптурами относились к индивидам с нормальным механизмом роста. Такое разделение необходимо для более полной интерпретации спектроскопических особенностей: кристаллы, выросшие по нормальному и тангенциальному механизму, различаются по морфологии, дефектно-примесному составу, набору включений (Zedgenizov et al., 2006). Как дополнительный параметр при морфологическом описании оценивалась степень растворения кристаллов в соответствии с известным рядом изменения их формы при растворении (Khokhryakov, Pal'yanov, 2007). Цвет в кри-

сталлах малого размера выражен слабо, поэтому как параметр он по выделяемым группам не анализировался.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфология. В составе изученной коллекции доминируют кристаллы массой менее 5 мг (рис. 1), доля кристаллов массой менее 10 мг составляет 86% (здесь и далее доля приводится от количества кристаллов). Самый крупный кристалл имеет массу 197 мг. В целом в коллекции около 36% целых и поврежденных кристаллов, 29 – обломанных и расколотых, 35% – обломков и осколков. Сохранность кристаллов анализируемых групп несколько выше в кимберлите (рис. 2).

Коллекция представлена кристаллами различных морфологических типов (см. рис. 2). Большинство алмазов бесцветные, но есть желтые, как октаэдры, так и додекаэдровиды. Один кристалл зеленого цвета поверхностной окраски, один сиреневый. Признаки пластической деформации выявляются на поверхности 3% кристаллов. Двойников по шпинелевому закону 3%. Различного рода сростками или индивидами с элементами поликристаллического строения являются 14% образцов.

Почти треть исследованных кристаллов имеет октаэдрический габитус (рис. 3а). Различия по габитусу кристаллов между выделяемыми группами не превышают 5%. Кристаллы типичного “уральского” типа – скрытоламинарные додекаэдровиды – составляют около 6% целых и поврежденных камней (см. рис. 2). Кубовиды и кристаллы смешанного габитуса составляют около 2% коллекции (без учета обломков/осколков). Обнаруженные кубовиды и кристаллы смешанного габитуса бесцветные либо серые, что отличает их от желтых кубовидов из трубок Архангельская и им. А.П. Карпинского – I (Ва-

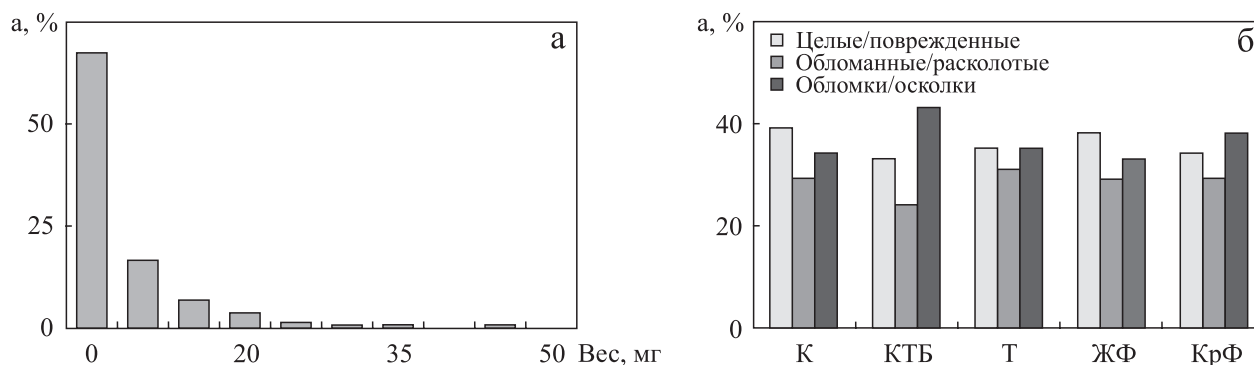


Рис. 1. Распределение кристаллов по гранулометрии (а) и сохранности (б).

К – кимберлит; КТБ – ксенотуфобрекчия; Т – туфы, туффиты; ЖФ – жерловая фация; КрФ – кратерная фация.

Fig. 1. Distribution of crystals by weight (a) and preservation (б).

К – kimberlite; КТБ – tufobreccia; Т – tuffs, tuffites; ЖФ – diatreme facies; КрФ – crater facies.

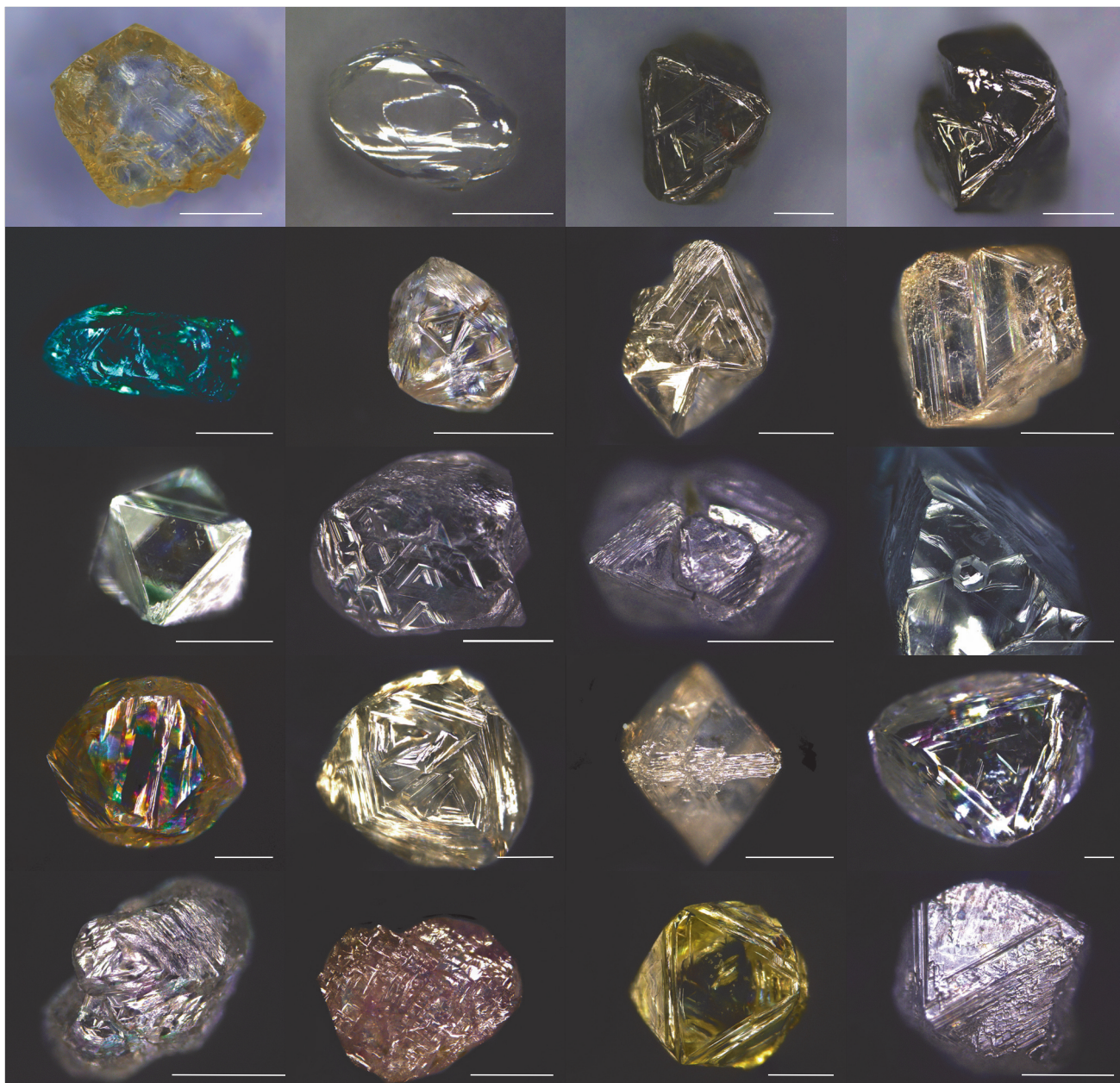


Рис. 2. Кристаллы алмаза разных морфологических типов и окраски из кимберлитовой трубки им. В. Гриба.
Размер масштабной линейки – 1 мм.

Fig. 2. Diamond crystals of different morphological types and colors from V. Grib kimberlite pipe.
The scale size is 1 mm.

сильев и др., 2022). В коллекции 5% (9 шт.) псевдомиморфных кристаллов с разной степенью растворения. Высокая доля кристаллов октаэдрического габитуса является индикатором низкой степени растворения кристаллов в целом.

ИК-спектроскопия. Концентрация примесного азота является главным параметром, который определяет спектроскопические характеристики кристаллов алмаза, и тесно связан с их морфологией.

Основная часть кристаллов изученной коллекции содержит до 1000 ppm азота при степени агрегации менее 65%. Оптическая плотность 16 (3%) кристаллов превышала предельное для уверенной интерпретации значение, что соответствует данным работы (Zedgenizov et al., 2017) о доле непрозрачных образцов. Распределение по концентрации азота ближе к логнормальному типу, чем к бимодальному (рис. 4а), распределение коэффициента погло-

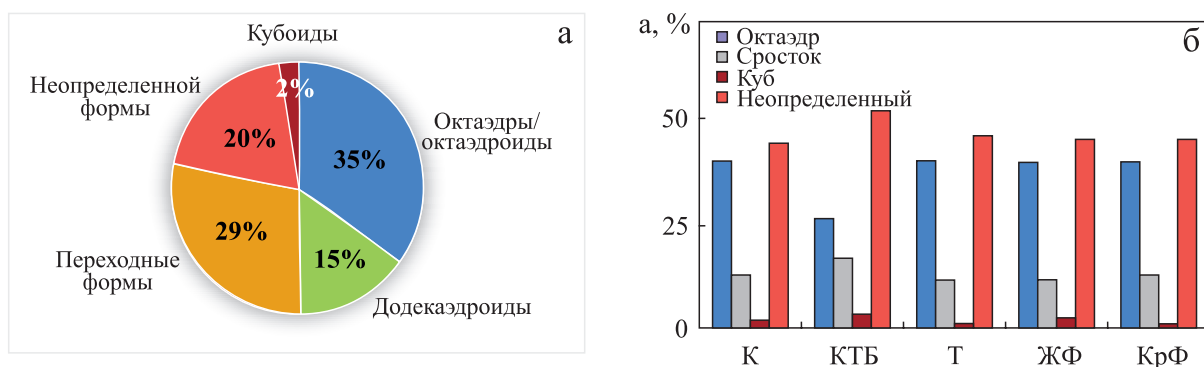


Рис. 3. Распределение коллекции по габитусу кристаллов (а) и доминирующей форме роста с разделением по типам пород (б).

Окт – октаэдры/октаэдровиды; ПФ – переходные формы; Д – додекаэдровиды; К – кубоиды; К – кимберлит; КТБ – ксенотуфобрекчия; Т – туфы, туффиты; ЖФ – жерловая фация; КрФ – кратерная фация.

Fig. 3. Distribution of the collection by crystal habits (a) and dominant growth shape (б).

Окт – octahedra/octahedroids; ПФ – transitional shapes; Д – dodecahedroids; К – cuboids; К – kimberlite; КТБ – tufobreccia; Т – tuffs, tuffites; ЖФ – diatreme facies; КрФ – crater facies.

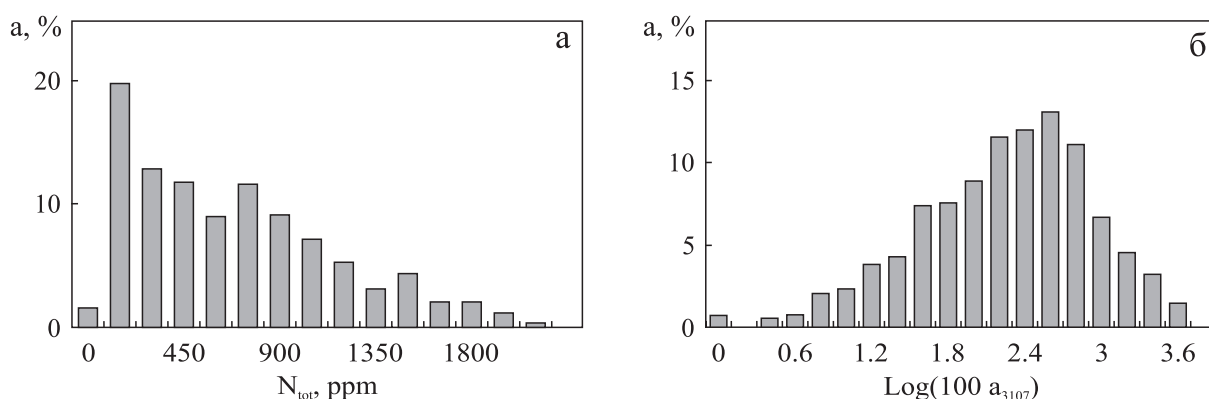


Рис. 4. Распределение кристаллов коллекции по общей концентрации азота N_{tot} (а) и коэффициенту поглощения $a_{3107} cm^{-1}$ азотно-водородного дефекта N_3/H (б) в полулогарифмических координатах.

Fig. 4. Distribution of the crystals by the total nitrogen concentration (a) and the absorption coefficient $a_{3107} cm^{-1}$ of the nitrogen-hydrogen defect N_3/H (б) in semi-logarithmic coordinates.

щения $a_{3107} cm^{-1}$ азотно-водородного дефекта имеет логнормальный характер (рис. 4б). В общем случае концентрация водородного дефекта N_3/H определяется разными факторами. В кристаллах смешанного габитуса зоны синхронного роста секторов $\langle 111 \rangle$ и $\langle 100 \rangle$ могут различаться по этому параметру в 50 раз. Поэтому интерпретация концентрационного распределения ДКС N_3/H неоднозначна: она связана как с концентрацией водорода в ростовой среде, так и с доминирующим механизмом роста кристалла.

В целом по коллекции около 5% низкоазотных кристаллов ($N_{tot} < 20$ ppm), близких к типу Па, еще 5% имеют концентрацию азота менее 50 ppm. К типу IaA (без дефектов В и В') относятся 14% кри-

сталлов. В изученной коллекции отсутствуют кристаллы со степенью агрегации азота N_{BS} более 80%, близкие к типу IaB. Между типами алмазосодержащих пород жерловой и кратерной фаций корреляции в содержании кристаллов по физическим типам не выявлено (рис. 5). Сравнение кристаллов октаэдрического габитуса с остальными показывает (рис. 4а–д), что между ними нет существенных различий по положению на диаграмме В. Тэйлора (Taylor et al., 1990). Следовательно, индивиды со значительным растворением образовывались в тех же условиях, что и октаэдрические кристаллы, и имеют общую с ними термическую историю. Положение на диаграмме целых/поврежденных кристаллов и обломков/осколков не различается. Срав-

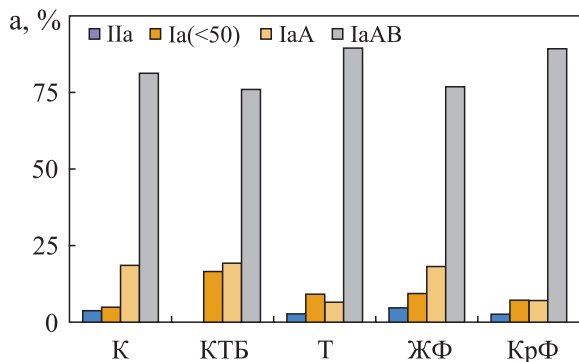


Рис. 5. Распределение кристаллов разного физического типа по фациям и породам.

Fig. 5. Distribution of crystals of different physical properties by facies and rock types.

нение алмаза из разных фаций и пород (см. рис. 6–д) не выявляет между ними существенных различий. Отличием алмаза из туфов и кимберлита может заключаться в доле кристаллов из диапазона более 1000 ppm и менее 40% N_{BS} , это диапазон модельной температуры менее 1100°C. Также в алмазе из туфов почти нет кристаллов типа IaA. Кристаллы типа IaA из кимберлита в основном бесцветные, в них не регистрируются C-дефекты.

Особенностью коллекции является расположение 80% кристаллов между модельными изотермами 1100 и 1150°C. Еще выше плотность распределения данных вдоль модельной изотермы (1130°C), эта область выделена на рис. 6 штриховой линией. Такой вид распределения ранее не наблюдался при изучении алмаза кимберлитовых трубок (Костровицкий и др., 2015). Выявленные отличия от данных работы (Rubanova et al., 2009) могут объясняться большим размером исследованной выборки и более совершенной аналитической техникой. В изученной коллекции отсутствуют кристаллы со степенью агрегации азота N_{BS} выше 80%. Если кристаллы располагаются в области одной модельной температуры, то, скорее всего они имеют общую термическую историю. В представлении a_B-N_B контрастные различия между алмазом из разных типов пород также не выявляются (рис. 7).

В большинстве кристаллов концентрация азота в форме B-дефектов пропорциональна коэффициенту поглощения полосы B'. Такие кристаллы относятся к "регулярному" типу (Woods, 1986), в них не происходило разрушения дефектов B'.

Таким образом, по данным ИК-спектроскопии, основная часть кристаллов разных типов пород располагается в области одной модельной температуры и имеет общую термическую историю.

Люминесцентная спектроскопия. Цвет ФЛ при возбуждении 360 нм у 55% кристаллов синий, 15 – желтый, 14 – зеленый, у 3% – фиолетовый.

Около 7% кристаллов имеют очень слабую ФЛ, 6% – явно неоднородную по объему образца. В большинстве случаев неоднородность заключается в совмещении зон (секторов) с синей и желтой ФЛ.

При регистрации спектров люминесценции выявлено более 50 независимых систем и линий, природа многих не определена. Синяя ФЛ обусловлена доминированием системы N3 азотно-вакансионной природы. Эта система регистрируется в спектре 80% кристаллов на уровне выше сигнала КР (табл. 1). Зеленая люминесценция за счет азотно-вакансионного ДКС H3 в большинстве случаев характерна для кристаллов с существенной пластической деформацией (Zaitsev, 2001). Система H3 при интенсивности выше сигнала КР при $\lambda_{ex} = 405$ нм выявляется в 27% кристаллов, при $\lambda_{ex} = 488$ нм – 76%. В спектрах ФЛ БИК-диапазона кристаллов с признаками пластической деформации регистрируются полосы при 920, 948, 986, 1020 нм (Vasilev et al., 2020). Эти линии выявляются в спектрах 12% образцов. Зеленая ФЛ вызывается также системами S1 (503, 510 нм), S2 (489, 523 нм), S3 (497 нм). Линии на 489 и 523 при регистрации спектров оказались независимыми, а пик 489 нм может принадлежать разным системам. Системы S2 и S3 присутствуют в спектрах синтетического алмаза, выращенного в Fe–Ni-расплаве (Yelissev et al., 2003), что является основанием их сопоставления с Ni-содержащими дефектами, однако точная природа не установлена (Степанов и др., 2017). Система 793 нм, природа которой также дискуссионна, слабо возбуждается лазером 488 нм, для ее выявления необходимо использовать источник УФ-диапазона (Степанов и др., 2017). Часто разные системы имеют линии на одной длине волны, что затрудняет их интерпретацию. Так, в области 503–504 нм находятся линии систем H3, 3H, S1. Для их разделения нужно регистрировать спектры с разными энергиями возбуждения или получать спектры возбуждения, но для массового изучения кристаллов такие исследования избыточны. Пик при 603 нм регистрируется вместе с линиями 700 и 787 нм, по-видимому, это разные энергетические переходы между уровнями одного ДКС. Линия 710 нм совпадает с пиком дефекта, образующегося при выращивании алмаза в Cu-содержащем расплаве (Kupriyanov et al., 2016). Эта линия регистрируется в спектрах кристаллов при наличии пика 612 нм. Возможно, что линия 710 нм может быть индикатором наличия Cu в алмазе. Индикатором сложной термической истории, высокого значения N_{BS} выступает система с максимумами 659 и 670 нм (Vasilev et al., 2019), она выявляется в спектрах синтетических Ni-содержащих кристаллов после отжига при 1900°C (Yelissev et al., 2003).

Среди кристаллов типа IaA (37 шт., 7%) система 926 нм регистрируется в спектрах 65% образцов,

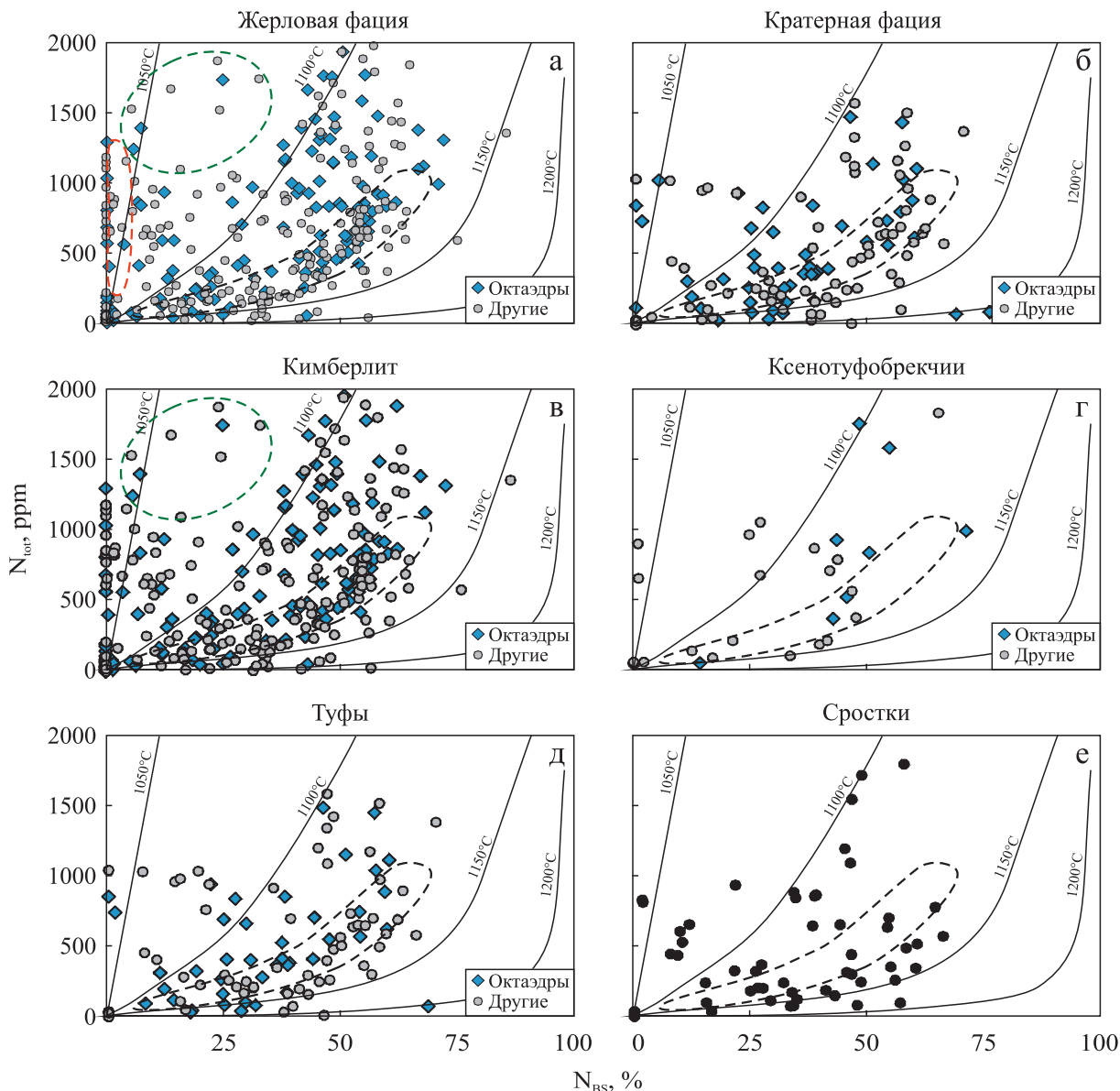


Рис. 6. Распределение по концентрации азота и доле в форме *B*-дефектов кристаллов из жерловой (а) и кратерной (б) фаций, кимберлита (в), ксенотуфобрекчии (г), туфов (д), положение сростков и индивидов с элементарной поликристалличностью (е), с выделением октаэдров и октаэдровидов.

Изотермы рассчитаны для длительности отжига 3Ga; штриховой линией обозначена область вдоль изотермы с максимальной плотностью распределения образцов; красной штриховой линией выделена область кристаллов типа IaA; зеленой – область кристаллов из кимберлита, в которую не попадают кристаллы из туфов.

Fig. 6. Total nitrogen content versus nitrogen share in the *B*-center in diamonds from the diatreme (a) and crater (б) facies, kimberlite (в), tufobreccia (г), tuffs (д), the position of intergrowth and polycrystalline varieties (е), with highlighting of octahedra and octahedroids.

Isotherms are calculated for the 3Ga annealing; dotted line shows the area along the isotherm with the maximum density of the samples distribution; red dotted line – the area of type IaA crystals; green – only crystals from kimberlite.

ИЗ – 50%, 523 нм – 38%, 883/885 нм – 6%, 588 нм – 1%, 933 нм – 1% при возбуждении лазером 488 нм и не выявляется при возбуждении лазером 785 нм.

Перспективным генетическим индикатором выступает дублет 883/885 нм в спектрах ФЛ (рис. 8а).

Интенсивность этой системы в некоторых образцах на порядок превышает амплитуду линии КР ($\lambda_{\text{ex}} = 785$ нм), в режиме исследования она выявляется на уровне 1% линии КР. Это оптический аналог системы ЭПР NIRIM-II (Baker, 2003), моделью

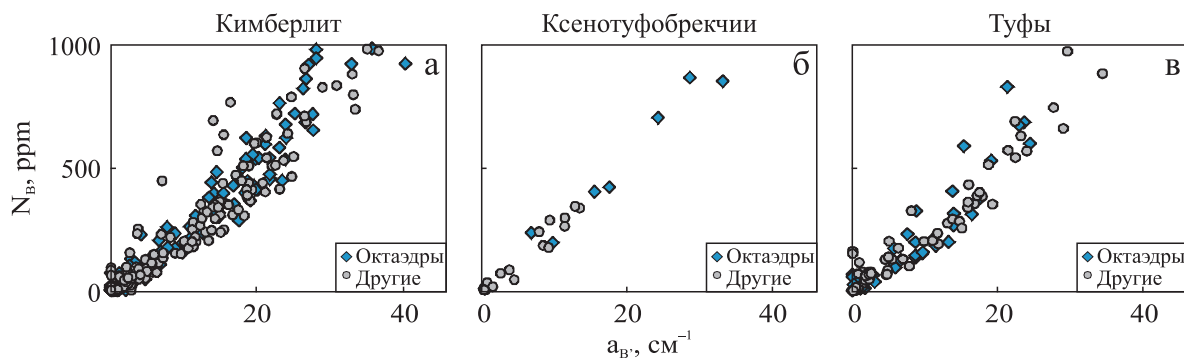


Рис. 7. Распределение по концентрации азота в форме B и содержанию B' -дефектов кристаллов из кимберлита (а), ксенотуфобрексии (б), туфов (в), с выделением октаэдров и октаэдроидов.

Fig. 7. Nitrogen concentration in B form B versus the content of B' -defects of crystals from kimberlite (a), tufobrecia (б), tuffs (в), with highlighting of octahedra and octahedroids.

Таблица 1. Частота встречаемости наиболее интенсивных систем люминесценции в спектрах кристаллов алмаза при разных условиях возбуждения при $T = 77$ К

Table 1. Frequency of occurrence of the most intense luminescence systems in the spectra of diamond crystals under different excitation wavelength at $T = 77$ K

Группа	Система люминесценции при возбуждении 405 нм									
	N3	489	H3	523	575	603	612	700	710	GR1
К	78	35	26	33	8	34	50	38	8	8
КТБ	77	70	50	30	30	33	20	33	17	27
Т	84	50	26	31	7	32	23	33	9	22
Всего	80	41	28	31	12	33	18	36	9	15
Группа	Система люминесценции при возбуждении 488 нм									
	H3	575	589	603	612	670	693	700	GR1	787
К	77	25	7	39	58	5	5	59	16	68
КТБ	90	40	3	30	77	0	7	43	43	57
Т	73	21	5	33	67	8	2	50	28	62
Всего	76	25	6	36	62	5	4	55	22	65
Группа	Система люминесценции при возбуждении 785 нм									
	836	870	883/885	922	926	930	933	948	955	986
К	6	11	23	6	30	8	17	11	8	10
КТБ	3	17	27	10	20	17	13	7	10	13
Т	12	18	32	8	23	11	13	9	12	13
Всего	8	13	25	7	28	10	15	10	9	12

ДКС является атом Ni в положении дивакансии. Он возникает непосредственно после имплантации атомов Ni в алмаз (Orwa et al., 2010). Эта система регистрируется в синтетических кристаллах, выращенных в Fe–Ni-расплаве, и может сохраняться после отжига при 2200°C (Kupriyanov et al., 1999). Предполагается существование большой номенклатуры Ni-содержащих ДКС, которые могут возникать в ходе трансформации этого дефекта (Yeliseyev, Kanda, 2007). В спектрах ФЛ около 25% кристаллов алмаза трубы им. В. Гриба выявляются полосы 883/885 нм элементарного Ni-содержащего

ДКС. Эта особенность указывает на специфические условия кристаллизации алмаза трубы, не реализовавшиеся в других месторождениях Архангельской области (Васильев и др., 2022), Урала (Васильев и др., 2018), центральной Якутии (Вяткин и др., 2021). Большинство кристаллов с этим дефектом имеют значение N_{tot} менее 400 ppm, но по N_{BS} кристаллы соответствуют всей выборке (рис. 86). В спектрах кристаллов с дублетом 883/885 нм часто регистрируются другие системы ФЛ в диапазоне 800–1050 нм, а в видимой области для них характерна широкая полоса с максимумом около 700 нм

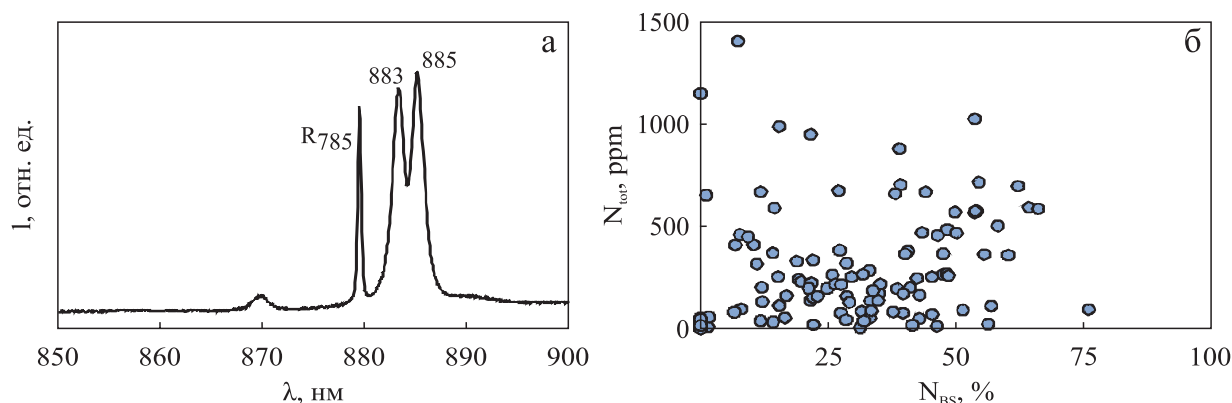


Рис. 8. Фрагмент спектра ФЛ алмаза при 77 К, возбуждение 787 нм (а), R_{785} – линия комбинационного рассеяния; распределение кристаллов с системой ФЛ 883/885 по концентрации азота и доле в форме B (б).

Fig. 8. Fragment of a spectrum of diamond PL at 77 K, excitation 787 nm (a), R_{785} – Raman scattering line; distribution of crystals with the 883/885 nm system by nitrogen concentration and a nitrogen share in the B -center (б).

с осциллирующим профилем (Vasilev et al., 2020). При разных условиях возбуждения профили этого спектра изменяются от набора узких дублетов или триплетов до широкой структурированной полосы с максимумом около 690–720 нм. Наряду с этой широкой полосой в спектрах регистрируется пик при 589 нм, в случае наложения других широких бесструктурных систем ФЛ он может быть индикатором полосы 690–720 нм. Дублет 883/885 нм встречается в спектрах 76% двойников и сростков; к последним относятся 36% кристаллов с этой системой. Детальный анализ спектральных особенностей ФЛ кристаллов изученной коллекции будет приведен в отдельной работе. Встречаемость дублета 883/885 нм не коррелирует с системами $S1$, $S2$, $S3$, 523 нм, 603/700/787 нм, 793 нм, которые также во многих работах приписываются дефектам с атомами Ni. В спектре одного кристалла системы 883/885 нм и 670 нм регистрируются совместно, но они могут соответствовать разным зонам одного кристалла. Таким образом, система 883/885 нм выступает независимым от других факторов структурно-минералогическим индикатором, информационная значимость которого нуждается в дальнейшем изучении.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На трех кристаллах выявлены пятна пигментации в виде отдельных участков, и протяженных темно-зеленых (вплоть до черного) областей вдоль ребер и шрамов (рис. 9). Пятна пигментации имеют высокую насыщенность, в их центре алмаз, по-видимому, аморфизован. Основанием такого предположения является уменьшение сигнала КР в 100 раз в области предполагаемой аморфизации при отсутствии каких-либо поверхностных пленок по

данным электронной микроскопии. Случаи единичных слабых пятен не выявлены. Пятна пигментации отмечены на трех кристаллах (два из туфов, один из КТБ), но признаки естественного облучения (системы GRI , $3H$ или 575 нм) выявляются в спектрах ФЛ 24% кристаллов. Частота встречаемости ФЛ-индикаторов естественного облучения на кристаллах кратерной (20%) и жерловой (25%) фаций различается незначительно. Существенное различие отмечено между алмазами КТБ и К: в первых радиационные системы ФЛ отмечаются на 43% (13 из 30 образцов), а во вторых – лишь на 16%. По-видимому, пятна пигментации связаны с процессами вторичного минералообразования, в то время как ФЛ-индикаторы облучения свидетельствуют скорее о проницаемости пород для радиоактивных соединений во вторичных процессах.

Алмазы трубки им. В. Гриба имеют широкий диапазон концентрации примесного азота и N_{BS} . Однако около 80% кристаллов коллекции располагаются между модельными изотермами 1100 и 1150°C (модельное время 3Ga). Эти параметры указывают на единую термическую историю большей части кристаллов, несмотря на широкий диапазон их распределения по концентрации азота (Степанов и др., 2007). Ранее проведенными исследованиями установлено, что особенностью алмаза месторождения им. М.В. Ломоносова является частая встречаемость в спектрах ИК-поглощения кристаллов типа IaA двух систем: первая состоит из узких линий 3050, 3144, 3154, 3188, 3310,5 см^{-1} ; вторая включает линии 1388, 1407, 1432, 1456, 1465, 1503, 1551, 1563 см^{-1} . Системы регистрируются в спектрах 14.0 и 2.5% кристаллов трубки Архангельская, 14 и 28% алмаза трубки им. А.П. Карпинского – I соответственно. Эти системы выявлены в спектрах только двух кристаллов из трубки им. А. Гри-

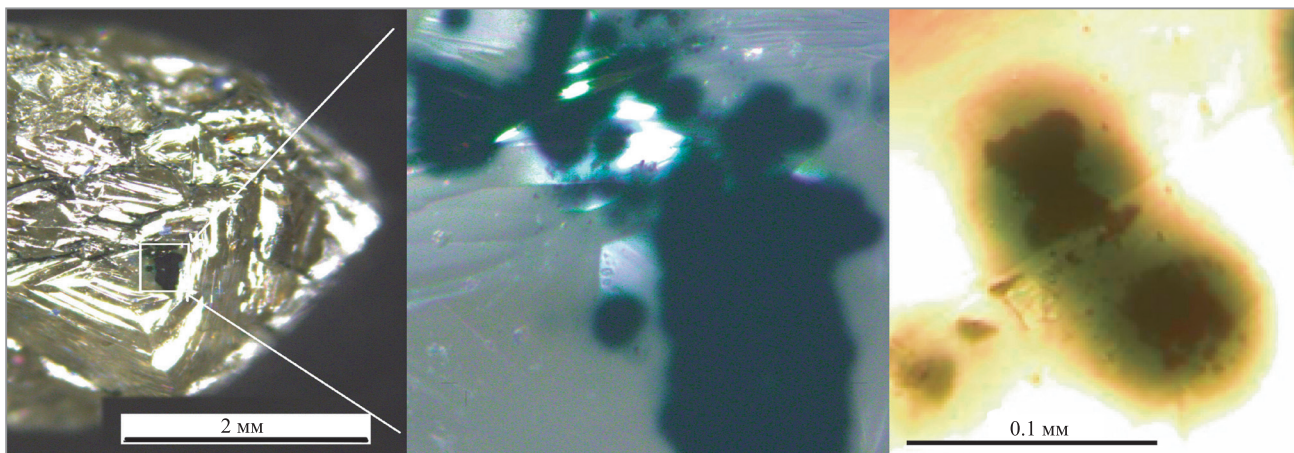


Рис. 9. Кристалл с пятнами пигментации.

а – общий вид; б – изображение окрашенной области; в – увеличенный фрагмент пятна, в центре виден контур аморфизованной области.

Fig. 9. A crystal with pigmentation spots.

а – general view; б – image of the colored area; в – enlarged fragment of the spots, contour of the amorphized area is visible in the spots centers.

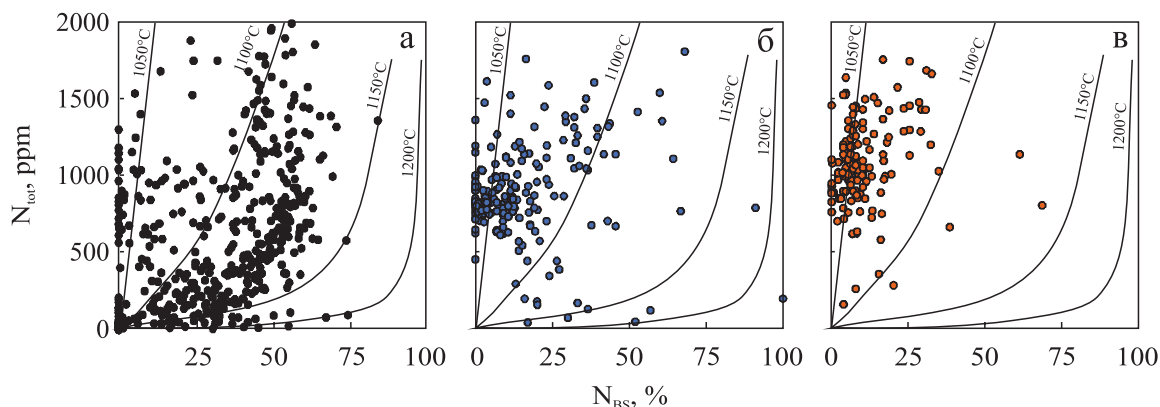


Рис. 10. Распределение кристаллов алмаза трубок им. В. Гриба (а), им. А.П. Карпинского – I (б) и Архангельская (в) на диаграмме Тэйлора при модельном времени 3Ga.

б, в – данные, по (Васильев и др., 2022).

Fig. 10. Total nitrogen content versus nitrogen share in the B-center in diamonds from the kimberlitic pipes after V. Grib (a), A.P. Karpinsky – I (б) and Arkhangelskaia (в) kimberlite pipes for model time 3Ga.

б, в – data from (Vasiliev et al., 2022).

ба, при этом около 7% кристаллов относятся к типу IaA. Полученные результаты показывают существенное отличие кристаллов трубки им. В. Гриба от алмазов трубок им. А.П. Карпинского и Архангельская (рис. 10).

Среди кристаллов из трубок Архангельская и им. А.П. Карпинского – I нет безазотных, максимальное значение N_{BS} – 65% (Васильев и др., 2022). Большинство кристаллов располагаются в диапазоне 600–1400 ppm по N_{tot} . Расположение кристаллов на диаграмме Тэйлора компактно: 90% образцов

находятся в диапазоне 0–30% по N_{BS} . Поле распределения кристаллов из трубки им. В. Гриба на диаграмме Тэйлора шире, чем из трубки им. А.П. Карпинского – I и по N_{BS} , и по N_{tot} . В трубках Архангельская и им. А.П. Карпинского – I минимально содержание кристаллов с концентрацией азота до 600 ppm, к которым относится большинство образцов из трубки им. В. Гриба с элементарным Ni-содержащим дефектом.

Структурно-минералогическими особенностями алмазов трубки им. В. Гриба является большая

доля низкоазотных кристаллов и индивидов с элементарным Ni-содержащим дефектом. Эти особенности дают основание проводить аналогии с кристаллами типа CLIPPIR – Cullinan-like, Large, Inclusion-Poor, relatively Pure, Irregularly shaped, Resorbed (Smith et al., 2016). Крупные безазотные кристаллы такого типа добываются (Moore, 2014) в трубках Премьер (ЮАР), Летсенг (Лесото), Карове (Ботсвана), Колье-4 (Бразилия; Bulanova et al., 2010), что обеспечивает рентабельность некоторых рудников. Поэтому выявление возможности их нахождения в кимберлитовой трубке является важной научной и практической задачей. Уникальные крупные кристаллы вследствие их редкости не находятся в пробах эксплуатационной разведки и обнаруживаются только в ходе промышленной добычи. Минералогические или геохимические индикаторы наличия таких кристаллов в кимберлите не разработаны. Потенциальным индикатором наличия в кимберлитовой трубке алмазов типа CLIPPIR могут быть другие кристаллы с особыми свойствами (Korolev et al., 2018; Moore, Helmstaedt, 2023). Так как для алмазов CLIPPIR характерны Fe–Ni-включения (Smith et al., 2016), логично предположить, что присутствие Ni в алмазах более поздних генераций может выступать индикатором процессов, связанных с ростом кристаллов типа CLIPPIR. Также высокая доля низкоазотных кристаллов может быть связана с более ранними относительно основной части кристаллов процессами формирования безазотных кристаллов этого типа. Однако в случае сверхглубинного генезиса кристаллы с примесью азота должны иметь высокое значение N_{BS} , что не характерно для исследованных камней. Обратным примером могут служить кимберлитовые трубки центральной Якутии, в которых уникально крупные кристаллы относятся к обычным азотсодержащим типа Ia, а доля безазотных камней в общем объеме очень низкая. Кроме того, в месторождениях центральной Якутии не встречаются кристаллы типа Ib с примесью бора, обнаруживаемые в месторождениях с алмазом типа CLIPPIR. Поэтому дальнейшим направлением изучения алмаза трубки им. В. Гриба должно стать исследование включений в низкоазотных и Ni-содержащих кристаллах. Так же важно проследить изменение характеристик алмазов более глубоких горизонтов жерловой фации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Алмазы кимберлитовой трубки им. В. Гриба отличаются от кристаллов месторождения им. М.В. Ломоносова низким содержанием кристаллов кубического габитуса, высокой долей индивидов октаэдрического габитуса, более широким диапазоном концентрации примесного азота и степени его трансформации. Особенностью алма-

зов трубки по данным ИК-спектроскопии является преимущественное распределение в пределах изотермической области 1100–1150°C (модельное время 3Ga). Около 25% кристаллов трубки, в том числе 76% двойников и сростков, содержат примесь Ni в положении дивакансии. Эти особенности указывают на специфические условия кристаллизации изученных алмазов, отличающиеся от других кимберлитовых тел Восточно-Европейской, Сибирской платформ и Урала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильев Е.А., Клепиков И.В., Лукьянова Л.И. (2018) Сравнение кристаллов алмаза Рассольнинской депрессии и современных аллювиальных россыпей Красновишерского района (Приуралье). *Зап. РМО*, **147**(1), 55–68.
- Васильев Е.А., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К. (2022) Термическая история алмаза кимберлитовых трубок Архангельская и имени А.П. Карпинского – I. *Зап. Горн. ин-та*, **255**, 327–336. <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.57>
- Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К., Коногорова Д.В., Васильев Е.А., Самосоров Г.Г. (2021) Морфология и дефектно-примесный состав алмазов трубки “Заполярная”. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология*, (1), 99–109.
- Гаранин В.К., Гаранин К.В., Кудрявцева Г.П., Палащенко О.В. (2006) Морфологические и спектроскопические особенности алмаза из месторождения им. В. Гриба Архангельской алмазоносной провинции. Ст. 2. Спектроскопические характеристики и их взаимосвязь с морфологией кристаллов. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3) 20–25.
- Гаранин В.К., Криулина Г.Ю., Гаранин К.В., Самосоров Г.Г. (2018) Архангельские алмазы. Новые данные. М.: ИП Скорыходов, 232 с.
- Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. (2003) Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра-Бизнес-центр, 603 с.
- Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИМиП СО РАН, 1994. 34 с.
- Костровицкий С.И., Специус З.В., Яковлев Д.В., Фондер-Флаасс Г.С., Суворова Л.Ф., Богуш И.Н. (2015) Атлас коренных месторождений алмаза Якутской алмазоносной провинции. Мирный: МГТ, 480 с.
- Криулина Г.Ю., Искрина А.В., Зедгенизов Д.А., Бобров А.В., Гаранин В.К. (2019) Особенности состава микровключений в кристаллах алмаза месторождения им. М.В. Ломоносова (Архангельская провинция). *Геохимия*, **64**(9), 958–966.
- Минева Р.М., Сперанский А.В., Титков С.В., Жиличева О.М., Бершов Л.В., Богатиков О.А., Кудрявцева Г.П. (2004) Спектроскопические и морфологические характеристики алмазов из кимберлитовой трубки им. В.П. Гриба. *Докл. АН*, **394**(3), 384–388.
- Палащенко О.В. (2008) Комплексные исследования алмаза из месторождений Архангельской кимберлитовой

- вой провинции: обобщение, генетические и практические следствия. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология*, (2), 68-75.
- Палажченко О.В., Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. (2006) Морфологические и спектроскопические особенности алмаза из месторождения им. В. Гриба Архангельской алмазоносной провинции. Ст. 1. Морфология кристаллов алмаза. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (2) 14-22.
- Палажченко О.В., Гаранин В.К., Веричев Е.М., Головин Н.Н. (2007) Первые данные о составе включений в алмазе из месторождения им. В. Гриба Архангельской алмазоносной провинции. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3), 27-30.
- Степанов А.С., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Соболев Н.В. (2007) Причины разнообразия морфологии и примесного состава алмазов из эклогита трубы Удачная. *Геология и геофизика*, **48**(9), 974-988.
- Степанов Ф.А., Емельянова А.С., Ракевич А.Л., Миرون В.П., Зедгенизов Д.А., Шацкий В.С., Мартынович Е.Ф. (2017) Локализация дефектов 523 и 794 нм в алмазе. *Изв. РАН. Сер. физ.*, **81**(9), 1220-1226. <https://doi.org/10.7868/S0367676517090113>
- Устинов В.Н. (2015) Терригенные коллекторы алмазов Сибирской, Восточно-Европейской и Африканской платформ. СПб.: Наука, 531 с.
- Устинов В.Н., Неручев С.С., Загайный А.К., Антащук М.Г. и др. (2021) Алмазоносность севера Восточно-Европейской платформы. СПб.: Наука, 410 с.
- Хачатрян Г.К., Веричев Е.М., Гаранин В.К., Гаранин К.В., Кудрявцева Г.П., Палажченко О.В. (2006) Распределение структурных дефектов в алмазах из трубы им. В.П. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология*, (6), 29-37.
- Хачатрян Г.К., Палажченко О.В., Гаранин В.К., Иванников П.В., Веричев Е.М. (2008) Генезис “неравно-весных” кристаллов алмаза из кимберлитовой трубы им. Карпинского – I по данным катодной люминесценции и ИК-спектроскопии. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология*, (2), 38-45.
- Baker J.M. (2003) Do isolated interstitial nickel atoms occur in diamond? A re-examination of the electron paramagnetic resonance defects NIRIM-1 and NIRIM-2. *J. Phys.: Condens. Matter.*, **15**(39), S2929.
- Bulanova G.P., Walter M.J., Smith C.B., Kohn S.C., Armstrong L.S., Blundy J., Gobbo L. (2010) Mineral Inclusions in Sublithospheric Diamonds from Collier 4 Kimberlite Pipe, Juina, Brazil: Subducted Protoliths, Carbonated Melts and Primary. *Geophys. Res. Abstracts*, **12**, EGU2010-5268-2012.
- Goss J.P., Briddon P.R., Hill V., Jones R., Rayson M.J. (2014) Identification of the structure of the 3107 cm⁻¹ H-related defect in diamond. *J. Phys.: Condens. Matter.*, **26**, 1-6.
- Kaminsky F.V., Zakharchenko O., Davies R. (2001) Super-deep diamonds from the Juina area, Mato Grosso. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**, 734-753.
- Khokhryakov A.F., Pal'yanov Yu.N. (2007) The evolution of diamond morphology in the process of dissolution: Experimental data. *Amer. Miner.*, **92**, 909-917.
- Korolev N., Kopylova M., Gurney J.J., Moore A.E., Davidson J. (2018) The origin of Type II diamonds as inferred from Cullinan mineral inclusions. *Mineral. Petrol.*, **112**(1), 275-289.
- Kupriyanov I.N., Gusev V.A., Borzdov Yu.M., Kalinin A.A., Pal'yanov Yu.N. (1999) Photoluminescence study of annealed nickel- and nitrogen-containing synthetic diamond. *Diam. Relat. Mater.*, (8) 1301-1309.
- Kupriyanov I.N., Khokhryakov A.F., Borzdov Yu.M., Palyanov Yu.N. (2016) HPHT growth and characterization of diamond from a copper-carbon system. *Diam. Relat. Mater.*, **69**, 198-206.
- Malkovets V.G., Zedgenizov D.A., Sobolev N.V., Kuzmin D.V., Gibsher A.A., Shchukina E.V., Golovin N.N., Verichev E.M., Pokhilenko N.P. (2011) Contents of trace elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths of the V. Grib Kimberlite Pipe (Arkhangel'sk Diamondiferous Province, Russia). *Dokl. Earth Sci.*, **436**(2), 219-223.
- Moore A. (2014) The origin of large irregular gem-quality type II diamonds and the rarity of blue type IIb varieties. *South African J. Geol.*, **117**(2), 219-236.
- Moore A., Helmstaedt H. (2023) Origin of framesite revisited: Possible implications for the formation of CLIP-PIR diamonds. *Earth Sci. Rev.*, **241**, 104434. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104434>
- Orwa J.O., Aharonovich I., Jelezko F., Balasubramanian G., Balog P., Markham M., Twitchen D.J., Greentree A.D., Prawer S. (2010) Nickel related optical centres in diamond created by ion implantation. *J. Appl. Phys.*, **107**, 093512. <https://doi.org/10.1063/1.3357374>
- Rubanova E.V., Palazhchenko O.V., Garanin V.K. (2009). Diamonds from the V. Grib pipe, Arkhangelsk kimberlite province, Russia. *Lithos*, **112**, 880-885.
- Smith E.M., Shirey S.B., Nestola F., Bullock E.S., Wang J., Richardson S.H., Wang W. (2016) Large gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle. *Science*, **354**(6318), 1403-1405.
- Taylor W.R., Jaques A.L., Ridd M. (1990) Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australasian diamonds: Time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds. *Amer. Miner.*, **75**, 1290-1310.
- Vasilev E., Kriulina G., Klepikov I. (2020) Luminescence of natural diamond in the NIR range. *Phys. Chem. Miner.*, **47**, 31.
- Vasilev E., Petrovsky V., Kozlov A., Antonov A., Kudryavtsev A., Orekhova K. (2019) The story of one diamond: the heterogeneous distribution of the optical centres within a diamond crystal from the Ichetju placer, northern Urals. *Min. Mag.*, **83**(4), 515-522. <https://doi.org/10.1180/mgm.2019.32>.
- Woods G.S. (1986) Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds. *Proc. Roy. Soc. L.*, **407**, 219-238.
- Yelisseyev A., Kanda H. (2007) Optical centers related to 3d transition metals in diamond. *New Diam. Frontier Carbon Technol.*, **17**(3), 127-178.
- Yelisseyev A.P., Lawson S.C., Sildos I., Osvet A., Nado-linny V.A., Feigelson B.N., Baker J.M., Newton M.E., Yuryeva O.P. (2003) Effect of HPHT annealing on the photoluminescence of synthetic diamonds grown in the Fe-Ni-C system. *Diam. Relat. Mater.*, **12**, 2147-2168.
- Zaitsev A.M. (2001) Optical Properties of Diamond: A Data Handbook. Berlin, Springer Verlag, 502 p.
- Zedgenizov D.A., Malkovets V.G., Griffin W.L. (2017)

- Composition of diamond-forming media in cuboid diamonds from the V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk province, Russia). *Geochem. J.*, **51**, 205-213.
- Zedgenizov D.A., Harte B., Shatsky V.S., Politov A.A., Ryllov G.M., Sobolev N.V. (2006) Directional chemical variations in diamonds showing octahedral following cuboid growth. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**(1), 45-57. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0044-5>
- ### REFERENCES
- Baker J.M. (2003) Do isolated interstitial nickel atoms occur in diamond? A re-examination of the electron paramagnetic resonance defects NIRIM-1 and NIRIM-2. *J. Phys.: Condens. Matter*, **15**(39), S2929.
- Bulanova G.P., Walter M.J., Smith C.B., Kohn S.C., Armstrong L.S., Blundy J., Gobbo L. (2010) Mineral Inclusions in Sublithospheric Diamonds from Collier 4 Kimberlite Pipe, Juina, Brazil: Subducted Protoliths, Carbonated Melts and Primary. *Geophys. Res. Abstracts*, **12**, EGU2010-5268-2012.
- Garanin V.K., Garanin K.V., Kudriavtseva G.P., Palazhchenko O.V. (2006) Morphological and spectroscopic features of diamonds from deposit after V. Grib of the Arkhangelsk Diamondiferous Province: Paper 2. Spectroscopic features and connection to morphology of crystals. *Izv. vuzov. Geologiya i razvedka*, (3), 20-25. (In Russ.)
- Garanin V.K., Kriulina G.Yu., Garanin V.K., Samosorov G.G. (2018) Diamonds of Arkhangelsk. New data. Moscow, IP Skorokhodov Publ., 232 p. (In Russ.)
- Goss J.P., Briddon P.R., Hill V., Jones R., Rayson M.J. (2014) Identification of the structure of the 3107 cm⁻¹ H-related defect in diamond. *J. Phys.: Condens. Matter*, **26**, 1-6.
- Kaminsky F.V., Zakharchenko O., Davies R. (2001) Super-deep diamonds from the Juina area, Mato Grosso. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**, 734-753.
- Khachatryan G.K., Verichev E.M., Garanin V.K., Garanin K.V., Kudriavtseva G.P., Palazhchenko O.V. (2006) Distribution of structure defects in diamonds from kimberlite pipe after V.P. Grib (Arkhangelsk Diamondiferous Province). *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4: Geologiya*, (6), 29-37. (In Russ.)
- Khachatryan G.K., Palazhchenko O.V., Garanin V.K., Ivanikov P.V., Verichev E.M. (2008) Origin of disequilibrium diamond crystals from Karpinsky-1 kimberlite pipe using data from cathode luminescence and infrared spectroscopy. *Moscow Univ. Geol. Bull.*, **63**(2), 86-94 (translated from *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4: Geologiya*, (2), 38-45).
- Khokhryakov A.F., Pal'yanov Yu.N. (2007) The evolution of diamond morphology in the process of dissolution: Experimental data. *Amer. Miner.*, **92**, 909-917.
- Koptil V.I. (1994) Typomorphism of diamonds from placers of Siberian platform in connection with exploration problems. Cand. geol. and min. sci. diss. Abstract. Novosibirsk, IMIP SBr RAS, 34 p. (In Russ.)
- Korolev N., Kopylova M., Gurney J.J., Moore A.E., Davidson J. (2018) The origin of Type II diamonds as inferred from Cullinan mineral inclusions. *Mineral. Petrol.*, **112**(1), 275-289.
- Kostrovitsky S.I., Spetsius Z.V., Iakovlev D.V., Fon-der-Flaas G.S., Suvorova L.F., Bogush I.N. (2015) Atlas of primary diamond deposits of Yakutian kimberlite province. Mirny, MCT Publ., 480 p. (In Russ.)
- Kriulina G.Yu., Iskrina A.V., Zedgenizov D.A., Bobrov A.V., Garanin V.K. (2019) The compositional peculiarities of microinclusions in diamonds from the Lomonosov deposit (Arkhangelsk province). *Geochem. Int.*, **57**, 973-980 (translated from *Geokhimiya*, **64**(9), 958-966).
- Kupriyanov I.N., Khokhryakov A.F., Borzdov Yu.M., Palyanov Yu.N. (2016) HPHT growth and characterization of diamond from a copper-carbon system. *Diam. Relat. Mater.*, **69**, 198-206.
- Kupriyanov I.N., Gusev V.A., Borzdov Yu.M., Kalinin A.A., Pal'yanov Yu.N. (1999) Photoluminescence study of annealed nickel- and nitrogen-containing synthetic diamond. *Diam. Relat. Mater.*, (8) 1301-1309.
- Malkovets V.G., Zedgenizov D.A., Sobolev N.V., Kuzmin D.V., Gibsher A.A., Shchukina E.V., Golovin N.N., Verichev E.M., Pokhilenko N.P. (2011) Contents of trace elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths of the V. Grib Kimberlite Pipe (Arkhangelsk Diamondiferous Province, Russia). *Dokl. Earth Sci.*, **436**(2), 219-223.
- Mineeva R.M., Speranskiĭ A.V., Titkov S.V., Zhilicheva O.M., Bershov L.V., Bogatnikov O.A., Kudriavtseva G.P. (2004) Spectroscopic and morphological characteristics of diamonds from the Grib kimberlite pipe. *Dokl. AN*, **394**(3), 384-388. (In Russ.)
- Moore A.E. (2014) The origin of large irregular gem-quality type II diamonds and the rarity of blue type IIb varieties. *South African J. Geol.*, **117**(2), 219-236.
- Moore A., Helmstaedt H. (2023) Origin of framesite revisited: Possible implications for the formation of CLIP-PIR diamonds. *Earth Sci. Rev.*, **241**, 104434. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104434>
- Orwa J.O., Aharonovich I., Jelezko F., Balasubramanian G., Balog P., Markham M., Twitchen D.J., Greentree A.D., Praver S. (2010) Nickel related optical centres in diamond created by ion implantation. *J. Appl. Phys.*, **107**, 093512. <https://doi.org/10.1063/1.3357374>
- Palazhchenko O.V. (2008) Integrated investigations of diamonds from deposits of the Arkhangelsk Diamondiferous Province: Generalization and genetic and applied consequences. *Moscow Univ. Geol. Bull.*, **63**(2), 119-127 (translated from *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4: Geologiya*, (2), 68-75). <https://doi.org/10.3103/S0145875208020087>
- Palazhchenko O.V., Garanin V.K., Verichev E.M., Golovin N.N. (2007) The first data on composition of inclusions in diamond from deposit after V. Grib of the Arkhangelsk Diamondiferous Province. *Izv. vuzov. Geologiya i razvedka*, (3), 27-30. (In Russ.)
- Palazhchenko O.V., Verichev E.M., Garanin V.K., Kudriavtseva G.P. (2006) Morphological and spectroscopic features of diamonds from deposit after V. Grib of the Arkhangelsk Diamondiferous Province: Paper 1. Morphology of diamond crystals. *Izv. vuzov. Geologiya i razvedka*, (2) 14-22. (In Russ.)
- Rubanov E.V., Palazhchenko O.V., Garanin V.K. (2009). Diamonds from the V. Grib pipe, Arkhangelsk kimberlite province, Russia. *Lithos*, **112**, 880-885.
- Smith E.M., Shirey S.B., Nestola F., Bullock E.S., Wang J., Richardson S.H., Wang W. (2016) Large gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle. *Science*, **354**(6318), 1403-1405.

- Stepanov A.S., Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Sobolev N.V. (2007) Causes of variations in morphology and impurities of diamonds from the Udachnaya pipe eclogite. *Russ. Geol. Geophys.*, **48**(9), 758-769 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **48**(9), 974-988). <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.01.003>
- Stepanov F.A., Emelyanova A.S., Rakevich A.L., Mironov V.P., Zedgenizov D.A., Shatskiy V.S., Martynovich E.F. (2017) Localization of 523 and 794 defects in diamond. *Bull. Russ. Acad. Sci. Phys.*, **81**, 1099-1104 (translated from *Izv. RAN. Ser. fiz.*, **81**(9), 1220-1226). <https://doi.org/10.3103/S1062873817090246>
- Taylor W.R., Jaques A.L., Ridd M. (1990) Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australasian diamonds: Time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds. *Amer. Miner.*, **75**, 1290-1310.
- Ustinov V.N. (2015) Terrigenous diamond-bearing rocks of the Siberian, East-European and African platforms. St.Petersburg, Nauka Publ., 531 p. (In Russ.)
- Ustinov V.N., Neruchev S.S., Zagainy A.K., Antashuk M.G. et al. (2021) Diamonds in the North of the East-European platform. St.Peterburg, Nauka Publ., 410 p. (In Russ.)
- Vasilev E., Kriulina G., Klepikov I. (2020) Luminescence of natural diamond in the NIR range. *Phys. Chem. Miner.*, **47**, 31.
- Vasilev E.A., Klepikov I.V., Lukianova L.I. (2019) Comparison of Diamonds from the Rassolninskaya Depression and Modern Alluvial Placers of the Krasnovishersky District (Ural Region). *Geol. Ore Depos.*, **61**(7), 598-605 (translated from *Zap. RMO*, **147**(1), 55-68). <https://doi.org/10.1134/S1075701519070134>
- Vasilev E.A., Kriulina G.Yu., Garanin V.K. (2022) Thermal history of diamonds from kimberlitic pipes Arkhangel'skaia and after A.P. Karpinsky-I. *Proc. Mining University*, **255**, 327-336 (translated from *Zap. Gorn. in-ta*, **255**, 327-336). <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.57>
- Vasilev E., Petrovsky V., Kozlov A., Antonov A., Kudryavtsev A., Orekhova K. (2019) The story of one diamond: the heterogeneous distribution of the optical centres within a diamond crystal from the Ichetju placer, northern Urals. *Min. Mag.*, **83**(4), 515-522. <https://doi.org/10.1180/mgm.2019.32>
- Viatkin S.V., Kriulina G.Yu., Garanin V.K., Konogorova D.V., Vasilev E.A., Samosorov G.G. (2021) Morphology and defect-impurity composition of the Zapolyarnaya pipe diamonds. *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4: Geologiya*, (1), 99-109. (In Russ.)
- Woods G.S. (1986) Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds. *Proc. Roy. Soc. L.*, **407**, 219-238.
- Yelisseyev A., Kanda H. (2007) Optical centers related to 3d transition metals in diamond. *New Diam. Frontier Carbon Technol.*, **17**(3), 127-178.
- Yelisseyev A.P., Lawson S.C., Sildos I., Osvet A., Nado-linny V.A., Feigelson B.N., Baker J.M., Newton M.E., Yuryeva O.P. (2003) Effect of HPHT annealing on the photoluminescence of synthetic diamonds grown in the Fe-Ni-C system. *Diam. Relat. Mater.*, **12**, 2147-2168.
- Zaitsev A.M. (2001) Optical Properties of Diamond: A Data Handbook. Berlin, Springer Verlag, 502 p.
- Zedgenizov D.A., Malkovets V.G., Griffin W.L. (2017) Composition of diamond-forming media in cuboid diamonds from the V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk province, Russia). *Geochem. J.*, **51**, 205-213.
- Zedgenizov D.A., Harte B., Shatsky V.S., Politov A.A., Rylov G.M., Sobolev N.V. (2006) Directional chemical variations in diamonds showing octahedral following cuboid growth. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**(1), 45-57. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0044-5>
- Zinchouk N.N., Koptil V.I. (2003) Typomorphism of the Siberian platform diamonds. Moscow, Nedra Publ., 603 p. (In Russ.)

Спектроскопические особенности коричневых алмазов из россыпей Урала

М. И. Рахманова¹, О. П. Юрьева¹, Д. А. Зедгенизов^{2,3}, Н. В. Губанов^{2,4}

¹Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Лаврентьева, 3, e-mail: rakhmanova_m@mail.ru

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

³Уральский государственный горный университет, 620014, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

⁴Институт геологии и минералогии им. академика В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3

Поступила в редакцию 18.05.2023 г., принята к печати 17.08.2023 г.

Объект исследований. Дефектно-примесный состав выборки коричневых алмазов из россыпей западного склона Среднего/Северного Урала. **Методы.** Анализ характерных спектроскопических особенностей дефектов в алмазах проводился с помощью фотолюминесценции и ИК спектроскопии. **Результаты.** Изученные алмазы представляют собой округлые изометричные кристаллы додекаэдрического (тетрагексаэдрического) габитуса. Согласно результатам люминесценции (ФЛ) и инфракрасной спектроскопии можно выделить три группы кристаллов: (i) средне- и высокоазотные с низкой агрегацией и доминирующими дефектами N3 и 490.7 нм в спектрах ФЛ; (ii) средне- и высокоазотные с высокой агрегацией и преобладанием дефектов N3 в спектрах ФЛ; (iii) низкоазотные с низкой агрегацией и доминирующими дефектами S1 в спектрах ФЛ. Первая группа характеризуется зеленым свечением при возбуждении лазером с длиной волны 405 нм, для второй и третьей группы характерно голубое и желтое свечение, соответственно. Голубое свечение для кристаллов из выборки обусловлено, прежде всего, наличием центра N₃V. Данный дефект появляется как результат агрегационной последовательности примеси азота и соответствует алмазам, подвергшимся наиболее высокотемпературному отжигу (1100–1260°C). Алмазы, содержащие центр S1, характеризуются низким содержанием и агрегацией азота по сравнению с кристаллами других групп. Кристаллы алмаза группы (i), в спектрах ФЛ которых доминируют системы N3 и 490.7 нм, имеют более интенсивную коричневую окраску. **Выводы.** Полученные данные указывают на то, что отжиг при более высоких температурах ответственен за возникновение N₃V центров в высокоагрегированных алмазах. Низкая агрегация %B1 и содержание азота связаны с наличием геттера азота (предположительно титана) в составе S1 центра. Интенсивная коричневая окраска проявляется в группе алмазов с доминирующими системами A, N3 и 490.7 нм, что указывает на возможную взаимосвязь азота и соответствующего оптического поглощения.

Ключевые слова: алмаз, Урал, фотолюминесценция, ИК-спектроскопия, дефекты

Источник финансирования

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 22-17-00177) (концептуализация, характеристика морфологии и термальной эволюции кристаллов – Д.А. Зедгенизов, Н.В. Губанов) и Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № 121031700313-8) (аналитические работы, характеристика спектров поглощения и фотолюминесценции – М.И. Рахманова, О.П. Юрьева)

Spectroscopic features of brown diamonds from Ural placers

Mariana I. Rakhmanova¹, Olga P. Yuryeva¹, Dmitriy A. Zedgenizov^{2,3}, Nikolay V. Gubanov^{2,4}

¹A.V. Nikolaev Institute of Inorganic Chemistry, SB RAS, 3 Lavrentyev av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: rakhmanova_m@mail.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

³Ural State Mining University, 30 Kuibyshev st., Ekaterinburg 620014, Russia

⁴V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia

Received 18.05.2023, accepted 17.08.2023

Для цитирования: Рахманова М.И., Юрьева О.П., Зедгенизов Д.А., Губанов Н.В. (2023) Спектроскопические особенности коричневых алмазов из россыпей Урала. *Литосфера*, 23(4), 564–578. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-564-578>

For citation: Rakhmanova M.I., Yuryeva O.P., Zedgenizov D.A., Gubanov N.V. (2023) Spectroscopic features of brown diamonds from Ural placers. *Lithosphere (Russia)*, 23(4), 564–578. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-564-578>

© М.И. Рахманова, О.П. Юрьева, Д.А. Зедгенизов, Н.В. Губанов, 2023

Research subject. Brown diamond crystals from placers of the western slope of the Middle/Northern Urals. **Aim.** Study of the defect-impurity composition of a sample of brown diamonds from the placers of the western slope of the Middle/Northern Urals. **Methods.** In this work, special attention is paid to the analysis of the characteristic spectroscopic features of defects in diamonds from the placers of the western slope of the Middle/Northern Urals using photoluminescence and IR spectroscopy. **Results.** The studied diamonds from placers of the Middle/Northern Urals are round isometric crystals of a dodecahedral (tetrahedral) habitus. According to the results of luminescence (PL) and infrared spectroscopy, three groups of crystals can be distinguished: (i) medium and high nitrogen crystals with low aggregation and dominant defects H3 and 490.7 nm in the PL spectra; (ii) medium and high nitrogen with high aggregation and the predominance of N3 defects in the PL spectra; (iii) low nitrogen with low aggregation and dominant S1 defects in the PL spectra. The first group is characterized by a green glow (excited 405 nm), the second and third groups are characterized by a blue and yellow glow, respectively. The blue glow of the studied crystals is primarily due to the presence of the N₃V center. This defect appears as a result of the aggregation sequence of nitrogen impurities and corresponds to diamonds subjected to the highest temperature annealing (1100–1260°C). Diamonds containing the S1 center are characterized by a low content and aggregation of nitrogen compared to crystals of other groups. Group (i) diamond crystals, whose PL spectra are dominated by the H3 and 490.7 nm systems, have a more intense brown color. **Conclusions.** The data obtained indicate that annealing at higher temperatures is responsible for the formation of N₃V centers in highly aggregated diamonds. The low %B1 aggregation and nitrogen content are associated with the presence of a nitrogen getter (presumably titanium) in the S1 center. An intense brown color appears in the group of diamonds with dominant systems A, H3 and 490.7 nm, which indicates a possible relationship between nitrogen and the corresponding optical absorption.

Keywords: diamond, Ural, photoluminescence, FTIR spectroscopy, defects

Funding information

The work was supported by the Russian Science Foundation (project No. 22-17-00177) (conceptualization, characterization of the morphology and thermal evolution of crystals – D.A. Zedgenizov, N.V. Gubanov) and the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (project No. 121031700313-8) (analytical works, characteristics of absorption and photoluminescence spectra – M.I. Rakhmanova, O.P. Yurieva)

ВВЕДЕНИЕ

Коричневая окраска характерна для природных алмазов (Fritsch, 1998) и обычно связывается с пластической деформацией (Harris et al., 1979; Laidlaw et al., 2021). Аномальное двулучепреломление, наблюдаемое при использовании поляризационной микроскопии (Van Roeyen, Pal'yanov, 2002), часто показывает признаки такого нарушения кристаллической решетки (Орлов, 1984). Пластические деформации и сопутствующие дефекты в структуре, приводящие к коричневой окраске алмаза (Harris, 1992; Byrne et al., 2012; Hainschwang et al., 2020), хорошо идентифицируются по спектральным особенностям (Shigley, Fritsch, 1993; Shigley et al., 2001) и задокументированы в (алмазе?) различных месторождениях мира (Phaal, 1964; Yurueva et al., 2020). В настоящий момент преобладает точка зрения о вакансионных кластерах как причине появления характерного поглощения (Jones et al., 2007; Jones, 2009), однако в ряде работ делается предположение о роли примеси азота, формирующего сложные дефекты с участием дислокаций (Shcherbakova et al., 1975). Известно, что азот является самой распространенной примесью в алмазе (Zaitsev, 2001). Он может привноситься вместе с осадками в результате субдукционных процессов или может быть получен напрямую из мантии (Eldridge et al., 1991; Cartigny, 2005). В течение геологического времени азот в природном алмазе имеет тенденцию к отжигу с образованием парных или много-

атомных центров более высокого порядка (Green et al., 2022). Изучение особенностей распределения дефектов и концентраций азота в кристаллах алмаза позволяет оценить общие закономерности формирования сложных дефектов и реконструировать условия пребывания алмазов в мантии.

Данная работа посвящена детальному описанию спектральных характеристик (инфракрасных (ИК) спектров и спектров низкотемпературной фотolumинесценции (ФЛ)) и дефектно-примесного состава коричневых алмазов из россыпей западного склона Среднего/Северного Урала из коллекции ИНХ СО РАН. Актуальность настоящего исследования помимо указанного фундаментального интереса обусловлена тем, что для алмазов из россыпей Среднего/Северного Урала отсутствуют достоверно установленные коренные источники. Результаты, основанные на анализе оптических особенностей, могут способствовать пониманию специфики процессов образования этих алмазов и решению вопроса их происхождения.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Проанализировано 29 коричневых алмазов ювелирного качества весом от 21.4 до 177.0 мг из россыпей западного склона Среднего/Северного Урала. Образцы представлены преимущественно I разновидности (октаэдрического и додекаэдрического габитуса) (Орлов, 1984) и относятся к разным категориям коричневых алмазов в зависимости от их

цвета. Часть полупрозрачных, мутных, желтых и желто-зеленоватых кристаллов (8 шт.) относится к IV разновидности. Некоторые образцы демонстрируют зональное распределение окраски (рис. 1а, л). Фотографии кристаллов были получены при помощи стереоскопического микроскопа Zeiss Ste-

mi 508. Спектры ИК-поглощения были записаны с использованием спектрометра Bruker VERTEX 80 оснащенного микроскопом HYPERON 2000 в диапазоне $700\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ при комнатной температуре и накоплении сигнала в 32 скана с разрешением 0.5 см^{-1} в двух точках кристалла – в центральной и

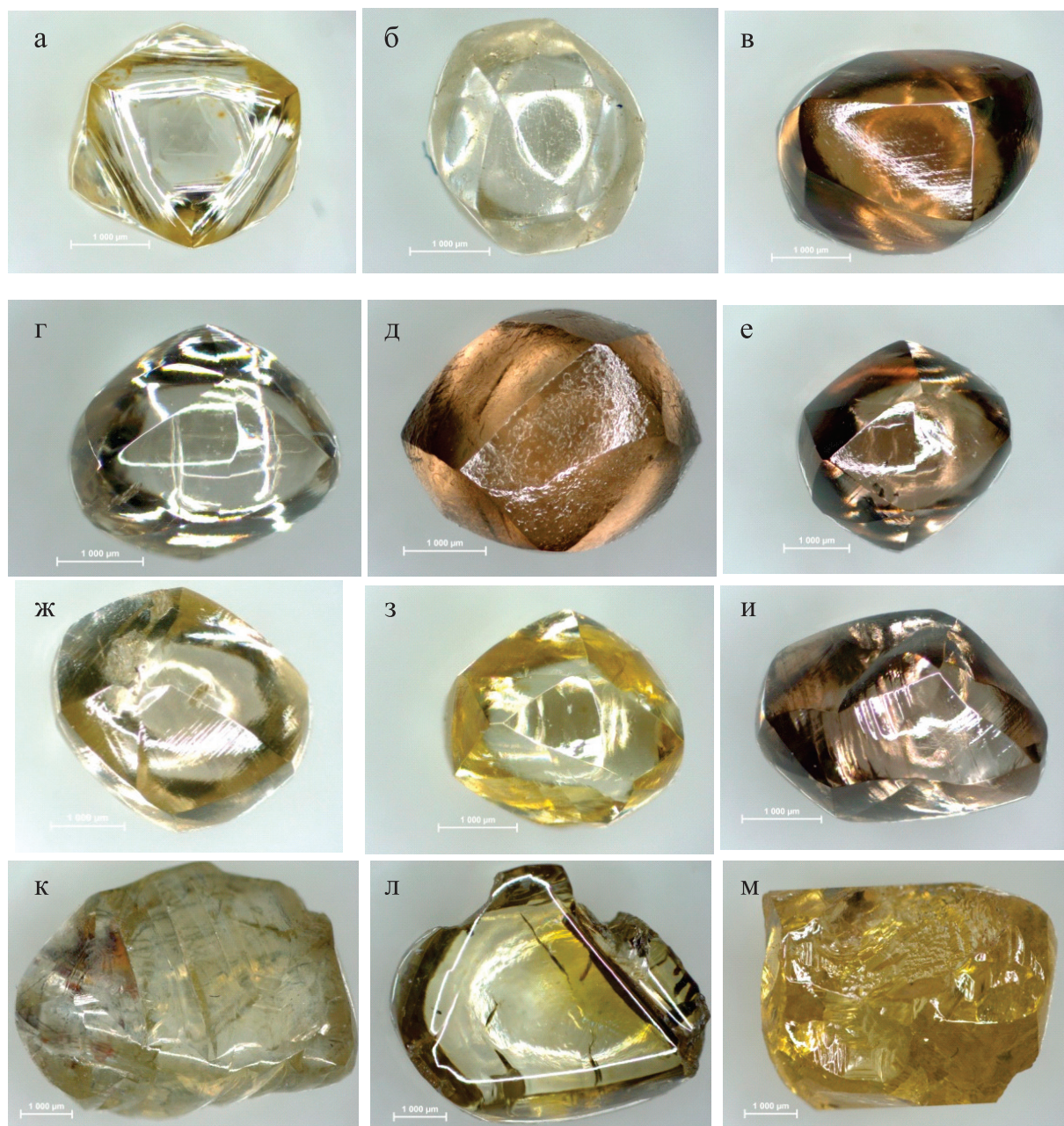


Рис. 1. Алмазы Урала из изученной выборки.

а – AC639, б – AC387, в – AC420, г – AC405, д – AC-481, е – AC483, ж – AC486, з – AC424, и – AC433, к – AC633, л – AC631, м – AC635.

Fig. 1. Diamonds from the Ural.

а – AC639, б – AC387, в – AC420, г – AC405, д – AC-481, е – AC483, ж – AC486, з – AC424, и – AC433, к – AC633, л – AC631, м – AC635.

периферийной зонах. Концентрации азотных центров рассчитаны путем деконволюции спектров с использованием процедуры множественной линейной регрессии. Экспериментальный спектр представлен в виде суперпозиции эталонных спектров алмазов типа IaA и IaB с линейной коррекцией базовой линии. Каждый спектр был нормирован на эталонное внутреннее поглощение алмаза (12.3 см^{-1} для пика 1995 см^{-1} в двухфононной области ИК-спектра). Спектры ФЛ были записаны при температуре 80 К с использованием спектрометра ДФС-24. В качестве источников возбуждения были использованы DPSS (diode-pumped solid-state) лазеры с длинами волн 405 и 532 нм.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфология. В подавляющем большинстве алмазы представляют собой округлые изометричные кристаллы додекаэдрического (тетрагексаэдрического) габитуса с наличием гранного шва (см. рис. 1). Такая форма маркирует высокую степень растворения исходных кристаллов (Fedortchouk, 2019). Микрорельефные особенности ростовых поверхностей алмазов проявлены слабо. Для некоторых образцов характерны приповерхностные углубления (см. рис. 1б, д) и тонкая параллельная штриховка (см. рис. 1в, ж, и) на гранях кристаллов. Гладкие зеркальные грани ряда алмазов формируют характерную “леденцовую” скульптуру (см. рис. 1г, е, з, л, к). Среди изученной коллекции встречаются также кристаллы октаэдрического и кубического (см. рис. 1а, м) габитуса с признаками растворения в виде скругленных ребер.

Фотолюминесценция. Картины ФЛ образцов, полученные при возбуждении лазером с длиной волны 405 нм (рис. 2), демонстрируют яркое или умеренное свечение, неравномерное в объеме кристалла. Для части кристаллов наблюдается зональное строение (AC420, AC486). При этом образцы показывают доминирующее голубое, зеленое или желтое свечение различных оттенков и интенсивности. Согласно полученным картинам и спектрам ФЛ, кристаллы можно разделить на три основные группы: голубые с преобладанием дефектов N3, зеленые с основными центрами N3 (503.2 нм) и 490.7 нм (в некоторых кристаллах также обнаружен центр H4 (495.9 нм)), и желтые с дефектами S1 (503.4 нм). Основной вклад в синюю спектральную составляющую всех образцов вносит центр N3 (табл. 1, рис. 3). Это один из наиболее изученных алмазных центров с установленной структурой в виде трех атомов азота в первой координационной сфере вакансии, N_3V (Zaitsev, 2001). В исследованных кристаллах этот центр обычно представлен бесфононной линией (БФЛ) 415.2 нм и довольно интенсивной фононной полосой. Некоторый вклад в бесструктурную составляющую спектра может

быть связан с синей полосой A, связанной с дислокациями (Iakoubovskii, Adriaenssens, 1999).

Центры H4 (N_4V_2), образованные захватом вакансии дефектом B1, зарегистрированы лишь в части кристаллов, возможно, из-за их (низкой?) термостабильности: в результате отжига при температурах более 1500°C они разрушаются, образуя центры H3 и NV (Collins et al., 2005). В исследованных образцах дефект H3 (БФЛ 503.2 нм) со структурой N-V-N отмечен в большинстве кристаллов (см. табл. 1). Центр 491 нм (БФЛ 490.7 нм) также характерен для данных кристаллов (см. табл. 1). Этот центр обычно наиболее интенсивен в природных пластически деформированных кристаллах алмаза типа IaA, отожженных при температурах 1700–1800°C (Nadolinny et al., 2009a). Предполагается, что этот дефект может быть связан с азотом (Zaitsev, 2001). В нескольких образцах с желтой окраской наблюдается центр S1 (503.4 нм). Гипотеза, что этот дефект имеет в своей структуре вакансию-кислород-азот (Newton, Baker, 1989), не была подтверждена исследованием теории функционала плотности этого дефекта (Etmimi et al., 2010). Исходя из данных ЭПР (электронного парамагнитного резонанса) и люминесценции предложена модель центра OK1/S1 в виде титан-вакансионной структуры с атомом азота (Nadolinny et al., 2012). Азотно-никелевые центры S2 (477.8 + 489.0 нм) и S3 (496.7 нм), являющиеся типичными для алмазов ультраосновного парагенезиса, практически не проявляются в пределах изученной коллекции (Nadolinny, Yelissev, 1994).

Большинство образцов при возбуждении 532 нм показали оранжевое или оранжево-красное свечение разной интенсивности. Можно выделить несколько основных систем, сопровождаемых многочисленными слабо проявленными центрами.

Центр 613 нм (612.5 или 612.4 в некоторых публикациях; Gaillou et al., 2012; Yuryeva et al., 2015) наблюдается в подавляющем количестве изученных образцов. Природа этого центра до сих пор не установлена. Предполагается, что в его структуру входят атомы азота и вакансии. Как установлено в работе О.П. Юрьевой с коллегами (Yuryeva et al., 2015), БФЛ 612.4 нм сопровождается фононами с энергией 17, 43 мэВ (длинноволновые акустические моды) и 77 мэВ (собственные колебания алмазной решетки). О наличии центра 613 нм в необработанных коричневых и розовых алмазах из различных месторождений сообщается в ряде работ (Smith et al., 2000; Hainschwang, 2003; Hainschwang et al., 2005; Titkov et al., 2008; Gaillou et al., 2010; Yang et al., 2012; Третьякова, Люхин, 2016). В статье С.Ю. Скузоватова с соавторами (Skuzovaton et al., 2015) центр 613 нм был зарегистрирован в кристаллах из месторождения “Мир”, при этом в кубиктаэдрической периферийной зоне кристал-

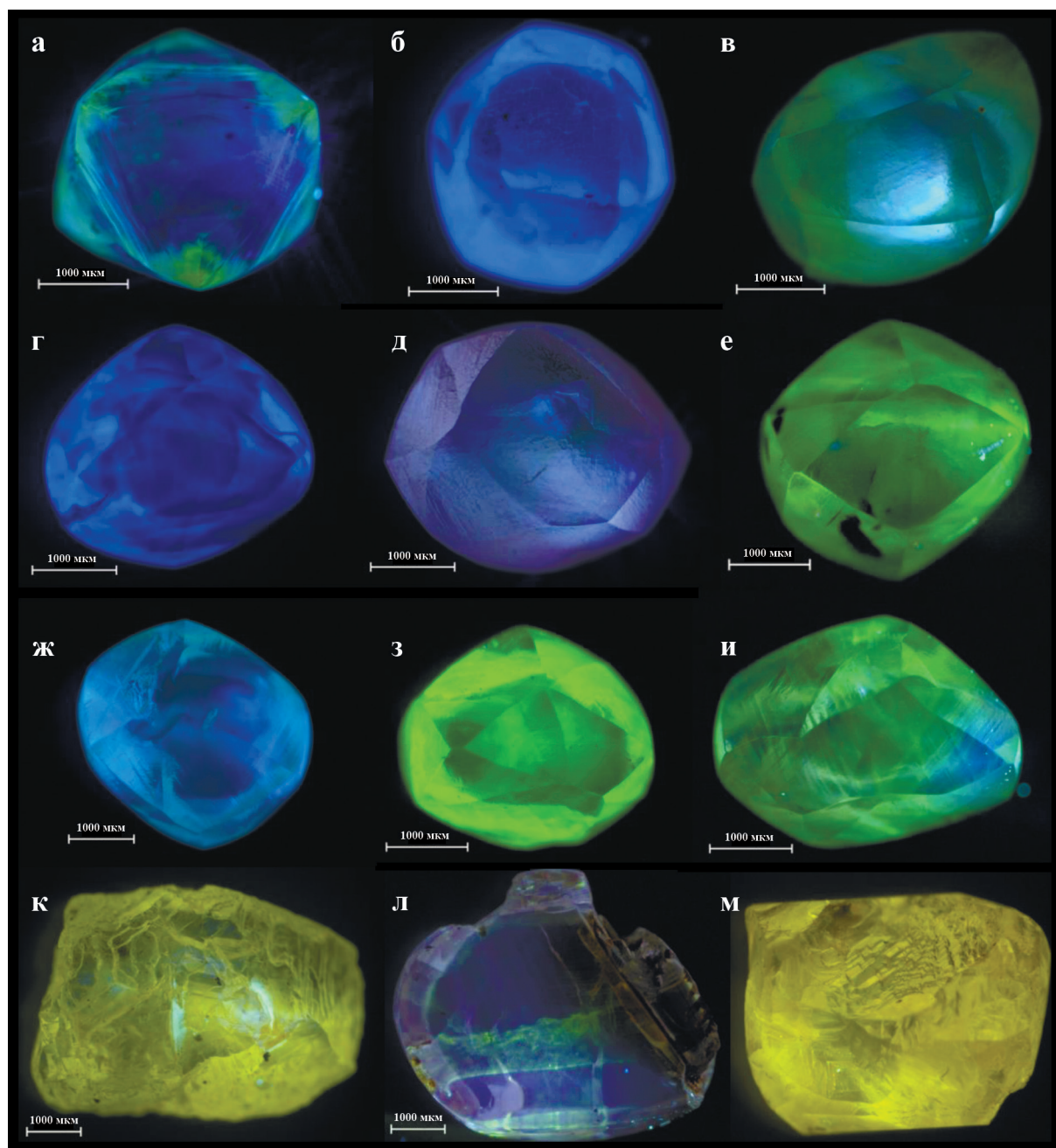


Рис. 2. Картины фотолуминесценции (возбуждение лазером с длиной волны $\lambda = 405$ нм) алмазов Урала из изученной выборки.

а – АС639, б – АС387, в – АС420, г – АС405, д – АС-481, е – АС483, ж – АС486, з – АС424, и – АС433, к – АС633, л – АС631, м – АС635.

Fig. 2. Photoluminescence at 405 nm.

а – АС639, б – АС387, в – АС420, г – АС405, д – АС-481, е – АС483, ж – АС486, з – АС424, и – АС433, к – АС633, л – АС631, м – АС635.

лов. Отмечается появление этого центра в бесцветных прозрачных алмазах октаэдрического габитуса (трубка “Мир”) с высокой степенью агрегации азота в присутствии азотно-никелевых центров (Yuryeva et al., 2017). В работе М.И. Рахмановой с

коллегами (Rakhmanova et al., 2022) обнаружено, что система 613 нм появляется в результате облучения электронами алмазов вне зависимости от их типа. В изученной коллекции также не наблюдается явной связи между центром 613 нм и содержанием

Таблица 1. ИК и фотолуминесцентные характеристики алмазов Урала
Table 1. IR and photoluminescent characteristics of Ural diamonds

№ п.п.	Образец; вес, мг	Цвет ФЛ	ИК						“Amber” центры	ФЛ	
			A, ppm	B, ppm	N _{общ} , ppm	B1, %	H ₃₁₀₇ , см ⁻¹	B2, см ⁻¹	υ (B2), см ⁻¹	Возбуждение λ = 532 нм	Возбуждение λ = 405 нм
1	АС381 24.9	Гол.	C 97	74	171	43	0.2	3.0	1361	576	N3, 490.7, H3
			R 91	80	171	47	0.2	2.7	1361	–	
2	АС387 22.1	Гол.	C 129	637	766	83	1.7	26.0	1366	562, NV ⁰ , 588, 604, 613, NV ⁻ , 700.5	N3
			R 134	596	730	82	1.7	26.2	1366	–	
3	АС405 28.3	Гол.	C 63	210	273	77	0.2	10.5	1361	563.5, 596, 576, 596, 609.5, 613, GRI	N3, 490.7
			R 64	207	271	76	0.4	10.8	1361	–	
4	АС410 26.9	Гол.	C 28	28	56	50	0.2	1.7	1360	567, 570, 576, 613, NV ⁻ , GRI	N3, 490.7, H4, H3, 576
			R 29	42	71	59	0.2	1.5	1360	–	
5	A 412 31.8	Гол.	C 340	301	641	47	2.2	14.9	1368	575, 588, 604, 613, NV ⁻ , 700.5, GRI	N3, 604, 700.5
			R 368	444	812	55	2.1	16.8	1368	–	
6	АС413 21.4	Зел.	C 794	623	1417	44	3.1	–	–	575+576, 588, 604, 613, NV ⁻ , 700.5, GRI	489, S3, 523.8, 537.5, 690, 694.5
			R 433	412	845	49	4.5	–	–	–	
7	АС418 31.3	Гол.-зел.	C 573	226	799	28	0.2	9.6	1365	NV ⁰ , 588, 608.5, 613, NV ⁻ , 680.5	N3, H4, H3, 680
			R 565	214	779	28	0.2	9.4	1365	–	
8	АС420 26.5	Гол.-зел.	C 46	106	152	70	0.5	3.7	1361	576, 613, NV ⁻	N3, 423, 490.7, H4, H3, 576
			R 49	81	130	62	0.6	2.9	1361	–	
9	АС422 31.9	Гол.	C 1691	498	2189	23	0.3	15.2	1375	–	N3, H3
			R 1395	588	1983	30	0.3	13.7	1375	–	
10	АС423 24.7	Гол.-зел.	C 13	11	24	46	0.1	0.3	1360	NV ⁰ , 576, 578.2, 579, 613, NV ⁻ , GRI	N3, 423, 490.7, H4, H3, 536, 576
			R			–	–	–	–	–	
11	АС424 22.8	Зел.	C 486	24	510	5	1.0	–	–	NV ⁰ , 578.8, 588, 590.5, 604, 608.5, 613, NV ⁻ , 680.3, 694.3, 700.5	N3, 470.5, S3, H3, 694.5
			R			–	–	–	–	–	
12	АС433 28.7	Гол.-зел.	C 270	5	275	2	–	0.8	1365	569.6, 576, 579, 604, 613, 617, NV ⁻	N3, 489.0, 490.7, H4, H3
			R 274	14	288	5	–	1.0	1365	–	
13	АС441 30.3	Гол.	C 567	149	716	21	–	8.0	1365	569.6, 576, 579, 586, 592.5, 610.6, 613 618, 627.5, NV ⁻	N3, 423, 490.7, H4, H3, 576
			R 453	98	551	18	–	5.1	1365	–	
14	АС444 шл	Гол.	C 622	54	676	8	0.2	1.1	1373	NV ⁰ , NV ⁻ , GRI	–
			R 612	70	682	10	0.1	0.8	1373	–	
15	АС462 шл	Гол.	C 526	153	679	22	–	7.1	1365	576, 579, 588, 609.5, 613, NV ⁻	–
			R 478	131	609	22	–	6.3	1365	–	
16	АС467 34.9	Зел.	C 48	12	60	19	0.2	0.7	1360	558.5, 576, 579.5, 595, 601.5, 609.5, 613, GRI	N3, 420.6, 423, 490.7, H3, 576
			R 47	15	62	24	0.2	0.6	1360	–	

Таблица 1. Окончание
Table 1. Ending

№ п.п.	Образец; вес, мг	Цвет ФЛ	ИК						ФЛ			
			A, ppm	B, ppm	N _{общ} , ppm	В1, %	H ₃₁₀₇ , см ⁻¹	B2, см ⁻¹	ν (B2), см ⁻¹	“Amber” центры	Возбуждение λ = 532 нм	Возбуждение λ = 405 нм
17	АС481 36.2	Гол.	C 244 R 251	259 204	503 455	52 45	0.7 0.5	12.4 15.0	1364 1364	+	576	N3, 490.7, H3, 576
18	АС483 37.4	Зел.	C 433 R 370	17 13	450 383	4 3	0.5 0.4	0.5 0.5	1361 1361	+	569.6, 576, 579, 604, 613, NV ⁻ , 700.5	N3, 490.7, H4, H3
19	АС484 42.6	Гол.- зел.	C 391 R 391			5	–	3.4	1365	–	569.6, 576, 579, 604, 613, NV ⁻	N3, 490.7, H4, H3, 576
20	АС486 42.0	Гол.	C 45 R 43	135 96	180 139	75 69	1.4 1.1	5.1 4.6	1361 1361	–	544, 551.3, 568, 576, 583, 590.5, 613	N3, 490.7, H4, H3, 576, 700.5
21	АС491 53.1	Гол.	C 210 R 175	703 586	913 761	77 77	1.1 0.8	37.4 36.9	1371 1371	–	563, 576, 588, 613, 700.5, GRI	N3
22	АС631 108.3	Гол.	C 764 R 541	592 600	1356 1141	44 53	0.3 0.4	19.9 19.5	1370 1370	–	NV ⁰ , 588, NV ⁻ , 700.5, GRI	N3, H4, H3, 536, 576, 604, 700.5
23	АС632 98.1	Желт.	C 301 R 267	39 33	340 300	11 11	0.6 0.2	1.9 1.2	1366 1366	–	540.5, 546, 547.5, 548.5, 500.5, 551.3, 554.3, 559.2, 566, 568.8, 574.2, 576.8, 578.8, 587, 590.4, 595.7, 603.8, 604.2, 611.7, 612.5, 616.5, 618.3, 622.5, 628.3, 635.7, 637.3, 638.8, 640.5, 680.5, 681.8, 770.3, 779.5, 800.5	N3, 485, S3, S1, 524.7
24	АС633 120.8	Желт.	C 31 R 22	7 13	38 35	20 37	0.5 0.5	0.3 0.4	1360 1360	–	566, 568.8, NV ⁰ , 581.5, 587, 596	N3, S3, S1
25	АС635 126.7	Желт.	C 14 R 17	9 6	23 23	39 26	0.2 0.2	0.4 0.4	1360 1360	–	551.5, 558.5, 560.5, 566, 568.7, NV ⁰ , 576.9, 580, 580.5, 581.5, 585.2, 588, 589, 590.5, 591.8, 592, 595.3, 595.6, 590.5, 603.8, 604.2, 605.8, 609, 611.6, 612.4, 616.8, 622.5, 625.5, 628.2, 629.5, 632.5, 635.8, NV ⁻ , 638.8, 639.5, 641.5, 642.5, 681.8, 683.8, 700.5, 711.5, 713.5, 726.5, GRI	N3, S1
26	АС638 177.0	Гол.	C 447 R 444	136 161	583 605	27 27	0.1 0.1	7.7 6.9	1365 1365	+	576, 579.2, 588, 595, 602, 609.6, 613, NV ⁻	N3, 423, 490.7, H4, H3, 576
27	АС639 130.0	Зел.	C 39 R 53	3 7	42 60	8 12	– 0.3	0.1 0.1	1370 1370	+	555, 559.5, 566, 569, NV ⁰ , 581.5, 587, 593, 596, 613, 629.5, 632.5, NV ⁻	N3, S3, S1
28	АС643 158.2	Желт.	C 24 R 33	4 12	28 55	13 27	0.3 0.7	– –	– –	–	555, 566, 568.8, NV ⁰ , 577, 578.3, 581.4, 590.5, 592, 595.8, 600 с, 601.5, 604.5, 609.5+610.5	N3, 434, 439.5, 444.5, 451, 455, 459, 460.5, S1
29	АС645 65.2	Желт.	C 38 R 81	16 21	54 102	30 21	– –	0.4 0.2	1361 1361	–	558.5, 566, NV ⁰ , 590.5, 593.0, 612.0 + 617.0, NV ⁻	N3, S1, NV ⁰

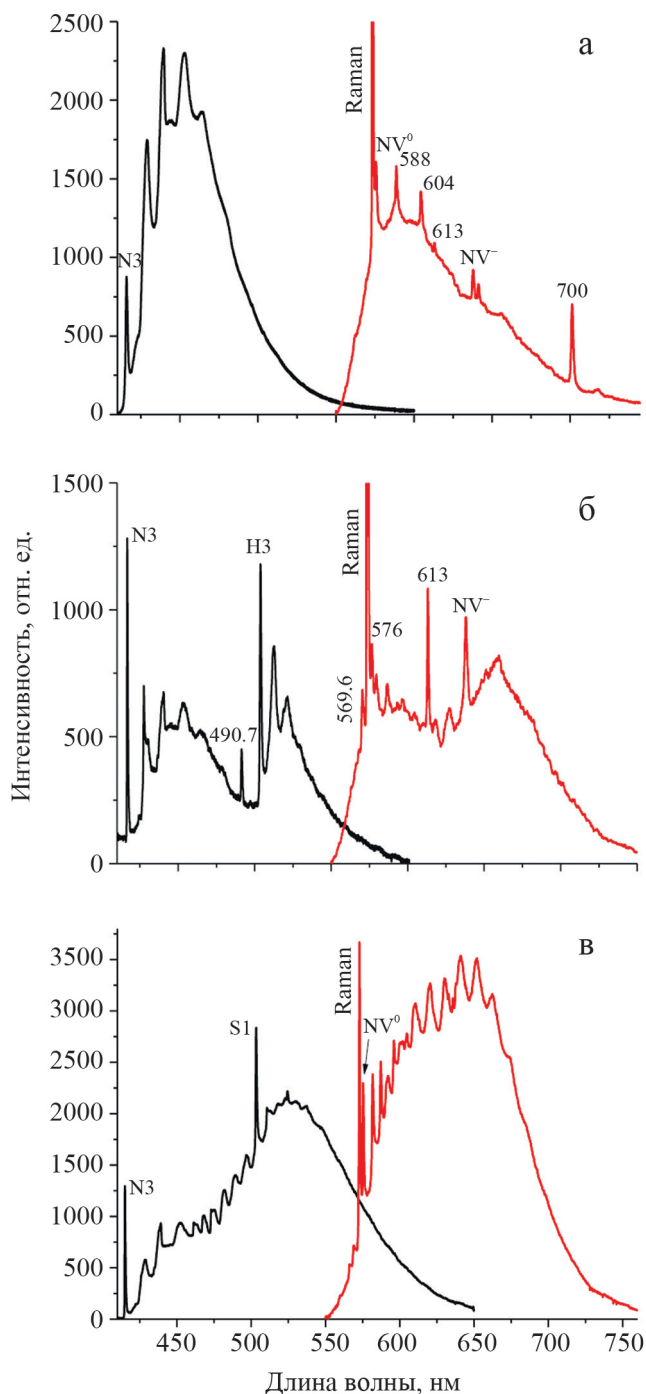


Рис. 3. Спектры фотолюминесценции кристаллов алмаза при температуре 80 К и возбуждении лазером с длиной волны 405 (показаны черным) и 532 нм (показаны красным).

а – AC387 (напряжение на ФЭУ – 1100 В), б – AC433 (напряжение на ФЭУ – 1200 В), в – AC633 (напряжение на ФЭУ – 900 В).

Fig. 3. PL spectrum of diamonds with the 405 (black) and 532 (red) nm laser, $T = 80$ K.

а – AC387 (PMT – 1100 V), б – AC433 (PMT – 1200 V), в – AC633 (PMT – 900 V).

азота или его степени агрегации. Связь между интенсивностью центра 613 нм, центрами 576, 536, 637 нм и дефектом B1, о которой указывается в работе Л.И. Третьяковой, А.М. Люхина (2016), также не была обнаружена. Установлено, что дефекты, ответственные за люминесценцию 613 нм отжигаются при 1700°C (Rakhmanova et al., 2021).

Широко распространенный в облученных образцах азот-вакансионный центр NV^0 (575 нм) и его аналог в отрицательно-заряженном состоянии NV^- (637 нм) с различной интенсивностью наблюдаются в большинстве кристаллов. Одним из центров, характерных для пластически деформированных алмазов, является центр 576 нм. Его интенсивность сильно варьировалась от кристалла к кристаллу. Считается, что центр 576 нм является характерной особенностью необработанных алмазов (Deljanin et al., 2013). Предполагается, что центр может быть образован азотно-вакансионным дефектом со структурой $NV(NV)VN$ в плоскости (110) (Yuryeva et al., 2015, Nadolinny et al., 2020). Также стоит отметить вибронную систему с бесфононной линией 700.5 нм (дефект 700 нм). Пик с максимумом на длине волны 700 нм был задокументирован в кристаллах алмаза из разных месторождений (Iakoubovskii, Adriaenssens, 2001; Gaillou et al., 2010), он сопровождается фонами с энергиями 38 и 63 мэВ. Этот центр отжигается при температуре 2000°C (Hainschwang et al., 2005). Точная структура дефекта не установлена. Некоторые авторы предполагают, что в его образовании участвует никель (Yelisseyev et al., 2002; Tretiakova, 2009), другие считают, что в структуру дефекта входит водород (Emerson, 2009). Центр 604 нм сопровождается 700.5 нм в исследованных нами кристаллах. Эти два дефекта были отнесены к центрам, связанным с Ni, на основе корреляции их интенсивности с интенсивностью никелевых центров S2 и S3 (Боккий и др., 1986). В настоящей работе мы не обнаружили данную закономерность. Исходя из полученных спектроскопических данных, видна зависимость наличия центров 604 и 700.5 нм от содержания водорода в алмазе (см. табл. 1, рис. 3, 4).

Характерным для данной выборки также является центр 588 нм. Центр задокументирован в розовых кристаллах алмаза (Wang et al., 2005), а также в высокоазотых алмазах, подвергнутых облучению с последующим отжигом при температурах до 1000°C. Наличие центра в спектрах ФЛ алмазов можно считать свидетельством многостадийного роста кристаллов (Dobrinets et al., 2013).

Инфракрасная спектроскопия. Методом инфракрасной (ИК) спектроскопии в изученных алмазах был обнаружен азот в форме A (N_2) и B1 (N_4V) центров (Green et al., 2022) и структурная примесь водорода в виде сложных комбинированных N_3HV центров (Goss et al., 2014). Содержание азота в пределах коллекции варьирует в широком

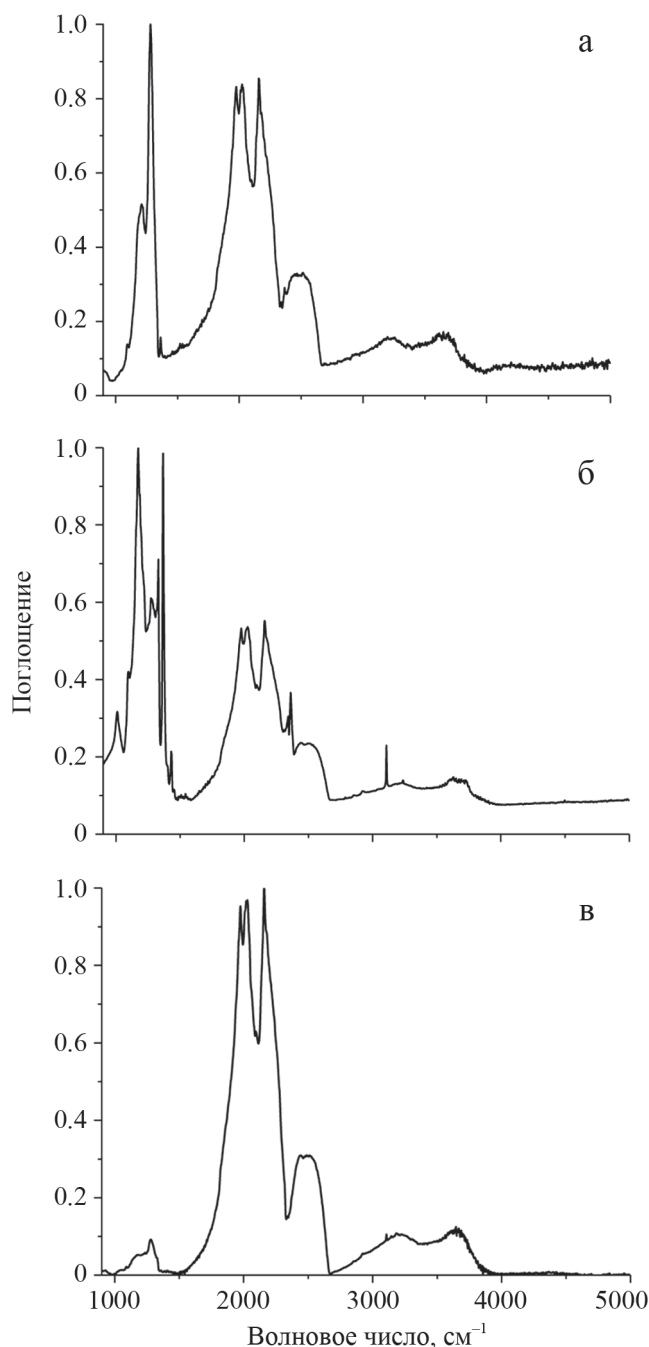


Рис. 4. ИК-спектры различных типов алмазов по содержанию и форме вхождения структурной примеси азота.

а – AC433 (IaA), б – AC 387 (IaB), в – AC635 (IIa).

Fig. 4. IR spectra of various types of diamonds according to the content and form of occurrence of a structural nitrogen impurity.

а – AC433 (IaA), б – AC 387 (IaB), в – AC635 (IIa).

интервале от 23 до 2189 ppm. Средняя величина общей концентрации примесного азота оценивается в 430 ppm. Из 29 изученных кристаллов только че-

тыре можно отнести к малоазотным (общее содержание азота менее 50 ppm). Анализ соотношения концентрации азота во внутренних и периферийных частях кристаллов показывает, что содержание азота в большинстве алмазов варьирует незначительно (например, AC441, AC462) или остается без изменений (например, AC381, AC405). В некоторых кристаллах отмечено повышение концентрации азота от центра к краю (например, AC412, AC645). Изученные алмазы характеризуются относительно однородным распределением степени агрегации азотных дефектов. Преобладают кристаллы смешанного спектрального IaAB типа с различной концентрацией азота в A- и B- формах (Green et al., 2022). Отмечены также кристаллы типа IaA (AC433), IaB (AC387) и IIa (AC633 и AC635) (см. рис. 4). Степень агрегации варьирует от 2 до 83 в пределах всей коллекции (см. табл. 1). В некоторых кристаллах отмечается как падение (например, AC635, AC420), так и возрастание (например, AC410, AC633) степени агрегации от центра к периферии, но преобладает вторая тенденция, которая не согласуется с представлениями о кинетике азотных центров при мантийном отжиге алмазов (Бескрованов, 2000).

Особенностью ИК-спектров изученных кристаллов является значительное содержание дефектов плейтелетс (B2) (от 0.5 до 36.9 см⁻¹), которые наблюдаются практически во всех образцах. Полоса поглощения, соответствующая плейтелетс, проявляется в области 1360–1370 см⁻¹ (Kiflawi et al., 1998; Speich et al., 2018). Поведение плейтелетс зависит от температуры и времени пребывания в мантийных условиях, отражая сложную историю роста природных алмазов. В работе Л. Спейча с коллегами (Speich et al., 2018) авторы различают регулярные, субрегулярные и нерегулярные алмазы в соответствии с тремя типами поведения плейтелетс относительно центров B1. В большей части алмазов проявляется практически прямая корреляция коэффициента поглощения плейтелетс с общим содержанием структурного азота в форме B1-дефектов (рис. 5а). Согласно Г.С. Вудса (Woods, 1986), такая популяция алмазов относится к регулярному типу кристаллов, в которых образование B1-центров сопровождается формированием планарных плейтелетс дефектов за счет высвобождающегося междоузельного углерода.

Коэффициент поглощения пика 3107 см⁻¹, соответствующего водородсодержащим центрам N₃HV, в изученных алмазах колеблется в пределах 0.1–4.5 см⁻¹. Связь между коэффициентом поглощения водородсодержащих центров и общим содержанием азота в изученной коллекции не обнаружена (см. табл. 1, рис. 5б). Полученный результат может указывать на разные степени обогащения азотом и водородом родительских алмазообразующих сред. В части кристаллов наблюдается серия полос по-

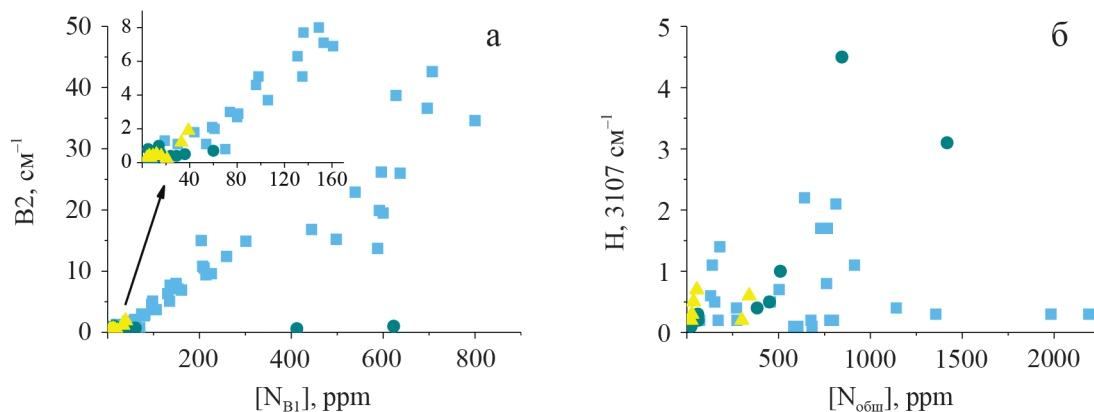


Рис. 5. Характеристики дефектно-примесного состава образцов.

а – соотношение общего содержания азота в форме B1 и коэффициента поглощения B2-центров; б – зависимость коэффициента поглощения водородных дефектов (3107 см^{-1}) от общего содержания азота (A + B1). Показаны данные из разных зон каждого образца. Синий, зеленый и желтый цвета отражают разделение алмазов на группы в соответствии с преобладанием дефектов N3, N3+490.7 и S1 в спектрах люминесценции, соответственно. Каждая точка соответствует измеренному ИК-спектру.

Fig. 5. Characteristics of the defect-impurity composition of the samples.

а – the ratio of the total nitrogen content in the B1 form and the absorption coefficient of B2 centers; б – dependence of the absorption coefficient of hydrogen defects (3107 cm^{-1}) on the total nitrogen content (A + B1). Shown are data from different zones of each sample. Blue, green, and yellow colors reflect the division of diamonds into groups in accordance with the predominance of N3, N3+490.7, and S1 defects in the luminescence spectra, respectively. Each point corresponds to the measured IR spectrum.

глощения с максимумами в области $4000\text{--}4200\text{ см}^{-1}$ (Massi et al., 2005). Эти дефекты были впервые обнаружены в желто-коричневых алмазах с “янтарным” оттенком, и поэтому были названы “янтарными” (amber) дефектами. Было показано И.Е. Рейницом с соавторами (Reinitz et al., 2000), что “янтарные” дефекты разрушаются при высокотемпературном отжиге в условиях, когда основные азотные центры остаются неизменными.

В исследованных нами алмазах установлен широкий диапазон значений суммарной концентрации азота в A- и B-дефектах и степени его агрегации (% B1), что отчетливо проявляется на соответствующей диаграмме (рис. 6). Такая диаграмма обычно используются для оценки времени и температуры пребывания алмазов в мантийных условиях. Нами использован вариант диаграммы У. Тейлора (Taylor et al., 1996) с изотермами, соответствующими пребыванию алмазов в мантии 1 и 3 млрд лет. Полученные данные показывают обособленность кристаллов с различным свечением люминесценции.

Алмазы из россыпей Среднего/Северного Урала можно разделить на три группы: (i) средне и высокоазотные с низкой агрегацией, испытавшие отжиг при модельных температурах $1050\text{--}1225^\circ\text{C}$ (основная масса алмазов $1050\text{--}1125^\circ\text{C}$), с доминирующими дефектами N3 и 490.7 нм в спектрах ФЛ; (ii) средне и высокоазотные с высокой агрегацией и температурами пребывания в мантии $1100\text{--}1260^\circ\text{C}$ с доминирующими дефектами N3 в спектрах ФЛ;

(iii) низкоазотные с низкой агрегацией, претерпевшие отжиг при температурах $1155\text{--}1220^\circ\text{C}$, с доминирующими дефектами S1 в спектрах ФЛ. Две последних группы характеризуются одинаковым интервалом времени и температур пребывания в мантии и отличаются только по спектральным характеристикам. Большая часть алмазов первой группы, вероятно, испытывала отжиг при меньших температурах или образовалась позже алмазов из двух других групп.

Полученные результаты согласуются с общепринятыми представлениями об особенностях дефектообразования в алмазе. Голубое свечение для кристаллов из выборки обусловлено, прежде всего, наличием центра N_3V . Данный дефект появляется как результат агрегационной последовательности примеси азота (по некоторым данным, вследствие разложения B1-центра на N_3V и C (Nadolinny et al., 2009a)) и в нашем случае соответствует алмазам, подвергшимся наиболее высокотемпературному отжигу. С другой стороны, изученные кристаллы (iii) группы, содержащие центр S1, характеризуются низким содержанием и агрегацией азота по сравнению с кристаллами других групп. Этот результат подтверждает гипотезу о вхождении титана, а не кислорода (Nadolinny et al., 2023), в структуру соответствующего дефекта. Известно, что титан является геттером азота (Nadolinny et al., 2009b), при этом низкая агрегация в группе (iii) по сравнению с кристаллами других групп может быть обуслов-

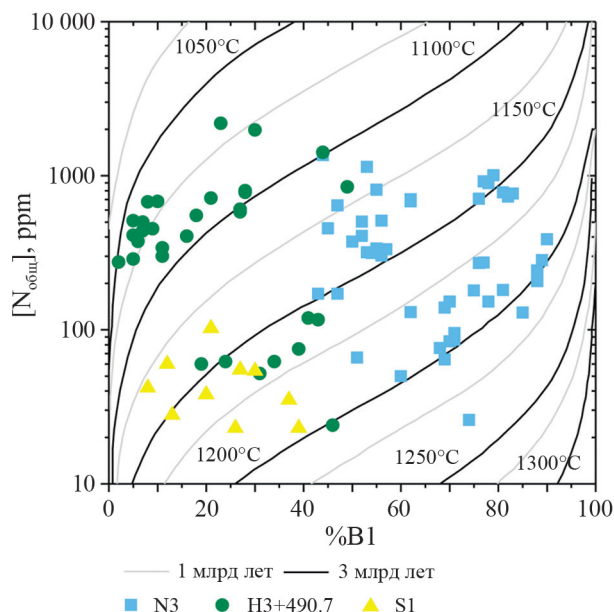


Рис. 6. Результаты определения содержания азота и степени агрегации азотных дефектов для выборки уральских алмазов на диаграмме В. Тейлора (Taylor et al., 1996).

Синий, зеленый и желтый цвета отражают разделение алмазов на группы в соответствии с преобладанием дефектов N3, H3+490.7 и S1 в спектрах люминесценции, соответственно. Каждая точка соответствует измеренному ИК-спектру.

Fig. 6. The results of determining the nitrogen content and the degree of aggregation of nitrogen defects for a sample of Ural diamonds on the W. Taylor diagram (Taylor et al., 1996).

Blue, green, and yellow colors reflect the division of diamonds into groups in accordance with the predominance of N3, H3+490.7, and S1 defects in the luminescence spectra, respectively. Each point corresponds to the measured IR spectrum.

лена более высокой скоростью твердотельной реакции титана и азота. Наконец, следует отметить, что кристаллы алмаза группы (i), в спектрах ФЛ которых доминируют системы N3 и 490.7 нм, имеют более интенсивную коричневую окраску. Система 490.7 нм является характерной для пластически деформированных алмазов и относится, предположительно, к дефектам, связанным с оборванными углеродными связями в ядрах дислокаций (Nadolinny et al., 2009a). Центры N3, по-видимому, образуются в результате присоединения вакансий, порожденных в процессе пластической деформации, к А-центрам. Наблюдаемая взаимосвязь оптической плотности и содержания азота в форме А-центров является интригующей, для ее изучения требуются дальнейшие детальные исследования с привлечением спектроскопии оптического поглощения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методами ФЛ и ИК-спектроскопии проведено исследование дефектно-примесного состава выборки коричневых алмазов из россыпей западного склона Среднего/Северного Урала. Установлено, что хотя общее содержание азота варьируется в широком интервале концентраций от 23 до 2189 ppm, а его агрегация (% B1) изменяется от 2 до 83%, на диаграмме Тейлора все образцы можно разделить на три группы. К группе (i) с зеленой ФЛ, обусловленной дефектами N3 и 490.7 нм, относятся средне- и высокоазотные алмазы с низкой агрегацией, испытавшие отжиг при модельных температурах 1050–1225°C; к группе (ii) с голубой ФЛ и доминирующей системой N3 принадлежат средне- и высокоазотные кристаллы с высокой агрегацией и температурами пребывания в мантии 1100–1260°C; в группу (iii) с желтой ФЛ входят низкоазотные образцы с низкой агрегацией, претерпевшие отжиг при температурах 1155–1220°C, содержащие дефекты S1. Обнаруженная взаимосвязь интенсивности коричневой окраски с наличием центров А, N3 и 490.7 нм дает основание для обсуждения роли азота и возможных форм дефектов, ответственных за соответствующее оптическое поглощение. Таким образом, полученные данные позволяют классифицировать коричневые алмазы из россыпей западного склона Среднего/Северного Урала, образовавшихся при разных температурных условиях по характерным центрам люминесценции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бескрованов В.В. (2000) Онтогенез алмаза. Новосибирск: Наука, 264 с.
- Боккий Г.Б., Безруков Г.Н., Ключев Ю.А. (1986) Природные и синтетические алмазы. М.: Наука, 224 с.
- Орлов Ю.Л. (1984) Минералогия алмаза. Изд. 2-е. М.: Наука, 170 с.
- Третьякова Л.И., Люхин А.М. (2016) Импактно-космогенно-метасоматическое происхождение микроалмазов месторождения Кумды-Коль, Северный Казахстан. *Отчет. геология*, (2), 69-77.
- Byrne K.S., Anstie J.D., Chapman J.G., Luiten A.N. (2012) Optically reversible photochromism in natural pink diamond. *Diam. Relat. Mater.*, **30**, 31-36. <https://doi.org/10.1016/j.diamond.2012.09.005>
- Cartigny P. (2005) Stable isotopes and the Origin of Diamond. *Elements*, **1**(2), 79-84. <https://doi.org/10.2113/gselements.1.2.79>
- Collins A.T., Connor A., Ly C.H., Shareef A., Spear P.M. (2005) High-temperature annealing of optical centers in type-I diamond. *J. Appl. Phys.*, **97**, 083517. <https://doi.org/10.1063/1.1866501>
- Deljanin B., Herzog F., Bieri W., Alessandri M., Günther D., Frick D.A., Cleveland E., Zaitsev A.M., Peretti A. (2013) New generation of synthetic diamonds reaches the market Part B: identification of treated CVD-grown pink dia-

- monds from Orion (PDC). *Contrib. Gemol.*, **14**, 21-40.
- Dobrinets I., Vins V., Zaitsev A. (2013) HPHT-treated diamonds: diamonds forever. *Springer series in materials science*, **181**, 257 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-37490-6>
- Eldridge C., Compston W., Williams I. (1991) Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. *Nature*, **353**, 649-653. <https://doi.org/10.1038/353649a0>
- Emerson E. (2009) Diamond: With hydrogen cloud and etch channels. *Gems & Gemology*, **45**, 209-210.
- Etmimi K.M., Goss J.P., Briddon P.R., Gsiea A.M. (2010) A density functional theory study of models for the N3 and OK1 EPR centres in diamond. *J. Phys.: Condens. Matter.*, **22**(38), 385502. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/22/38/385502>
- Fedortchouk Ya. (2019) A new approach to understanding diamond surface features based on a review of experimental and natural diamond studies. *Earth-Sci. Rev.*, **193**, 45-65. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.02.013>
- Fritsch E. (1998) The nature of color in diamonds. The Nature of Diamonds. Cambridge: Cambridge University Press, 23-47.
- Gaillou E., Post J., Bassim N., Zaitsev A.M., Rose T., Fries M., Stroud R.M., Steele A., Butler J.E. (2010) Spectroscopic and microscopic characterization of color lamellae in natural pink diamonds. *Diam. Relat. Mater.*, **19**, 1207-1220. <https://doi.org/10.1016/j.diamond.2010.06.015>
- Gaillou E., Post J.E., Rose T., Butler J.E. (2012) Cathodoluminescence of Natural, Plastically Deformed Pink Diamonds. *Microsc. Microanal.*, **18**, 1292-1302. <https://doi.org/10.1017/S1431927612013542>
- Green B.L., Collins A.T., Breeding C.M. (2022) Diamond Spectroscopy, Defect Centers, Color, and Treatments. *Rev. Miner. Geochem.*, **88**(1), 637-688. <https://doi.org/10.2138/rmg.2022.88.12>
- Goss J.P., Briddon P.R., Hill V., Jones R., Rayson M.J. (2014) Identification of the structure of the 3107 cm⁻¹ H-related defect in diamond. *J. Phys.: Condens. Matter.*, **26**(14), 145801. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/26/14/145801>
- Hainschwang T. (2003) Classification and Color Origin of Brown Diamonds. *Bachelor's Thesis*. Nantes, Université de Nantes, 91 p.
- Hainschwang T., Simic D., Fritsch E., Deljanin B., Woödring S., DelRe N. (2005) A Gemological Study of a Collection of Chameleon Diamonds. *Gems & Gemology*, **41**(1), 20-34. <https://doi.org/10.5741/gems.41.1.20>
- Hainschwang T., Notari F., Pamies G. (2020) A Defect Study and Classification of Brown Diamonds with Deformation-Related Color. *Minerals*, **10**(10), 903. <https://doi.org/10.3390/min10100903>
- Harris J.W., Hawthorne J.B., Oosterveld M.M. (1979) Regional and local variations in the characteristics of diamonds from some southern African kimberlites. *Proc. Second Int. Kimberlite Conf.*, **1**, 27-41. <https://doi.org/10.29173/ikc967>
- Harris J.W. (1992) Diamond geology. The properties of natural and synthetic diamond. London: Academic Press, 345-393.
- Iakoubovskii K., Adriaenssens G.J. (1999) Photoluminescence in CVD Diamond Films. *J. Phys. Stat. Sol. (a)*, **172**(1), 123-129. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1521-396X\(199903\)172:13.3.CO;2-5](https://doi.org/10.1002/(SICI)1521-396X(199903)172:13.3.CO;2-5)
- Iakoubovskii K., Adriaenssens G.J. (2001) Trapping of vacancies by defects in diamond. *J. Phys.: Condens. Matter.*, **13**, 6015-6018. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/13/26/316>
- Jones R. (2009) Dislocations, vacancies and the brown colour of CVD and natural diamond. *Diam. Relat. Mater.*, **18**, 820-826. <https://doi.org/10.1016/j.diamond.2008.11.027>
- Jones R., Hounsom L.S., Fujita N., Öberg S., Briddon P.R. (2007) Electrical and optical properties of multivacancy centres in diamond. *Phys. Stat. Sol.*, **204**(9), 3059-3064. <https://doi.org/10.1002/pssa.200776311>
- Kiflawi I., Bruley J., Luiten W., van Tendeloo G. (1998) 'Natural' and 'man-made' platelets in type-Ia diamonds. *Phil. Mag.*, **B, 78**, 299-314. <https://doi.org/10.1080/13642819808205733>
- Laidlaw F.H.J., Diggle P.L., Breeze B.G., Dale M.W., Fisher D., Beanland R. (2021) Spatial distribution of defects in a plastically deformed natural brown diamond. *Diam. Relat. Mater.*, **117**, 108465. <https://doi.org/10.1016/j.diamond.2021.108465>
- Massi L., Fritsch E., Collins A.T., Hainschwang T., Notari F. (2005) The "amber centers" find their relation to the brown colour in diamond. *Diam. Relat. Mater.*, **14**, 1623-1629. <https://doi.org/10.1016/j.diamond.2005.05.003>
- Nadolinny V.A., Yelissev A.P. (1994) New Paramagnetic Centres Containing Nickel Ions in Diamond. *Diam. Relat. Mater.*, **3**, 17-21. [https://doi.org/10.1016/0925-9635\(94\)90024-8](https://doi.org/10.1016/0925-9635(94)90024-8)
- Nadolinny V.A., Yurjeva O.P., Pokhilenko N.P. (2009a) EPR and luminescence data on the nitrogen aggregation in diamonds from Snap Lake dyke system. *Lithos*, **112**(2), 865-869. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.045>
- Nadolinny V.A., Yuryeva O.P., Chepurov A.I., Shatsky V.S. (2009b) Titanium Ions in the Diamond. Structure: Model and Experimental Evidence. *Appl. Magn. Res.*, **36**, 109. <https://doi.org/10.1007/s00723-009-0013-7>
- Nadolinny V., Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I., Shatsky V.S., Kupriyanov I.N., Zedgenizov D.A. (2012) Distribution of OK1, N3 and NU1 defects in diamond crystals of different habits. *Europ. J. Mineral.*, **24**(4), 645-650. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2012/0024-2173>
- Nadolinny V.A., Shatsky V.S., Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I., Komarovskikh A.Yu., Kalinin A.A., Palyanov Yu.N. (2020) Formation features of N3V centers in diamonds from the Kholomolokh placer in the Northeast Siberian Craton. *Phys. Chem. Minerals*, **47**, 4. <https://doi.org/10.1007/s00269-019-01070-w>
- Nadolinny V.A., Yurjeva O.P., Rakhmanova M.I., Komarovskikh A.Yu., Shatsky V.S. (2023) Features of the defect-impurity composition of diamonds from the northern Istok and Mayat placers (Yakutia) according to EPR, IR, and luminescence data. *Phys. Chem. Minerals*, **50**(1), 3. <https://doi.org/10.1007/s00269-022-01227-0>
- Newton M.E., Baker J.M. (1989) ¹⁴N ENDOR of the OK1 centre in natural type Ib diamond. *J. Phys.: Condens. Matter.*, **1**, 10549-10560. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/1/51/024>
- Phaal C. (1964) Plastic deformation of diamond. *The Philosophical Magazine: A Journal of Theoretical Experimental and Applied Physics*, **10**(107), 887-891. <https://doi.org/10.1080/14786436408225392>
- Rakhmanova M.I., Komarovskikh A.Yu., Palyanov Y.N., Kalinin A.A., Yuryeva O.P., Nadolinny V.A. (2021) Diamonds from the Mir Pipe (Yakutia): Spectroscopic Fea-

- tures and Annealing Studies. *Crystals*, **11**, 366. <https://doi.org/10.3390/cryst11040366>
- Rakhmanova M.I., Komarovskikh A.Yu., Ragozin A.L., Yuryeva O.P., Nadolinny V.A. (2022) Spectroscopic features of electron irradiated diamond crystals from Mir kimberlite pipe, Yakutia. *Diam. Relat. Mater.*, **126**, 109057. <https://doi.org/10.1016/j.diamond.2022.109057>
- Reinitz I.E., Buerki P.R., Shigley J.E., McClure S.F., Moses T.M. (2000) Identification of heat-treated yellow to green diamond. *Gems & Gemology*, **36**, 128-137. <https://doi.org/10.5741/GEMS.36.2.128>
- Shcherbakova M.Ya., Sobolev E.V., Nadolinny V.A., Aksenov V.K. (1975) Defects in plastically-deformed diamonds, as indicated by optical and EPR spectra. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **225**, 566-568.
- Shigley J.E., Chapman J., Ellison R.K. (2001) Discovery and mining of the Argyle diamond deposit, Australia. *Gems & Gemology*, **37**(1), 26-41. <https://doi.org/10.5741/GEMS.37.1.26>
- Shigley J.E., Fritsch E. (1993) A notable red-brown diamond. *J. Gemm.*, **23**, 259-266.
- Skuzovatov S.Yu., Zedgenizov D.A., Rakevich A.L., Shatsky V.S., Martynovich E.F. (2015) Multiple growth events in diamonds with cloudy microinclusions from the Mir kimberlite pipe: evidence from the systematics of optically active defects. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(1-2), 330-343. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.01.024>
- Smith C.P., Bosshart G., Ponahlo J., Hammer V.M.F., Klapper H., Schmetzer K. (2000) GE POL diamonds: before and after. *Gems & Gemology*, **36**(3), 192-215. <https://doi.org/10.5741/GEMS.36.3.192>
- Speich L., Kohn S.C., Bulanov G.P., Smith C.B. (2018) The behaviour of platelets in natural diamonds and the development of a new mantle thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **173**(5), 39. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1463-4>
- Taylor W.R., Canil D., Milledge J. (1996) Kinetics of Ib to IaA Nitrogen Aggregation in Diamond. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**, 4725-4733. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00302-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00302-X)
- Titkov S.V., Shigley J.E., Breeding C.M., Mineeva R.M., Zudin N.G., Sergeev A.M. (2008) Natural color purple diamonds from Siberia. *Gems & Gemology*, **44**(1), 56-64. <https://doi.org/10.5741/GEMS.44.1.56>
- Tretiakova L. (2009) Spectroscopic Methods for the Identification of Natural Yellow Gem-Quality Diamonds. *Europ. J. Mineral.*, **21**, 43-50. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1885>
- Van Royen J., Pal'yanov Yu.N. (2002) High-pressure-high-temperature treatment of natural diamonds. *J. Phys.: Condens. Matter*, **14**, 44. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/14/44/408>
- Wang W., Smith C.P., Hall M.S., Breeding C.M., Moses T.M. (2005) Treated-Color Pink-To-Red Diamonds from Lucent Diamonds Inc. *Gems & Gemology*, **41**, 1. <https://doi.org/10.5741/GEMS.41.1.6>
- Woods G.S. (1986) Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds. *Proc. R. Soc. A*, **407**(1832), 219-238. <https://doi.org/10.1098/rspa.1986.0094>
- Yang Z., Liang R., Zeng X., Peng M. (2012) A microscopy and FTIR and PL spectra study of polycrystalline diamonds from Mengyin kimberlite pipes, ISRN Spectrosc. <https://doi.org/10.5402/2012/871824>
- Yelissev A., Babich Y., Nadolinny V., Fisher D., Feigelson B. (2002) Spectroscopic study of HPHT synthetic diamonds as grown at 1500°C. *Diam. Relat. Mater.*, **11**, 22. [https://doi.org/10.1016/S0925-9635\(01\)00526-X](https://doi.org/10.1016/S0925-9635(01)00526-X)
- Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I., Nadolinny V.A., Zedgenizov D.A., Shatsky V.S., Kagi H., Komarovskikh A.Y. (2015) The characteristic photoluminescence and EPR features of superdeep diamonds (São-Luis, Brazil). *Phys. Chem. Minerals*, **42**(9), 707-722. <https://doi.org/10.1007/s00269-015-0756-7>
- Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I., Zedgenizov D.A. (2017) Nature of type IaB diamonds from the Mir kimberlite pipe (Yakutia): evidence from spectroscopic observation. *Phys. Chem. Minerals*, **44**(9), 655-667. <https://doi.org/10.1007/s00269-017-0890-5>
- Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I., Zedgenizov D.A., Kalina V.V. (2020) Spectroscopic evidence of the origin of brown and pink diamonds family from Internatsionalnaya kimberlite pipe (Siberian craton). *Phys. Chem. Minerals*, **47**(4), 20. <https://doi.org/10.1007/s00269-020-01088-5>
- Zaitsev A.M. (2001) Optical properties of diamond: a data handbook. Berlin, Springer, 502 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-04548-0>

REFERENCES

- Bescrovanov V.V. (2000) Diamond ontogeny. Novosibirsk, Nauka Publ., 264 p. (In Russ.)
- Bokiy G. B. (1986) Natural and synthetic diamonds (Eds G.B. Bokiy, G.N. Bezrukov, Yu.A. Klyuyev et al.). Moscow, Nauka Publ., 221 p. (In Russ.)
- Byrne K.S., Anstie J.D., Chapman J.G., Luiten A.N. (2012) Optically reversible photochromism in natural pink diamond. *Diam. Relat. Mater.*, **30**, 31-36. <https://doi.org/10.1016/j.diamond.2012.09.005>
- Cartigny P. (2005) Stable isotopes and the Origin of Diamond. *Elements*, **1**(2), 79-84. <https://doi.org/10.2113/gselements.1.2.79>
- Collins A.T., Connor A., Ly C.H., Shareef A., Spear P.M. (2005) High-temperature annealing of optical centers in type-I diamond. *J. Appl. Phys.*, **97**, 083517. <https://doi.org/10.1063/1.1866501>
- Deljanin B., Herzog F., Bieri W., Alessandri M., Günther D., Frick D.A., Cleveland E., Zaitsev A.M., Peretti A. (2013) New generation of synthetic diamonds reaches the market Part B: identification of treated CVD-grown pink diamonds from Orion (PDC). *Contrib. Gemol.*, **14**, 21-40.
- Dobrinets I., Vins V., Zaitsev A. (2013) HPHT-treated diamonds: diamonds forever. *Springer series in materials science*, **181**, 257 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-37490-6>
- Eldridge C., Compston W., Williams I. (1991) Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. *Nature*, **353**, 649-653. <https://doi.org/10.1038/353649a0>
- Emerson E. (2009) Diamond: With hydrogen cloud and etch channels. *Gems & Gemology*, **45**, 209-210.
- Etmimi K.M., Goss J.P., Briddon P.R., Gsiea A.M. (2010) A density functional theory study of models for the N3 and OK1 EPR centres in diamond. *J. Phys.: Condens. Matter*, **22**(38), 385502. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/22/38/385502>
- Fedortchouk Ya. (2019) A new approach to understanding

- diamond surface features based on a review of experimental and natural diamond studies. *Earth-Sci. Rev.*, **193**, 45-65. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.02.013>
- Fritsch E. (1998) The nature of color in diamonds. The Nature of Diamonds. Cambridge: Cambridge University Press, 23-47.
- Gaillou E., Post J., Bassim N., Zaitsev A.M., Rose T., Fries M., Stroud R.M., Steele A., Butler J.E. (2010) Spectroscopic and microscopic characterization of color lamellae in natural pink diamonds. *Diam. Relat. Mater.*, **19**, 1207-1220. <https://doi.org/10.1016/j.diamond.2010.06.015>
- Gaillou E., Post J.E., Rose T., Butler J.E. (2012) Cathodoluminescence of Natural, Plastically Deformed Pink Diamonds. *Microsc. Microanal.*, **18**, 1292-1302. <https://doi.org/10.1017/S1431927612013542>
- Green B.L., Collins A.T., Breeding C.M. (2022) Diamond Spectroscopy, Defect Centers, Color, and Treatments. *Rev. Mineral. Geochem.*, **88**(1), 637-688. <https://doi.org/10.2138/rmg.2022.88.12>
- Goss J.P., Briddon P.R., Hill V., Jones R., Rayson M.J. (2014) Identification of the structure of the 3107 cm⁻¹ H-related defect in diamond. *J. Phys.: Condens. Matter.*, **26**(14), 145801. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/26/14/145801>
- Hainschwang T. (2003) Classification and Color Origin of Brown Diamonds. *Bachelor's Thesis*. Nantes, Université de Nantes, 91 p.
- Hainschwang T., Notari F., Pamies G. (2020) A Defect Study and Classification of Brown Diamonds with Deformation-Related Color. *Minerals*, **10**(10), 903. <https://doi.org/10.3390/min10100903>
- Hainschwang T., Simic D., Fritsch E., Deljanin B., Woodring S., DelRe N. (2005) A Gemological Study of a Collection of Chameleon Diamonds. *Gems & Gemology*, **41**(1), 20-34. <https://doi.org/10.5741/gems.41.1.20>
- Harris J.W. (1992) Diamond geology. The properties of natural and synthetic diamond. London: Academic Press, 345-393.
- Harris J.W., Hawthorne J.B., Oosterveld M.M. (1979) Regional and local variations in the characteristics of diamonds from some southern African kimberlites. *Proc. Second Int. Kimberlite Conf.*, **1**, 27-41. <https://doi.org/10.29173/ikc967>
- Iakoubovskii K., Adriaenssens G.J. (1999) Photoluminescence in CVD Diamond Films. *J. Phys. Stat. Sol. (a)*, **172**(1), 123-129. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1521-396X\(199903\)172:13.3.CO;2-5](https://doi.org/10.1002/(SICI)1521-396X(199903)172:13.3.CO;2-5)
- Iakoubovskii K., Adriaenssens G.J. (2001) Trapping of vacancies by defects in diamond. *J. Phys.: Condens. Matter.*, **13**, 6015-6018. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/13/26/316>
- Jones R. (2009) Dislocations, vacancies and the brown colour of CVD and natural diamond. *Diam. Relat. Mater.*, **18**, 820-826. <https://doi.org/10.1016/j.diamond.2008.11.027>
- Jones R., Hounscome L.S., Fujita N., Öberg S., Briddon P.R. (2007) Electrical and optical properties of multivacancy centres in diamond. *Phys. Stat. Sol.*, **204**(9), 3059-3064. <https://doi.org/10.1002/pssa.200776311>
- Kiflawi I., Bruley J., Luiten W., van Tendeloo G. (1998) 'Natural' and 'man-made' platelets in type-Ia diamonds. *Phil. Mag.*, **B, 78**, 299-314. <https://doi.org/10.1080/13642819808205733>
- Laidlaw F.H.J., Diggle P.L., Breeze B.G., Dale M.W., Fisher D., Beanland R. (2021) Spatial distribution of defects in a plastically deformed natural brown diamond. *Diam. Relat. Mater.*, **117**, 108465. <https://doi.org/10.1016/j.diamond.2021.108465>
- Massi L., Fritsch E., Collins A.T., Hainschwang T., Notari F. (2005) The "amber centers" find their relation to the brown colour in diamond. *Diam. Relat. Mater.*, **14**, 1623-1629. <https://doi.org/10.1016/j.diamond.2005.05.003>
- Nadolinny V.A., Yelisseyev A.P. (1994) New Paramagnetic Centres Containing Nickel Ions in Diamond. *Diam. Relat. Mater.*, **3**, 17-21. [https://doi.org/10.1016/0925-9635\(94\)90024-8](https://doi.org/10.1016/0925-9635(94)90024-8)
- Nadolinny V.A., Yurjeva O.P., Pokhilenko N.P. (2009a) EPR and luminescence data on the nitrogen aggregation in diamonds from Snap Lake dyke system. *Lithos*, **112**(2), 865-869. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.045>
- Nadolinny V.A., Yuryeva O.P., Chepurov A.I., Shatsky V.S. (2009b) Titanium Ions in the Diamond. Structure: Model and Experimental Evidence. *Appl. Magn. Res.*, **36**, 109. <https://doi.org/10.1007/s00723-009-0013-7>
- Nadolinny V., Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I., Shatsky V.S., Kupriyanov I.N., Zedgenizov D.A. (2012) Distribution of OK1, N3 and NU1 defects in diamond crystals of different habits. *Europ. J. Mineral.*, **24**(4), 645-650. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2012/0024-2173>
- Nadolinny V.A., Shatsky V.S., Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I., Komarovskikh A.Yu., Kalinin A.A., Palyanov Yu.N. (2020) Formation features of N3V centers in diamonds from the Kholomolokh placer in the Northeast Siberian Craton. *Phys. Chem. Minerals*, **47**, 4. <https://doi.org/10.1007/s00269-019-01070-w>
- Nadolinny V.A., Yurjeva O.P., Rakhmanova M.I., Komarovskikh A.Yu., Shatsky V.S. (2023) Features of the defect-impurity composition of diamonds from the northern Istok and Mayat placers (Yakutia) according to EPR, IR, and luminescence data. *Phys. Chem. Minerals*, **50**(1), 3. <https://doi.org/10.1007/s00269-022-01227-0>
- Newton M.E., Baker J.M. (1989) ¹⁴N ENDOR of the OK1 centre in natural type Ib diamond. *J. Phys.: Condens. Matter.*, **1**, 10549-10560. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/1/51/024>
- Orlov Yu.L. (1984) The ontogeny of diamond. Moscow, Nauka Publ., 170 p. (In Russ.)
- Phaal C. (1964) Plastic deformation of diamond. *The Philosophical Magazine: A Journal of Theoretical Experimental and Applied Physics*, **10**(107), 887-891. <https://doi.org/10.1080/14786436408225392>
- Rakhmanova M.I., Komarovskikh A.Yu., Palyanov Y.N., Kalinin A.A., Yuryeva O.P., Nadolinny V.A. (2021) Diamonds from the Mir Pipe (Yakutia): Spectroscopic Features and Annealing Studies. *Crystals*, **11**, 366. <https://doi.org/10.3390/cryst11040366>
- Rakhmanova M.I., Komarovskikh A.Yu., Ragozin A.L., Yuryeva O.P., Nadolinny V.A. (2022) Spectroscopic features of electron irradiated diamond crystals from Mir kimberlite pipe, Yakutia. *Diam. Relat. Mater.*, **126**, 109057. <https://doi.org/10.1016/j.diamond.2022.109057>
- Reinitz I.E., Buerki P.R., Shigley J.E., McClure S.F., Moses T.M. (2000) Identification of heat-treated yellow to green diamond. *Gems & Gemology*, **36**, 128-137. <https://doi.org/10.5741/GEMS.36.2.128>
- Shcherbakova M.Ya., Sobolev E.V., Nadolinny V.A., Ak-senov V.K. (1975) Defects in plastically-deformed diamonds, as indicated by optical and EPR spectra. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **225**, 566-568.

- Shigley J.E., Chapman J., Ellison R.K. (2001) Discovery and mining of the Argyle diamond deposit, Australia. *Gems & Gemology*, **37**(1), 26-41. <https://doi.org/10.5741/GEMS.37.1.26>
- Shigley J.E., Fritsch E. (1993) A notable red-brown diamond. *J. Gemm.*, **23**, 259-266.
- Skuzovatov S.Y., Zedgenizov D.A., Rakevich A.L., Shatsky V.S., Martynovich E.F. (2015) Multiple growth events in diamonds with cloudy microinclusions from the Mir kimberlite pipe: evidence from the systematics of optically active defects. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(1-2), 330-343. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.01.024>
- Smith C.P., Bosshart G., Ponahlo J., Hammer V.M.F., Klapper H., Schmetzer K. (2000) GE POL diamonds: before and after. *Gems & Gemology*, **36**(3), 192-215. <https://doi.org/10.5741/GEMS.36.3.192>
- Speich L., Kohn S.C., Bulanova G.P., Smith C.B. (2018) The behaviour of platelets in natural diamonds and the development of a new mantle thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **173**(5), 39. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1463-4>
- Taylor W.R., Canil D., Milledge J. (1996) Kinetics of Ib to IaA Nitrogen Aggregation in Diamond. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**, 4725-4733. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00302-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00302-X)
- Titkov S.V., Shigley J.E., Breeding C.M., Mineeva R.M., Zudin N.G., Sergeev A.M. (2008) Natural color purple diamonds from Siberia. *Gems & Gemology*, **44**(1), 56-64. <https://doi.org/10.5741/GEMS.44.1.56>
- Tretiakova L. (2009) Spectroscopic Methods for the Identification of Natural Yellow Gem-Quality Diamonds. *Europ. J. Mineral.*, **21**, 43-50. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1885>
- Tretiakova L.I., Lyukhin A.M. (2016) Impact-cosmogenic-metasomatic generation of microdiamonds from Kumdy-Kol' deposit (Northern Kazakhstan). *Native Geol.*, (2), 69-77. (In Russ.)
- Van Royen J., Pal'yanov Yu.N. (2002) High-pressure-high-temperature treatment of natural diamonds. *J. Phys.: Condens. Matter.*, **14**, 44. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/14/44/408>
- Wang W., Smith C.P., Hall M.S., Breeding C.M., Moses T.M. (2005) Treated-Color Pink-To-Red Diamonds from Lucent Diamonds Inc. *Gems & Gemology*, **41**, 1. <https://doi.org/10.5741/GEMS.41.1.6>
- Woods G.S. (1986) Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds. *Proc. R. Soc. A*, **407**(1832), 219-238. <https://doi.org/10.1098/rspa.1986.0094>
- Yang Z., Liang R., Zeng X., Peng M. (2012) A microscopy and FTIR and PL spectra study of polycrystalline diamonds from Mengyin kimberlite pipes, ISRN Spectrosc. <https://doi.org/10.5402/2012/871824>
- Yelisseyev A., Babich Y., Nadolinny V., Fisher D., Feigelson B. (2002) Spectroscopic study of HPHT synthetic diamonds as grown at 1500°C. *Diam. Relat. Mater.*, **11**, 22. [https://doi.org/10.1016/S0925-9635\(01\)00526-X](https://doi.org/10.1016/S0925-9635(01)00526-X)
- Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I., Nadolinny V.A., Zedgenizov D.A., Shatsky V.S., Kagi H., Komarovskikh A.Y. (2015) The characteristic photoluminescence and EPR features of superdeep diamonds (São-Luis, Brazil). *Phys. Chem. Minerals*, **42**(9), 707-722. <https://doi.org/10.1007/s00269-015-0756-7>
- Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I., Zedgenizov D.A. (2017) Nature of type IaB diamonds from the Mir kimberlite pipe (Yakutia): evidence from spectroscopic observation. *Phys. Chem. Minerals*, **44**(9), 655-667. <https://doi.org/10.1007/s00269-017-0890-5>
- Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I., Zedgenizov D.A., Kalinina V.V. (2020) Spectroscopic evidence of the origin of brown and pink diamonds family from Internatsionalnaya kimberlite pipe (Siberian craton). *Phys. Chem. Minerals*, **47**(4), 20. <https://doi.org/10.1007/s00269-020-01088-5>
- Zaitsev A.M. (2001) Optical properties of diamond: a data handbook. Berlin, Springer, 502 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-04548-0>

Морфология трапповых силлов вблизи кимберлитов

М. Д. Томшин, С. С. Гоголева

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677000, Республика Саха (Якутия), г. Якутск, пр-т Ленина, 39, e-mail: gogoleva_ss@mail.ru

Поступила в редакцию 31.03.2023 г., принята к печати 12.04.2023 г.

Объект исследования. Трапповые силлы Далдыно-Алакитского алмазоносного района Западной Якутии. **Цель.** Установить причину влияния вмещающих кимберлитовых диатрем осадочных пород на характер внедрения базитовой магмы, формирующей трапповые силлы и возможность использования морфологии силлов в качестве одного из поисковых признаков на кимберлиты. **Материалы и методы.** Изучены разрезы трапповых силлов вблизи кимберлитов, их строение, петрографический и петрохимический состав долеритов, выполняющих силлы. **Результаты.** Показано, что при формировании кимберлитовых диатрем, сопровождаемых пульсационными, смещающимися вверх взрывами, происходит существенное уплотнение вмещающих кимберлиты осадочных пород, в которых возникают поля термоупругих напряжений. В результате вблизи кимберлитов появляются зоны, труднопроницаемые для относительно вязких, обогащенных протокристаллами базитовых магм. При внедрении таких магм последние перед кимберлитами образуют торообразные валы с резко возрастающей в интрузивах мощностью. Иногда магма, обтекая кимберлиты, создает “безтрапповые окна”, иногда расщепляется на маломощные “язычки”. Довольно часто перед кимберлитами силлы сминаются, приобретают волнообразную форму. Сделан вывод о том, что все перечисленные морфологические особенности траппов возникают во время внедрения магмы, что дает основание использовать их как один из косвенных методов поиска кимберлитов, особенно при площадном разбуривании перекрытых сплошными трапповыми полями территорий, проводимом АК “АЛРОСА” (ПАО) в Западной Якутии.

Ключевые слова: Далдыно-Алакитский алмазоносный район, траппы, кимберлиты, диатремы

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2019-0003

Morphology of trap sills near kimberlites

Mikhail D. Tomshin, Sargylana S. Gogoleva

Institute of Diamond and Precious Metals Geology, SB RAS, 39 Lenin av., Yakutsk 677000, Sakha Republic, Russia, e-mail: gogoleva_ss@mail.ru

Received 31.03.2023, accepted 12.04.2023

Research subject. Trap sills of the Daldin-Alakit diamond-bearing region of western Yakutia. **Aim.** To establish the reason for the influence of sedimentary rocks containing kimberlite diatremes on the introduction of basite magma that forms trap sills and the possibility of using the morphology of sills as a search signs for kimberlites. **Materials and methods.** Sections of trap sills near kimberlites, their structure, petrographic and petrochemical composition of dolerites performing sills were studied. **Results.** During the formation of kimberlite diatremes, accompanied by pulsating explosions shifting to the top, a significant compaction of the sedimentary rocks containing kimberlites occurs, associated with thermoelastic stress fields. This process leads to the formation of zones near kimberlites, which are difficult to penetrate for relatively viscous, proto-crystalline-enriched basite magmas. When such magmas are introduced, the latter before kimberlites form torus-shaped shafts with a sharply increasing power in intrusions. Sometimes magma, flowing around kimberlites, creates “trappless windows”, occasionally splitting into low-power “tongues”. Quite frequently, before kimberlites, sills crumple, acquiring a wave-like shape. **Conclusion.** All the listed morphological features of traps arise during the introduction of magma, thus providing an indirect method of searching for kimberlites, particularly during the areal drilling of territories covered by continuous trap fields conducted by ALROSA in Western Yakutia.

Keywords: Daldyn-Alakit diamond-bearing region, traps, kimberlites, diatremes

Funding information

This study was carried out within the framework of the state assignment to the DPMGI SB RAS No. 0381-2019-0003

Для цитирования: Томшин М.Д., Гоголева С.С. (2023) Морфология трапповых силлов вблизи кимберлитов. *Литосфера*, **23**(4), 579–588. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-579-588>

For citation: Tomshin M.D., Gogoleva S.S. (2023) Morphology of trap sills near kimberlites. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 579–588. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-579-588>

траппы района ранее были разделены на три группы (Томшин и др., 2005; Копылова, Томшин, 2011), на три петрохимических типа. Эти три группы сопоставимы с тремя фазами внедрения базитового расплава (Томшин и др., 2021).

Тектономагматическая деятельность в поздней перми началась с внедрения в осадочные породы нижнего и верхнего палеозоя многоступенчатых трапповых интрузий, что привело к формированию силлов базитов первого петрохимического типа. Данные интрузивные тела установлены на различных глубинах, но в основном они бронируют примерно треть водоразделов территории. Многоярусные гипабиссальные интрузии распространяются на многие десятки, а в восточном направлении – на сотни километров от магмоподводящих зон, входящих в Вилюйско-Котуйскую систему глубинных разломов (Горнштейн и др., 1976) (см. рис. 1). Вблизи последних мощность интрузивов достигает 400 м, постепенно уменьшаясь к фланговым частям залежей до 30–25 м. Так, например, Ыгыаттинский интрузив (Олейников и др., 1973), по данным бурения и коренным обнажениям, прослежен на 180–190 км в северо-восточном направлении от Ахтарандинского глубинного разлома, входящего в Вилюйско-Котуйскую систему. Он изменяет свою мощность от 157 м (на западе) до 30 м (на востоке). Строение интрузивов в целом относительно однообразно. Они сложены в основном мелко- и среднезернистыми долеритами и габбро-долеритами, реже отмечаются шпильеры феррогаббро и габбро-пегматитов.

Петрографическая и петрохимическая характеристика магматитов достаточно подробно приведена ранее во многих публикациях (Олейников и др., 1973; Макаров, 1986; Томшин и др., 2001; Томшин и др., 2005; Копылова, Томшин, 2011; Коробков и др., 2013; и др.). Здесь же подчеркнем, что по химическому составу долериты интрузивов отвечают среднему составу траппов, по (Кутолин, 1972), и относятся к умереннотитанистым разновидностям (табл. 1).

Интрузивные тела второй фазы внедрения (II петрохимический тип) занимают разное гипсометрическое положение. В одних случаях они внедряются в верхнепалеозойские терригенные осадки, в других – заполняют межформационное пространство между подошвой верхнепалеозойских и кровлей нижнепалеозойских отложений (Томшин и др., 2001). В основном же они залегают под интрузивами II петрохимического типа и лишь на флангах трапповых полей прорывают их, переходя на более высокий гипсометрический уровень. Преимущественно это монотонные пластовые залежи, вещество которых несет четкие следы докамерной кристаллизации расплава в виде протокристаллов основных порообразующих минералов. За счет гломеропорфировых скоплений, прежде всего пла-

Таблица 1. Средний состав траппов восточной части Тунгусской синеклизы по петрохимическим типам, об. %

Table 1. Average composition of traps in the eastern part of the Tunguska syncline by petrochemical types, vol. %

Компонент	Петрохимические типы		
	I	II	III
SiO ₂	48.82	49.38	47.87
TiO ₂	1.46	1.02	1.95
Al ₂ O ₃	15.04	15.00	14.77
Fe ₂ O ₃	3.89	3.16	4.27
FeO	8.79	7.97	9.76
MnO	0.19	0.17	0.20
MgO	6.89	7.97	6.33
CaO	10.29	11.53	10.17
Na ₂ O	2.40	2.01	2.46
K ₂ O	0.47	0.40	0.61
P ₂ O ₅	0.15	0.11	0.21
H ₂ O	1.45	1.27	1.41
CO ₂	0.15	0.08	0.12
S	0.03	0.03	0.03
F	0.03	0.04	0.03
Сумма	99.68	99.83	99.84
Кол-во анализов	128	123	88

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГАБМ СО РАН, г. Якутск.

Note. The analyses were performed in the chemical analytical laboratory of DPMGI SB RAS, Yakutsk.

гиоклаза, долериты приобретают порфировый облик. В петрохимическом плане они относятся к низкотитанистым разновидностям (см. табл. 1).

Интрузивы третьей группы менее распространены, имеют незначительную мощность и протяженность. Они занимают разное гипсометрическое положение и нередко прорывают тела первых двух групп внедрения. Долериты этой группы отличаются хорошей раскристаллизацией, крупнозернистым сложением и трахитоидным типом текстуры, обусловленной плоскопараллельным расположением кристаллов плагиоклаза. В петрохимическом плане долериты интрузивов резко выделяются высоким содержанием титана (до 2 об. % TiO₂).

Поведение траппов вблизи кимберлитов

Разделение исследованных траппов по составу на петротипы показало, что поведение интрузий вблизи кимберлитов зависит прежде всего от их внутреннего строения и состава. Интрузивы I петрохимического типа практически не реагируют на кимберлиты и вмещающие их породы. Известны случаи, когда силлы траппов срезают часть диатрем и сдвигают срезанную верхнюю часть в сто-

рону от основного тела, как у трубок Подтрапповая и Алакитская с их отторженцами (Структурная, Юбилейная и др.) (рис. 2) Силлы этой группы могут полностью перекрывать диатремы и как бы “запечатывать” их (трубки Чукука, им. Соболева (рис. 3), Подтрапповая, Салют, Сатыканская, 30 лет Айхала и мн. др.).

В данном случае кимберлиты не имеют выхода на поверхность и трудны для выявления. Именно здесь в траппах над кимберлитами иногда появляются безтрапповые “окна”. Наиболее чутко реагируют на кимберлиты и околотрубочные вмещающие породы траппы II петрохимического типа. Данные интрузивы выполнены менее подвижной, относительно более вязкой магмой, прошедшей глубинную стадию раскристаллизации, о чем в долеритах свидетельствуют протокристаллы основных пороодообразующих минералов, прежде всего плагиоклаза. Внедряясь, подобные магмы вблизи кимберлитов как бы упираются в менее проницаемые породы. На фронте внедрения происходит резкое, иногда двух-, трехкратное, увеличение мощ-

ности силлов, часто сопровождаемое образованием перед диатремами торообразного вала, тупо выклинивающегося в сторону кимберлитов (Жабин, Сурина, 1970; Никулин и др., 2001; Коробков и др., 2013). Внутри подковообразного вала траппы, как правило, отсутствуют (трубки Восток, Кыллахская (рис. 4), Кисмет, Кира, Молодость и др.). Формируя вал, внедряющийся магматический клин может расщепляться (трубки Юбилейная и Восток (см. рис. 4, 5)). При этом отдельные порции магмы могут выходить на поверхность, образуя маломощные лавотоки, сопровождаемые эруптивной деятельностью и формированием насыпных туфов. Последние могут покрывать более широкое пространство, в том числе перекрывать кимберлиты трубки Кисмет, Заря (рис. 6) Кыллахская и др.

Так же активно реагируют на кимберлиты и околотрубочные вмещающие породы трапповые интрузивы, выполненные базальтовой магмой, отвечающие III петротипу (третья фаза внедрения). Установлено их динамическое воздействие на окружающие породы, в том числе и за счет относительно по-

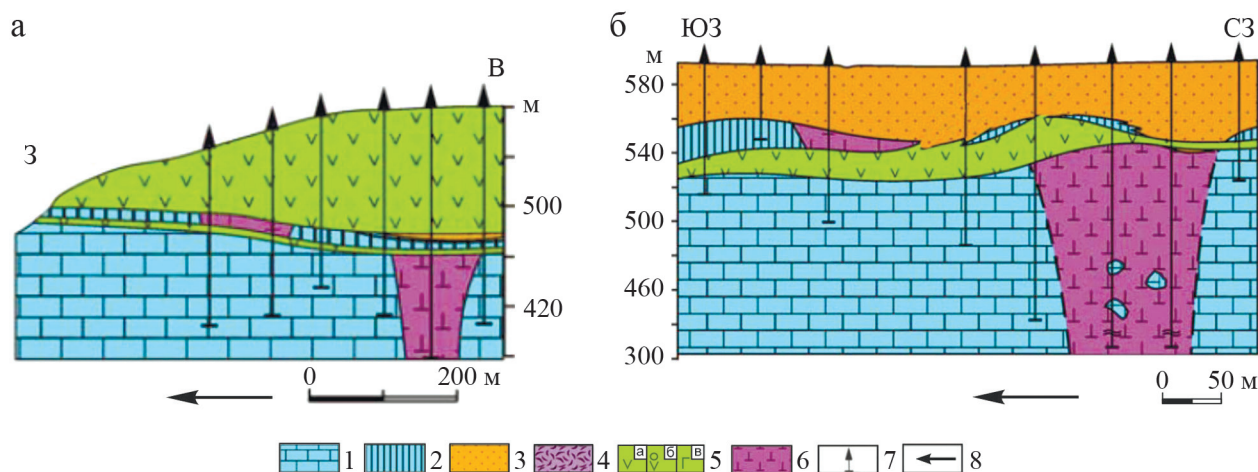


Рис. 2. Схематический разрез трубок Подтрапповая (а) и Алакитская (б) с оторванными верхними блоками, перекрытых траппами I петрохимического типа.

Все использованные в работе рисунки построены по результатам геолого-съемочных работ, выполненных геологическими подразделениями Объединения “Якуталмаз”. Часть из них взята из работ (Никулин и др., 2001; Коробков и др., 2013; Костровицкий и др., 2015) с внесением изменений и дополнений, полученных по результатам изучения разрезов в стенках производственных карьеров.

1 – нижнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения; 2 – перемещенные блоки нижнепалеозойских пород; 3 – пермские терригенные отложения; 4 – триасовые туфовые образования; 5 – траппы: а – I петрохимический тип, б – II петрохимический тип, в – III петрохимический тип; 6 – кимберлиты; 7 – скважины; 8 – предполагаемое направление внедрения базитовой магмы.

Fig. 2. Schematic section of the pipes Podtrappovaya (a) and Alakitskaya (b) with the upper blocks torn off, blocked by traps of the I petrochemical type.

All the drawings used in the work are based on the results of geological survey work carried out by the geological divisions of the Association “Yakutalmaz”. Some of them are taken from the works (Nikulin et al., 2001; Korobkov et al., 2013; Kostrovitskii et al., 2015) with the introduction of changes and additions obtained from the results of the study of sections in the walls of production pits.

1 – Lower Paleozoic terrigenous-carbonate deposits; 2 – displaced blocks of Lower Paleozoic rocks; 3 – Permian terrigenous deposits; 4 – Triassic tuff formations; 5 – traps: a – I petrochemical type, б – II petrochemical type, в – III petrochemical type; 6 – kimberlites; 7 – wells; 8 – expected the direction of the introduction of basitic magma.

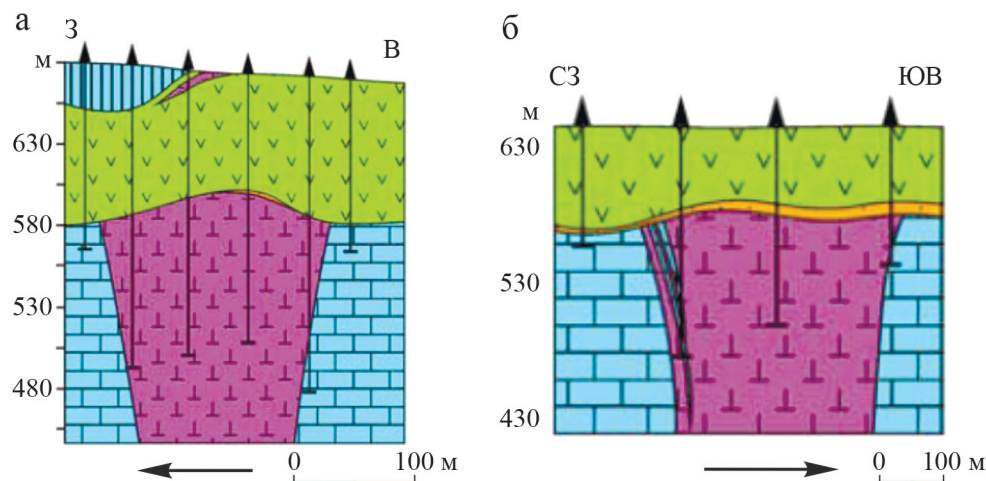


Рис. 3. Схематический разрез трубок Чукука (а) и им. Соболева (б), перекрытых траппами I петрохимического типа.

Условные обозначения – см. рис. 2. Наиболее чутко реагируют на кимберлиты и околотрубочные вмещающие породы траппы II петрохимического типа. Данные интрузивы выполнены менее подвижной, относительно более вязкой магмой, прошедшей глубинную стадию раскристаллизации, о чем в долеритах свидетельствуют протокристаллы основных породообразующих минералов, прежде всего плагиоклаза.

Fig. 3. Schematic section of the pipes Chukuka (a) and imeni Sobolev (b), blocked by traps of the I petrochemical type.

Symbols – see Fig. 2. Traps of the second petrochemical type react most sensitively to kimberlites and near-tube enclosing rocks. These intrusions are made by less mobile, relatively more viscous magma that has passed the deep stage of crystallization, as evidenced in dolerites by protocrytals of the main rock-forming minerals, primarily plagioclase.

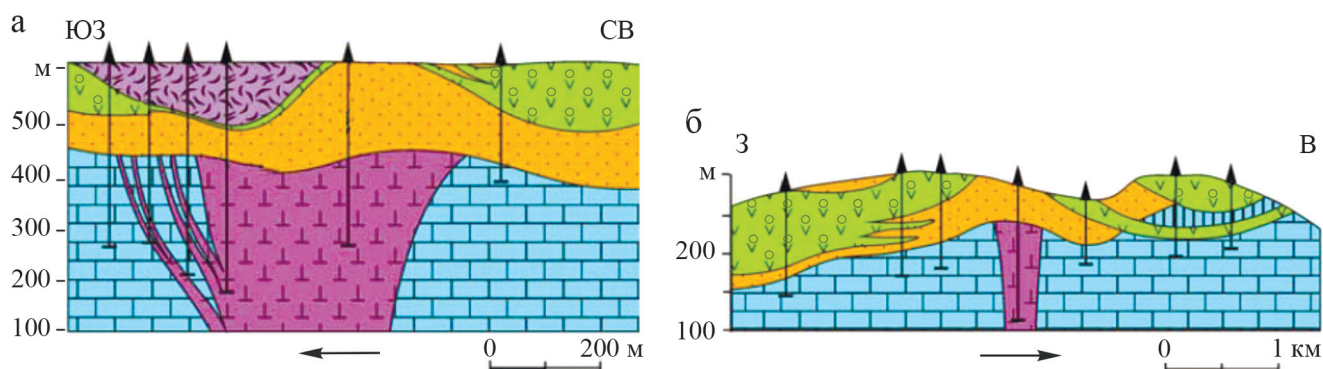


Рис. 4. Схематический разрез трубок Кыллахская (а) и Восток (б). Безтрапповые “окна” вокруг кимберлитов.

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 4. Schematic section of the pipes Kyllakhskaya (a) and Vostok (b). Trappless “windows” around kimberlites.

Symbols – see Fig. 2.

вышенной объемной плотности, достигающей $30 \pm 50 \text{ кг/м}^3$. Перед диатремами данные интрузивы резко меняют свое горизонтальное залегание, задираются кверху, могут сминаться, приобретать волнообразное строение. Примером таких объектов являются трубки Краснопресненская, Структурная (рис. 7), Комсомольская (рис. 8) и др.

Описанное выше поведение трапповых силлов характерно не только для Далдыно-Алакитского

района. Наглядный пример этому – Сюльдюкарское кимберлитовое поле (левобережье среднего течения р. Вилюй). Здесь пластовая интрузия траппов вблизи кимберлитов резко увеличивает свою мощность, образует крутой вал с запрокидывающимся гребнем (рис. 9). То же самое удалось наблюдать в пределах Оленекского поднятия на примере Сектеяского интрузива. На всем своем 80-километровом протяжении трапповый интрузив име-

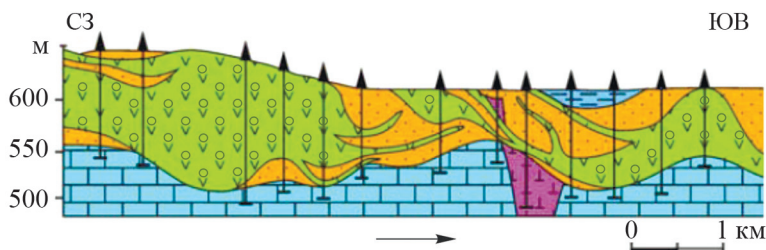


Рис. 5. Схематический разрез трубки Юбилейная. Сложное поведение траппов вблизи диатремы.
Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 5. Schematic section of the pipe Jubilee. The complex behavior of traps near the diatreme.
Symbols – see Fig. 2.

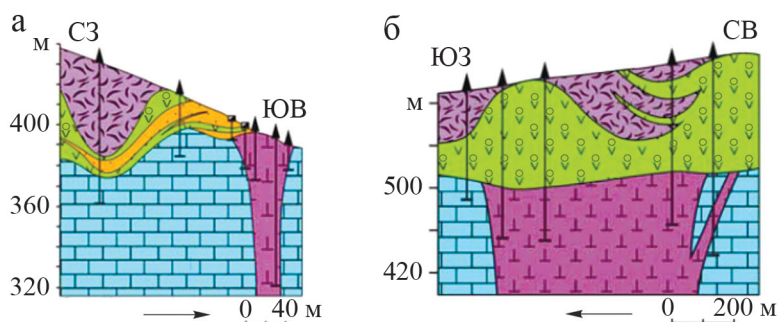


Рис. 6. Туфы в околотрубном пространстве (трубка Кисмет) (а) и перекрывающие кимберлиты (трубка Заря) (б).
Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 6. Tuffs in the near-tube space (pipe Kismet) (a) and overlapping kimberlites (pipe Zarya) (б).
Symbols – see Fig. 2.

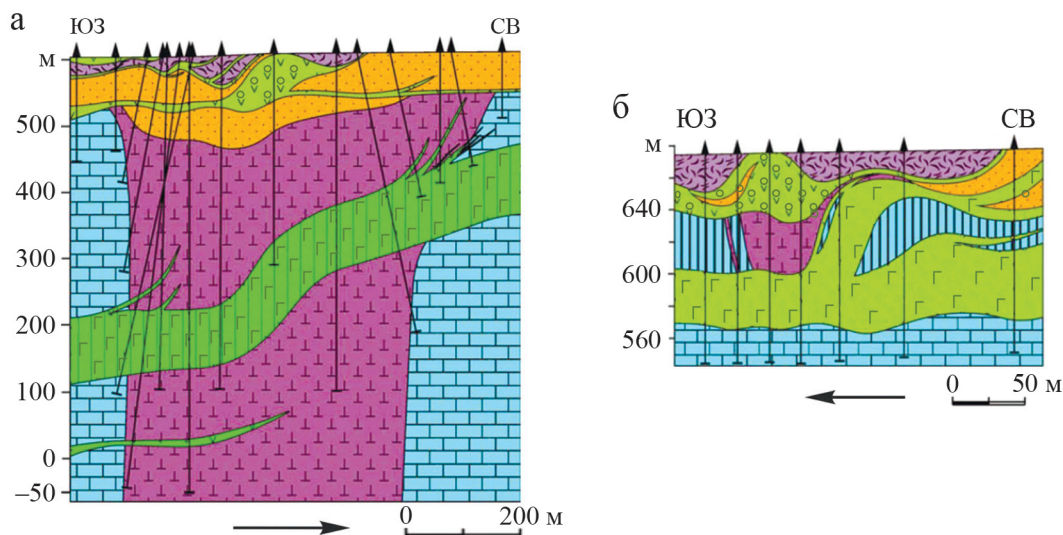


Рис. 7. Поведение траппов вблизи кимберлитов. Схематический разрез трубки Краснопресненская (а), блока Отторженец трубки Структурная (б).

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 7. Trap behavior near kimberlites. Schematic section of the pipe Krasnopresnenskaya (а), block Ottorzhenets of the pipe Structural (б).

Symbols – see Fig. 2.

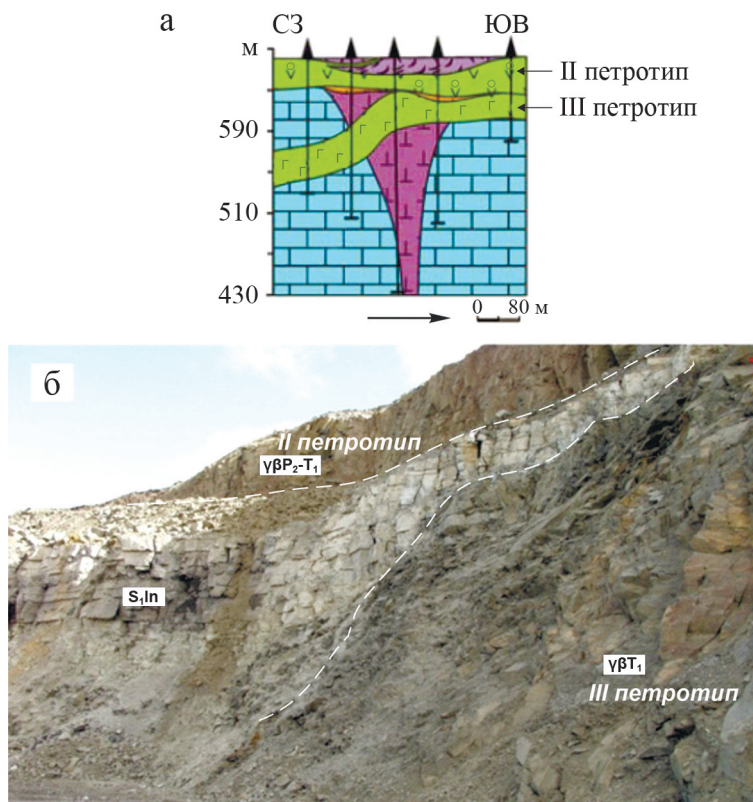


Рис. 8. Схематический разрез трубки Комсомольская (а) и взаимоотношение трапповых силлов I и II петрохимических типов (борт карьера трубки Комсомольская) (б; по (Константинов и др., 2014)).

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 8. Schematic section of the pipe Komsomolskaya (a) and relationship of trap sills of the I and II petrochemical types (side of the quarry of the pipe Komsomolskaya) (б; according to (Konstantinov et al., 2014)).

Symbols – see Fig. 2.

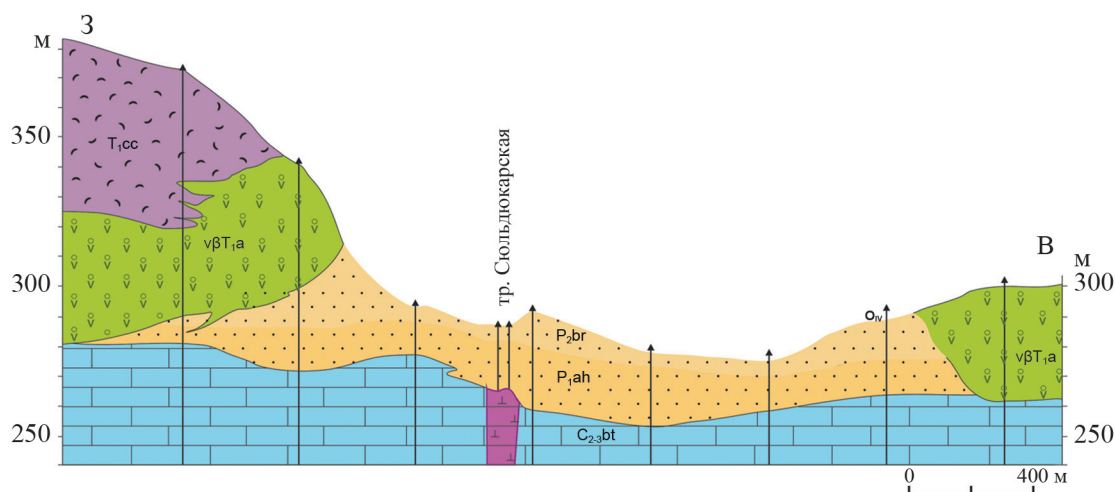


Рис. 9. Схематический геологический разрез трубки Сюльдюкарская. Резко выклинивающийся силл долеритов вблизи кимберлитов.

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 9. Schematic geological section of the pipe Syuldyukarskaya. Sharply wedging dolerite sill near kimberlites.

Symbols – see Fig. 2.

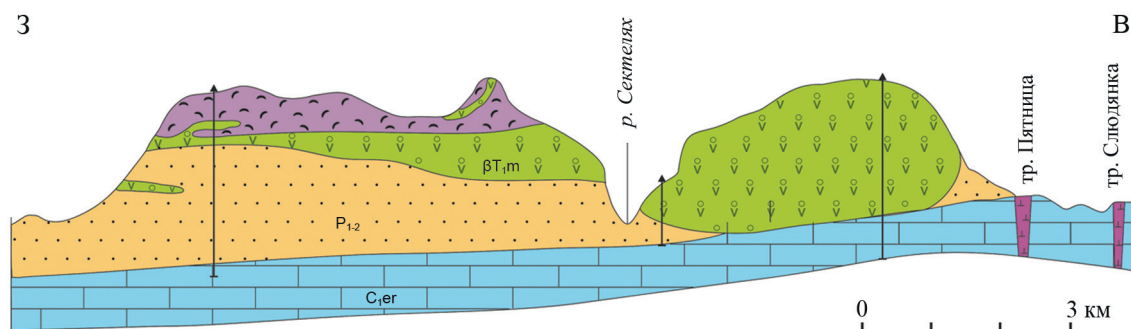


Рис. 10. Схематический геологический разрез через Сектеляхский трапповый силл на границе с Куойским кимберлитовым полем

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 10. Schematic geological section through the Sektelyakh trap sill on the border with the Kuoik kimberlite field.

Symbols – see Fig. 2.

ет практически горизонтальное залегание, согласное с вмещающими пермскими песчаниками, и слабоменяющуюся мощность – в пределах 25–30 м (рис. 10).

На границе с Куойским кимберлитовым полем, объединяющим 45 кимберлитовых тел, интрузивное тело тупо выклинивается, образуя валообразное увеличение мощности от 80 до 140 м. В тылу вала располагается 20–40-метровая по мощности и до 1 км по ширине полоса насыпных туфов основного состава. Как Сюльдюкарский, так и Сектеляхский интрузивы соответствуют траппам II петрохимического типа. Таким образом, из приведенной выше информации видно, что только интрузивы II и III петрохимических типов достаточно чутко реагируют на околокимберлитовые вмещающие их породы.

ОБСУЖДЕНИЕ

Большинство исследователей, занимающихся вопросом формирования кимберлитовых трубок, связывают процесс их образования с взрывным явлением, объясняя его как прорыв земной коры флюидонасыщенной кимберлитовой магмой, находящейся под большим давлением (Жабин, Сурина, 1970; Костровицкий, 1976; Некрасов, Горбачёв, 1978; Никишов, 1984; Милашев, 1984; Kurszlaukis, Lorenz, 2020). Только кимберлитовая магма, представляющая собой диспергированный миксофлюидит, могла поставлять газовую фазу, сыгравшую решающее значение при внедрении кимберлитов. С.И. Костровицкий и К.Н. Никишов понимают под внедрением кимберлитов серию пульсационных мигрирующих к поверхности взрывов. Взрывное явление при формировании кимберлитов представляет собой, по (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961; Mpho Ndebele, 2020), процесс образования

газовой фазы во всем объеме расплава и бурное ее отделение.

Давление в магме резко возрастает, достигает критических значений, и, когда начинает превышать статическое давление толщи вмещающих пород, происходит обрушение последних и образование камеры для внедрения последующего объема кимберлитовой магмы, и т. д. Именно в результате серии пульсационных взрывов, перемещающихся вверх, образуется канал для поступления кимберлитовой магмы, происходит уплотнение пород в околотрубочном пространстве, возникновение в них полей термоупругих напряжений, подобных тем, что возникают в результате подземного ядерного взрыва (Костровицкий, 1976, с. 191). Еще одной из причин изменения плотностных характеристик вмещающих кимберлиты пород, по данным В.И. Никулина с соавторами (2001, с. 197), могут быть процессы, связанные с “серпентинизацией и бруситизацией кимберлитов, приводящие к увеличению объема кимберлитов на 10–20%”. Так или иначе эти или иные, не названные здесь причины, возникающие при формировании диаграма, приводят к созданию вокруг них более плотных упругих пород, слабопроницаемых для вязких толеитовых магм, отвечающих траппам II и III петрохимических типов.

Во время внедрения такие магмы вблизи кимберлитов как бы упираются в стену, происходит накопление объема магмы, приводящее к увеличению мощности интрузий. Магма может огибать диаграму, образуя “внутритрапповые окна”. Довольно часто внедряющийся магматический клин начинает сминаться или расщепляться на маломощные инъекции. При малоглубинной интрузии магмы часть ее может вырываться на поверхность, образуя лавоток и выбросы вулканического материала, формировавшего насыпные туфовые отложения.

Таким образом, совершенно очевидно, что морфологический облик трапповых силлов вблизи кимберлитов формируется во время внедрения базитового расплава и обусловлен плотностными и термоупругими характеристиками кимберлитовмещающих пород и вязкостными свойствами внедряющейся магмы. Вместе с тем авторы настоящей статьи не отрицают возможность образования “трапповых окон” и за счет “мульд проседания”, как это предполагалось ранее (Крючков и др., 1991; Никулин и др., 2001). Без учета изложенного выше трудно было понять, почему в одном случае траппы перекрывают диатремы и в них над кимберлитами образуются “трапповые окна”, в других – они срезают и перемещают блоки кимберлитов, а в иных – реагируют на кимберлиты и околотрубочное пространство как на труднопреодолимое препятствие. Все это нужно учитывать при проведении поисковых работ на кимберлиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Формирование кимберлитовых диатрем сопровождается существенным уплотнением вмещающих их осадочных пород, приобретающих термоупругое напряжение, что создает вблизи кимберлитов зоны, труднопроницаемые для внедряющейся вязкой базитовой магмы.

2. Базитовые магмы, прошедшие ранее глубинное фракционирование за счет протокристаллических фаз, становятся более вязкими; при внедрении они чутко реагируют на околотрубочные вмещающие породы, образуя раздувы мощности в силлах. В тех случаях, когда внедряется более раскристаллизованный расплав, который к тому же обладает относительно повышенной объемной плотностью (III петротип), формируются смятые тела волнообразной формы, интрузивы могут “перепрыгивать” через диатремы.

3. При проведении поисковых работ на кимберлиты на закрытых траппами территориях при сплошном разбурировании площадей необходимо учитывать морфологию трапповых интрузивов, чтобы использовать выявленные изменения формы тел как один из косвенных поисковых признаков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Горнштейн Д.К., Мокшанцев К.Б., Петров А.Ф. (1976) Разломы восточной части Сибирской платформы. *Разломная тектоника территории ЯАССР*. Якутск: Изд-во ЯФАН, 10-63.
- Жабин А.Г., Сурина Н.П. (1970) Петрология даек, силлов и трубок взрыва Маймеча-Котуйской провинции. М.: Наука, 204 с.
- Константинов К.М., Мишенин С.Г., Томшин М.Д., Корнилова В.П., Ковальчук О.Е. (2014) Петромагнитные неоднородности пермо-триасовых траппов Далдыно-Алакитского алмазоносного района (Западная Якутия). *Литосфера*, (2), 17-98.
- Копылова А.Г., Томшин М.Д. (2011) Геохимия траппов восточной части Тунгусской синеклизы. *Отчет. геология*, (5), 80-88.
- Коробков И.Г., Евстратов Л.А., Мильштейн Е.Д. (2013) Базитовые вулканоструктуры алмазоносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы. Томск, 270 с.
- Костровицкий С.И. (1976) Физические условия, гидравлика и кинетика заполнения кимберлитовых трубок. Новосибирск: Наука, 96 с.
- Костровицкий С.И., Специс З.В., Яковлев Д.А., Фондер-Флаасс Г.С., Суворова Л.И., Богуш И.Н. (2015) Атлас коренных месторождений алмазов Якутской кимберлитовой провинции. Мирный: МГТ, 480 с.
- Крючков Л.И., Никулин В.И., Красинец С.С., Лелюх М.И., Любименко В.Ф., Сомов С.В., Фондер-Флаасс Г.С. (1991) Условия локализации и особенности строения кимберлитового тела в Айхальском районе. *Геология и геофизика*, (5), 61-69.
- Кутолин В.А. (1972) Проблемы петрохимии и петрологии базитов. Новосибирск: Наука, 208 с.
- Макаров А.С. (1986) Дифференцированные траппы P_2 - T_1 возраста в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле. *Докл. АН СССР*, **290**(4), 940-944.
- Милашев В.А. (1984) Трубки взрыва. Л.: Недра, 268.
- Некрасов И.Я., Горбачёв Н.С. (1978) О возможном механизме образования кимберлитов. *Докл. АН СССР*, **240**(1), 181-184.
- Никишов К.Н. (1984) Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. М.: Наука, 213 с.
- Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. (1961) Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 338.
- Никулин В.И., Лелюх М.И., Фондер-Флаасс Г.С. (2001) Алмазопрогностика. Иркутск, 317 с.
- Олейников Б.В., Саввинов В.Т., Погудина М.А. (1973) Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской–нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз. *Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы*. М., 4-75.
- Томшин М.Д., Васильева А.Е., Копылова А.Г. (2021) Траппы Сибири – продолжительность магматических событий. *Петрология и геодинамика геологических процессов*. Иркутск, 161-164.
- Томшин М.Д., Копылова А.Г., Тянь О.А. (2005) Петрохимическое разнообразие траппов восточной периферии Тунгусской синеклизы. *Геология и геофизика*, **46**(1), 72-82.
- Томшин М.Д., Лелюх М.И., Мишенин С.Г., Сунцова С.П., Копылова А.Г., Убинин С.Г. (2001) Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы. *Отчет. геология*, (5), 19-24.
- Kurszlaukis S., Lorenz V. (2000) Volcanology of the kimberlitic Gibeon Volcanic Field, southern Namibia. *Com-muns Geol. Surv. Namibia*, **12**, 403-409.
- Mpho Ndebele. (2020) Internal geology and emplacement processes of Kimberlites, Case Study from the Tsaabong Kimberlite Field, Botswana. Geosciences, master's level (120 credits), 66 p.

REFERENCES

- Gornshstein D.K., Mokshantsev K.B., Petrov A.F. (1976) Faults of the eastern part of the Siberian platform. Fault tectonics of the YAASSR territory. Yakutsk, YaFAN Publishing House, 10-63. (In Russ.)
- Konstantinov K.M., Mishenin S.G., Tomshin M.D., Kornilova V.P., Koval'chuk O.E. (2014) Petromagnetic inhomogeneities of Permo-Triassic traps of the Daldino-Alakit diamond-bearing region (Western Yakutia). *Lithosphere Russia*, (2), 17-98. (In Russ.)
- Kopylova A.G., Tomshin M.D. (2011) Geochemistry of traps in the eastern part of the Tunguska syncline. *Otech. Geologiya*, (5), 80-88. (In Russ.)
- Korobkov I.G., Evstratov L.A., Mil'shtein E.D. (2013) Basite volcano structures of diamond-bearing areas of the eastern side of the Tunguska syncline. Tomsk, 270 p. (In Russ.)
- Kostrovitskii S.I. (1976) Physical conditions, hydraulics and kinetics of filling kimberlite pipes. Novosibirsk, Nauka Publ., 96 p. (In Russ.)
- Kostrovitskii S.I., Spetsius Z.V., Yakovlev D.A., Fon-der-Flaass G.S., Suvorova L.I., Bogush I.N. (2015) Atlas of primary diamond deposits of the Yakut kimberlite province. Mirny, MGT Publ., 480 p.
- Kryuchkov L.I., Nikulin V.I., Krasinets S.S., Lelyukh M.I., Lyubimenko V.F., Somov S.V., Fon-der-Flaass G.S. (1991) Localization conditions and structural features of the kimberlite body in the Aikhal district. *Geol. Geofiz.*, (5), 61-69. (In Russ.)
- Kurszlauskis S., Lorenz V. (2000) Volcanology of the kimberlitic Gibeon Volcanic Field, southern Namibia. *Com-muns Geol. Surv. Namibia*, **12**, 403-409.
- Kutolin V.A. (1972) Problems of petrochemistry and petrology of basites. Novosibirsk, Nauka Publ., 208. (In Russ.)
- Makarov A.S. (1986) Differentiated traps of P₂-T₁ age in the Alakit-Markha kimberlite field. *Dokl. AN SSSR*, **290**(4), 940-944. (In Russ.)
- Milashev V.A. (1984) Explosion tubes. Leningrad, Nedra Publ., 268 p. (In Russ.)
- Mpho Ndebele. (2020) Internal geology and emplacement processes of Kimberlites, Case Study from the Tsabong Kimberlite Field, Botswana. Geosciences, master's level (120 credits), 66 p.
- Nekrasov I.Ya., Gorbachev N.S. (1978) On the possible mechanism of kimberlite formation. *Dokl. AN SSSR*, **240**(1), 181-184. (In Russ.)
- Nikishov K.N. (1984) Petrological-mineralogical model of the kimberlite process. Moscow, Nauka Publ., 213. (In Russ.)
- Nikolaev V.A., Dolivo-Dobrovolskii V.V. (1961) Fundamentals of the theory of magmatism and metamorphism processes. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 338 p. (In Russ.)
- Nikulin V.I., Lelyukh M.I., Fon-der-Flaass G.S. (2001) Diamond Prognostics. Irkutsk, 317 p. (In Russ.)
- Oleinikov B.V., Savvinov V.T., Pogudina M.A. (1973) The main types of trap intrusions of the Middle Paleozoic and Upper Paleozoic-Lower Mesozoic trap formations of the junction zone of the Tunguska and Vilyui synclines. *Geology and geochemistry of the basites of the eastern part of the Siberian platform*. Moscow, 4-75. (In Russ.)
- Tomshin M.D., Kopylova A.G., Tyan O.A. (2005) Petrochemical diversity of traps in the eastern periphery of the Tunguska syncline. *Geol. Geofiz.*, **46**(1), 72-82. (In Russ.)
- Tomshin M.D., Lelyukh M.I., Mishenin S.G., Suntsova S.P., Kopylova A.G., Ubinin S.G. (2001) Scheme of development of trap magmatism of the eastern side of the Tunguska syncline. *Otech. Geologiya*, (5), 19-24. (In Russ.)
- Tomshin M.D., Vasil'eva A.E., Kopylova A.G. (2021) Traps of Siberia – duration of magmatic events. *Petrology and geodynamics of geological processes*. Irkutsk, 161-164. (In Russ.)
- Zhabin A.G., Surina N.P. (1970) Petrology of dykes, sills and explosion tubes of the Maymech-Kotuy province. Moscow, Nauka Publ., 204. (In Russ.)

Минералы группы апатита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присяянье)

Я. Н. Нугуманова¹, А. Д. Калугина^{1,2}, А. Е. Старикова^{1,3},
А. Г. Дорошкевич^{1,4}, И. Р. Прокопьев¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, e-mail: nugumanova@igm.nsc.ru

²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

³Новосибирский государственный университет, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 1

⁴Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 6450031, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6А

Поступила в редакцию 16.03.2023 г., принята к печати 03.08.2023 г.

Объект исследования. В работе приводятся результаты изучения минералов группы апатита из айликов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. **Цель.** Особенности состава апатитов исследовались для идентификации изученных пород с целью понимания закономерностей распределения элементов в магме айликов на поздних стадиях кристаллизации. **Материалы и методы.** Нами были изучены минералы группы апатита из 6 образцов (4 – из даек Большетагинского массива, 1 – из Бушканайской дайки, 1 – из Белозиминской трубки). Образцы имеют схожие текстурно-структурные особенности, но разный минеральный состав основной массы. **Результаты.** Минералы группы апатита широко распространены в основной массе всех изученных пород. Для них характерны идиоморфные, субидиоморфные однородные по составу кристаллы, размером 10–100 мкм. Минералы были идентифицированы как фторапатиты и гидроксилapatиты, для которых характерны значительное содержание SiO₂ (до 5 мас. %), низкие содержания SrO (до 1.5 мас. %) и P₂O₅ (до 2 мас. %). Кроме того, в состав изученных апатитов входит MgO, FeO, Na₂O, SO₄, CO₃. Для фторапатитов из дайковых айликов характерно более высокое содержание кремния по сравнению с апатитами из Белозиминской трубки. Апатиты из свежих айликов Бушканайской дайки имеют относительно более высокое содержание Sr, P₂O₅, F, чем минералы из серпентинизированных образцов. **Выводы.** Состав изученных апатитов имеет низкое содержание Sr и Ba по сравнению с апатитами из оранжитов и лампроитов. По содержанию Sr, Si и P₂O₅ исследованные апатиты схожи с таковыми из кимберлитов и айликов. Эти различия позволяют использовать минералы группы апатита в качестве индикаторного минерала для классификации кимберлитов и родственных пород, но только в сочетании с петрографией и составом других минералов основной массы.

Ключевые слова: минералы группы апатита, фторапатит, гидроксилapatит, рамановские спектры, айлики

Источник финансирования

Геология района изучалась в рамках заданий НИР ИГМ СО РАН (22041400241-5) и ГИН СО РАН (АААА-А21-121011390002-2), петрографические и минералогические исследования ультраосновных лампрофиров производились за счет средств проекта РНФ № 23-17-00098 <https://rscf.ru/project/23-17-00098/>

Minerals of the apatite group from ultramafic lamprophyres of the Zima alkaline-ultramafic carbonate complex (Urik-Iya graben, Eastern Sayan region)

Yazgul N. Nugumanova¹, Anastasiya D. Kalugina^{1,2}, Anastasia E. Starikova^{1,3},
Anna G. Doroshkevich^{1,4}, Ilya R. Prokopyev¹

Для цитирования: Нугуманова Я.Н., Калугина А.Д., Старикова А.Е., Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р. (2023) Минералы группы апатита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присяянье). *Литосфера*, 23(4), 589–602. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-589-602>

For citation: Nugumanova Ya.N., Kalugina A.D., Starikova A.E., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R. (2023) Minerals of the apatite group from ultramafic lamprophyres of the Zima alkaline-ultramafic carbonate complex (Urik-Iya graben, Eastern Sayan region). *Lithosphere (Russia)*, 23(4), 589–602. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-589-602>

© Я.Н. Нугуманова, А.Д. Калугина, А.Е. Старикова, А.Г. Дорошкевич, И.Р. Прокопьев, 2023

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia,
e-mail: nugumanovayn@igm.nsc.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st.,
Ekaterinburg 620110, Russia

³Novosibirsk State University, 1 Pirogov st., Novosibirsk 630090, Russia

⁴N.L. Dobretsov Geological Institute, SB RAS, 6A Sakh'yanova st., Ulan-Ude 670047, Russia

Received 16.03.2023, accepted 03.08.2023

Research subject. This paper presents the results of a study of minerals of the apatite group from aillikites of the Zima alkaline-ultramafic carbonatite complex. **Aim.** To determine the composition of apatites to characterize the studied rocks and to elucidate the patterns of element distribution in the magma of aillikites in the late crystallization stages. **Materials and Methods.** Minerals of the apatite group from 6 samples (4 from dikes of the Bol'shetagninsky massif, 1 from the Bushkanai dike, 1 from the Beloziminskaya pipe) were studied. The samples showed similar textural-structural features, differing in the mineral composition of the groundmass. **Results.** Minerals of the apatite group are widespread in the groundmass of all the studied rocks. They are characterized by idiomorphic, subidiomorphic crystals of homogeneous composition, 10–100 microns in size. Minerals of the apatite group were identified as fluorapatite and hydroxyapatite characterized by a significant SiO₂ content (up to 5 wt %), low SrO content (up to 1.5 wt %) and REE₂O₃ (up to 2 wt %). The studied apatites also include MgO, FeO, Na₂O, SO₄, and CO₃. Fluorapatites from dyke aillikites are characterized by a higher silicon content as compared to apatites from the Beloziminskiy pipe. Apatites from fresh aillikites of the Bushkanai dyke have a relatively higher content of Sr, REE, and F than minerals from serpentinized samples. **Conclusions.** The composition of the studied apatites has a lower Sr and Ba content than orangeite and lamproite apatites. In terms of Sr, Si and REE contents, the studied apatites are similar to kimberlite and aillikite apatites. Such a difference allows minerals of the apatite group to be used as an indicator mineral for classification of kimberlites and related rocks, but only in combination with petrography and composition of other minerals of the groundmass.

Keywords: apatite group minerals, fluorapatite, hydroxyapatite, Raman spectra of apatites, aillikites

Funding information

The geology of the region was supported by research projects of IGM SB RAS (22041400241-5) and GIN SB RAS (AAAA-A21-121011390002-2), petrographic and mineralogical studies of ultramafic lamprophyres was supported by RSF project No. 23-17-00098 <https://rscf.ru/project/23-17-00098/>

ВВЕДЕНИЕ

Минералы группы апатита – общее название группы минералов класса фосфатов с общей формулой Ca₅(PO₄)₃(OH,F,Cl) (Pasero et al., 2010). В зависимости от соотношения F, Cl и OH выделяют фторапатит, хлорапатит и гидроксилapatит. Минералы группы апатита способны включать половину элементов периодической таблицы в свою кристаллическую структуру. Большое количество катионов таких как K⁺, Na⁺, Mn²⁺, Ni²⁺, Cu²⁺, Co²⁺, Zn²⁺, Sr²⁺, Ba²⁺, Pb²⁺, Cd²⁺, Y³⁺ и редкоземельные элементы могут замещать Ca²⁺. Для некоторых апатитов соотношение Ca/P превышает 1.6, что связано с замещением PO₄³⁻ на анионные группы AsO₄³⁻, SO₄²⁻, CO₃²⁻, SiO₄⁴⁻ (Wopenka, Pasteris, 2005; Khan et al., 2013). Апатит является полигенным минералом, и его состав может значительно отличаться в зависимости от минералообразующей среды и условий кристаллизации. Последние десятилетия апатит привлекает пристальное внимание исследователей, так как этот минерал распространен повсеместно и является концентратором как летучих, так и редких элементов (Webster, Piccoli, 2015; Jones et al., 2016; Chakhmouradian et al., 2017; и др.).

Объектом нашего исследования послужили минералы группы апатита из айликитов зиминского

щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. Айликиты считаются породами, родственными кимберлитам I группы, так как тоже имеют глубинный источник вещества, недосыщены кремнеземом, обогащены магматическими карбонатами и не несут серьезных признаков контаминации коровым материалом (Foley et al., 2002; Tappe et al., 2004; Kjarsgaard et al., 2009). Айликитовые расплавы, как и расплавы родственных им пород можно отнести к гибридным, образующимся в результате ассимиляции исходной магмы с мантийными породами (Tappe et al., 2006; Nosova, 2018; Dalton, 2019). Магма кимберлитов и ультраосновных лампрофиров быстро кристаллизуется на уровне земной коры в полнокристаллические породы, которые состоят из ксенокристаллов и макрокристаллов оливина, и основной массы. Основная масса айликитов и кимберлитов I группы может быть представлена разными минеральными ассоциациями, наиболее типичными и сквозными из которых являются хромит, перовскит, апатит, флогопит и карбонаты. Обычно кимберлиты и ультраосновные лампрофиров подвергаются гидротермальному преобразованию (серпентинизации, карбонатизации), что часто затрудняет использование традиционных геохимических методов для их идентификации. Одним из возможных решений является детальное изучение

особенностей состава минералов основной массы, например, слюд (в случае их сохранности) или более устойчивых к гидротермальному изменению шпинелидов. Тренды изменения составов этих минералов помогают классифицировать кимберлиты и родственные породы (Mitchell, 1986, 1995, 2008; Tappe et al., 2004, 2005).

Минералы группы апатита являются сквозными минералами основной массы кимберлитов и ультраосновных лампрофиров. Это один из основных концентраторов галогенов, редкоземельных элементов (РЗЭ) и Sr, содержания которых чувствительны к фракционированию магмы, а также присутствию и составу флюидов во время кристаллизации (Milligan et al., 2017; Soltys et al., 2020). Апатит достаточно устойчив к гидротермальным изменениям, и может быть потенциально важным индикаторным минералом условий генерации и эволюции расплавов, а также использоваться при диагностике пород. Например, апатиты оранжеев отличаются от таковых из кимберлитов I группы повышенными содержаниями РЗЭ и Sr (Mitchell, 1995). Однако, несмотря на потенциальную значимость минерала для реконструкции эволюции кимберлитового расплава, работ, посвященных изучению состава апатита в кимберлитах крайне мало (Soltys et al., 2020; ссылки в этой работе). Детальные исследования апатитов в таких кимберлитоподобных породах как айлики не проводилось вовсе. В данной работе нами были изучены минералы группы апатита из айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. Эти данные могут служить основой для формирования базы данных по кимберлитоподобным породам и в дальнейшем использоваться для моделирования условий образования кимберлитов и родственных им пород.

Зиминский щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс относится к Восточному Присаянию, юго-западной части Сибирской платформы. С ним связаны крупные запасы Nb, Ta, TR, U, Pb, Zn, флюорита и микроклина (Фролов, Белов, 1999). Восточное Присаяние является также перспективным регионом для обнаружения россыпных и коренных месторождений алмазов различных генетических типов (Егоров и др., 2010). В пределах региона выделено несколько этапов внедрения кимберлитов и родственных пород: среднерифейские алмазоносные кимберлиты ингашинского комплекса (~1200 млн лет); вендские кимберлитоподобные породы зиминского комплекса (~630 млн лет) и девонские лампроиты (~370 млн лет) (Егоров и др., 2010). Эти породы были детально изучены многими исследователями (Секерин и др., 1995; Василенко, 1996; Егоров и др., 2010; Корнаков и др., 2019; Савельева и др., 2020; Savelyeva et al., 2022), однако вопрос об их возрасте, классификации и их генетической свя-

зи остается открытым, поэтому для исследований был выбран объект именно этого региона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ

Зиминский щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс находится в пределах Урикско-Ийского грабена, расположенного в Восточном Присаянии. Грабен сложен протерозойскими осадочно-метаморфическими породами. Зиминский комплекс представлен породами уртит-ийолит-мельтейгитового ряда, нефелиновыми и щелочными сиенитами, кальцитовыми и анкеритовыми карбонатитами, докарбонатитовыми и посткарбонатитовыми кимберлитоподобными породами, слагающими три массива: Белозиминский, Большетагнинский и Среднезиминский (рис. 1) (Секерин и др., 1995; Егоров и др., 2010; Корнаков и др., 2019; Савельева и др., 2020; Savelyeva et al., 2022). Дайки и трубки взрыва зиминского комплекса выполнены щелочными пикритами, слюдястыми кимберлитами и айликами (Фролов, Белов, 1999; Багдасаров, 2001; Фролов и др., 2005; Корнаков и др., 2019; Савельева и др., 2020). Их возраст оценивается как вендский (646.1 ± 8.6 млн лет) (Savelyeva et al., 2022). В соответствии с Ar-Ar датированием флогопита из анкеритовых карбонатитов (3 фаза), возраст карбонатитов составил 645 млн лет, что согласуется с возрастом внедрения сиенитов (2 фаза) (Doroshkevich et al., 2016).

Большетагнинский массив имеет правильную округлую форму диаметром 4 км и состоит из серий пород: ийолиты-мельтейгиты, нефелиновые и субщелочные сиениты, пикритовые порфириды и карбонатиты (Фролов, Белов, 1999). Пикриты и айлики Большетагнинского массива слагают серию дуговидных даек, круто падающих по направлению к центру, мощностью от десятков сантиметров до нескольких сотен метров. Начало их формирования приходится на докарбонатитовый этап, часть – интракарбонатитовые (Фролов, Белов, 1999; Савельева и др., 2020).

Образцы для изучения были отобраны из посткарбонатитовых даек и трубки айлицитов зиминского комплекса. В работе изучены минералы группы апатита из 6 образцов (4 из даек Большетагнинского массива (BTG 2/21, TKG 1, TKG 3, TKG 6/21), 1 – из Бушканайской дайки (Bush 3/21), 1 – из Белозиминской трубки (трубка Южная) (BZT 4/21)). Изученные образцы имеют схожие текстурно-структурные особенности, но разный минеральный состав основной массы. Они обладают порфировидной структурой, массивной текстурой и состоят из макрокристаллов оливина, погруженных в полностью раскристаллизованную основную массу. Содержание макрокристов варьирует в пределах 40–50%. Оливин, кроме образца из Бушка-

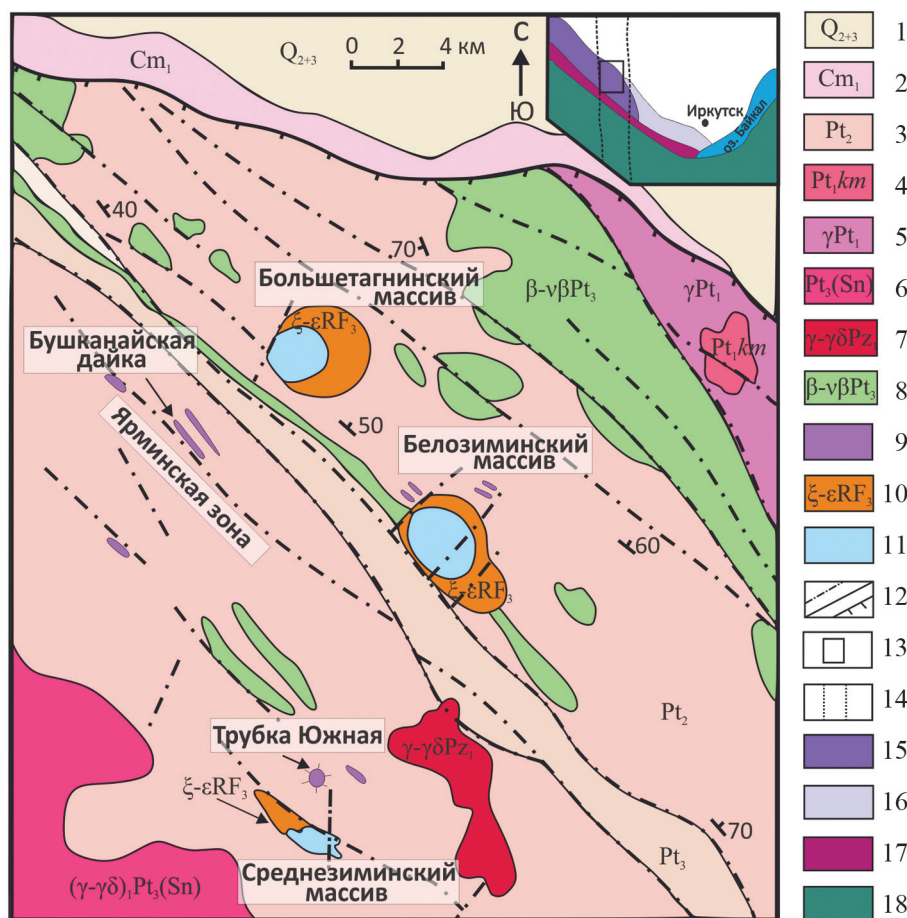


Рис. 1. Схема геологического строения зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса по (Фролов, Белов, 1999).

1 – четвертичные отложения предгорной впадины: галечники, песчано-глинистые отложения; 2 – конгломераты и аргиллиты карбона; 3 – среднепротерозойские отложения: глинистые сланцы, песчаники, кварциты, доломиты; 4 – кристаллические известняки, доломиты, амфиболовые сланцы и гнейсы, кварциты; 5 – Олотский комплекс, граниты, гнейсограниты; 6 – граниты, гранодиориты, граносиениты: Саянский комплекс и 7 – Чернозиминский комплекс; 8 – диабазы, габбродиабазы; 9 – дайки и трубки взрыва щелочных пикритов, слюдяных кимберлитов, айлицитов зиминского комплекса; 10, 11 – массивы ультраосновных щелочных пород (10) и карбонатитов (11) зиминского комплекса; 12 – разрывные нарушения; 13 – региональное положение зиминского рудного района; 14 – Таймыро-ангарский линиямент; 15 – Урикско-Ийский грабен; 16 – раннепротерозойский выступ Сибирской платформы; 17–18 – складчатое обрамление Сибирской платформы добайкальского (17) и байкальского (18) возраста.

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Zima alkaline-ultramafic carbonatite complex (Frolov, Belov, 1999).

1 – Quaternary deposits: pebbles, sandy-argillaceous deposits; 2 – conglomerates and mudstones of the Carboniferous; 3 – Middle Proterozoic deposits: shales, sandstones, quartzites, dolomites; 4 – crystalline limestones, dolomites, amphibole schists and gneisses, quartzites; 5 – Onot complex, granites, gneiss-granites; 6 – granites, granodiorites, granosyenites: Sayan complex and 7 – Chernoziminsky complex; 8 – diabases, gabbrodiabases; 9 – kimberlite-like rocks of the Zima complex; 10 – massifs of ultramafic alkaline rocks and 11 – carbonatites of the Zima complex; 12 – discontinuous violations; 13 – regional position of the Zima ore region; 14 – Taimyr-Angara lineament; 15 – Urik-Iya graben; 16 – Early Proterozoic ledge of the Siberian platform; folded framing of the Siberian platform: pre-Baikal – 17, Baikal age – 18.

найской дайки, полностью замещен серпентином и/или тальком. Образец из Белозиминской трубки содержит макрокристы не только оливина, но и амфибола, магнетита, флогопита и клинопироксена.

Основная масса ВТГ 2/21 представлена андрадитом (до 70 об. %), перовскитом (до 10 об. %), шпинелидами (до 6 об. %), минералами группы

апатита (до 5 об. %), кальцитом (до 1 об. %). Образец ТКГ 3 имеет среднезернистую основную массу, состоящую из чешуек флогопита и кристаллов шпинелидов, рутила, апатита и доломита. Для образца ТКГ 1 и ВТГ 6/21 характерна тонкозернистая основная масса (флогопит, апатит, кальцит, доломит, хлорит, тальк) с более крупными кристал-

Таблица 1. Модальный состав основной массы айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса

Table 1. Modal composition of the groundmass of aillikites of the Zima alkaline-ultramafic carbonatite complex

Минералы	Дайки Большетагнинского массива				Бушканайская дайка	Белозиминская трубка
	BTG 2/21	TGK 1	TGK 3	TGK 6/21	Bush 3/21	BZT 4/21
	Об. %					
Хромит	5	5	4	3	2	1
Магнетит	1	20	20	10	10	10
Перовскит	10	—	—	10	8	5
Пироксен	—	—	—	—	1	—
Ильменит	—	10	—	—	—	—
Рутил	—	—	3	—	—	—
Флогопит	—	38	60	20	70	40
Апатит	5	5	5	5	3	5
Кальцит	1	11	—	20	3	10
Доломит	—	—	5	1	—	—
Андрадит	70	—	—	—	—	10
Сульфиды	1	1	1	1	1	1
Серпентин	2	5	1	10	1	10
Хлорит	1	5	1	10	1	1

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения.

Note. Dash – limit below detection.

лами шпинелидов, перовскита, кальцита. В TGK 1 перовскит не отмечен, но присутствует ильменит. Основная масса Bush 3/21 представлена чешуйками флогопита, магнетитом, перовскитом, апатитом, кальцитом, хромитом, клинопироксеном, баритом, серпентином и хлоритом. Основная масса Белозиминской трубки состоит преимущественно из флогопита, магнетита, апатита, кальцита и андрадита (табл. 1, рис. 2).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск, Россия).

Было исследовано 20 плоскополированных пластинок толщиной 500 мкм. Химический состав минералов основной массы и минералов группы апатита был проанализирован на электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU, оснащенный системой микроанализа AZtec Energy XMax-50 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd). Параметры съемки для минералов группы апатита: ускоряющее напряжение – 20 кэВ, ток – 1.5 нА, время набора сигнала – 90 с. Пределы обнаружения для каждого элемента были следующими (сигма мас. %): CaO – 0.07, P₂O₅ – 0.05, F – 0.21, Cl – 0.01, Na₂O – 0.04, MgO – 0.02, Al₂O₃ – 0.01, SiO₂ – 0.02, SO₃ – 0.01, K₂O – 0.01, Cr₂O₃ – 0.02, MnO – 0.03, FeO – 0.03, SrO – 0.05, BaO – 0.05, La₂O₃ – 0.06, Ce₂O₃ – 0.06,

Pr₂O₃ – 0.06, Nd₂O₃ – 0.06, Sm₂O₃ – 0.06, ThO₂ – 0.06. В данной работе используются данные, полученные с помощью электронного микроскопа, так как апатит оказался неустойчив под действием электронного пучка микрозонда и, как следствие, содержания некоторых компонентов оказались существенно заниженными.

Спектры комбинационного рассеяния света (КР-спектры) были получены с помощью спектрометра LabRAM HR800 фирмы Horiba Jobin Yvon, оснащенного Nd:YAG лазером 532 нм (ИГМ СО РАН). КР-спектры записывались при комнатной температуре в диапазонах 50–1600 см⁻¹ и 3200–3800 см⁻¹. Время накопления спектра и количество циклов составляли 5–10 с и 5–10, соответственно. Ширина дифракционной щели составляла 100 мкм, при решетке 1800 делений/мм. Спектры калибровались на известные эмиссионные линии неоновой лампы и пик кремния 520.6 см⁻¹.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Минералы группы апатита составляют 3–5% основной массы всех изученных пород. Для них характерны идиоморфные, субидиоморфные однородные по составу кристаллы, размером 10–100 мкм (рис. 3).

Минералы группы апатита из образца BTG 2/21 расположены в агрегатах андрадита и содержат мономинеральные включения перовскита. Эти апати-

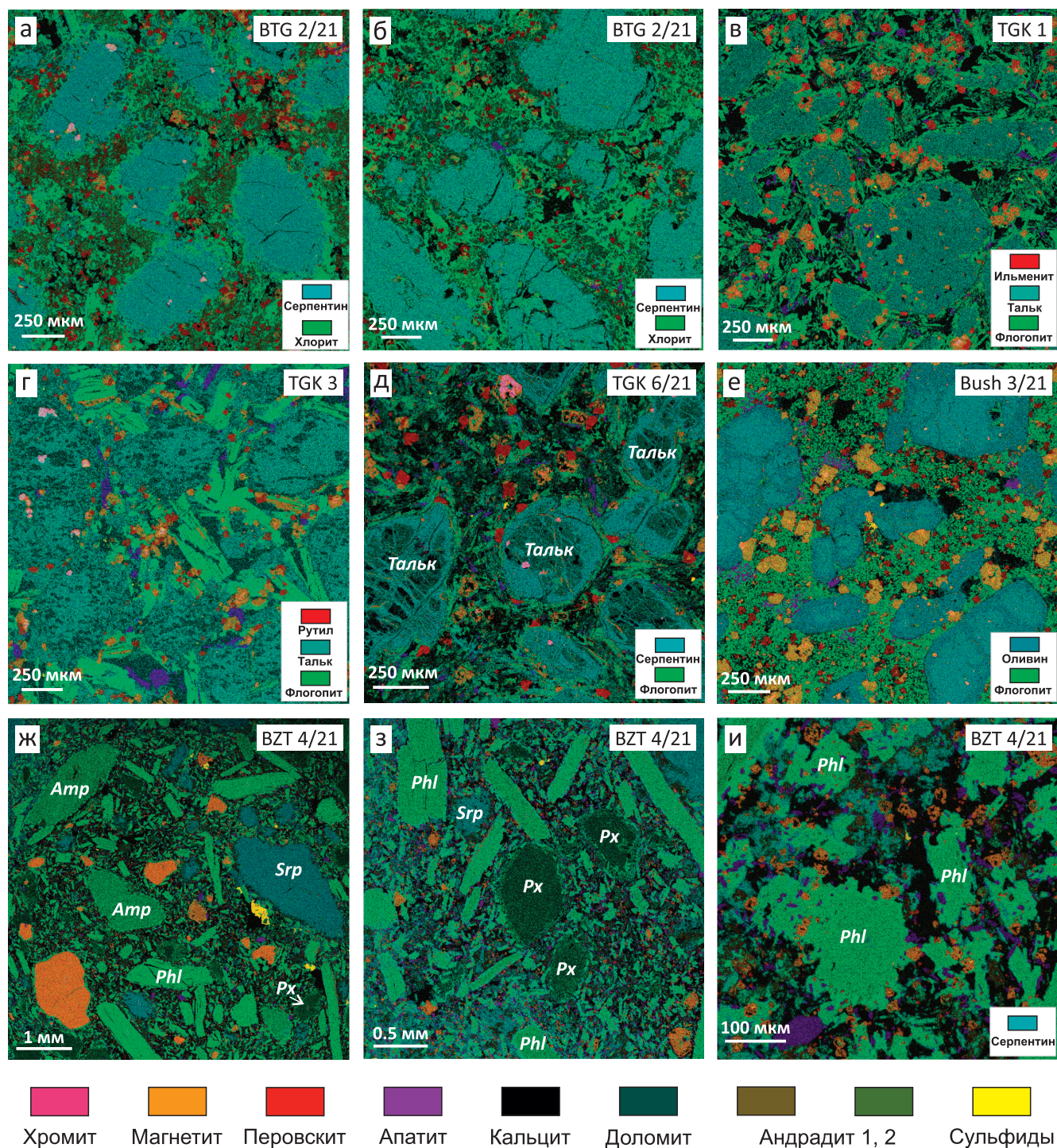


Рис. 2. Многослойные карты ЭДС для айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Fig. 2. Multilayer EDS maps for aillikites of the Zima alkaline-ultramafic carbonatite complex.

ты имеют содержания (мас. %): CaO – 54.8–55.6, P₂O₅ – 39.1–40.7, F – 1.6–2.3, SiO₂ – 1.26–1.93 и низкое содержание PЗЭ – до 0.5, SrO – 1.15–1.27, а также SO₄ – 0.15–0.25 (см. рис. 3, 4, табл. 2). Отношение Ca/P составляет 1.68–1.71.

Апатиты из TGK 1 представлены небольшими кристаллами размером до 30 мкм и находятся в агрегатах серпентина. Они имеют относительно высокое отношение Ca/P (1.82–2.00). Также минералы группы апатита из TGK 1 характеризуются

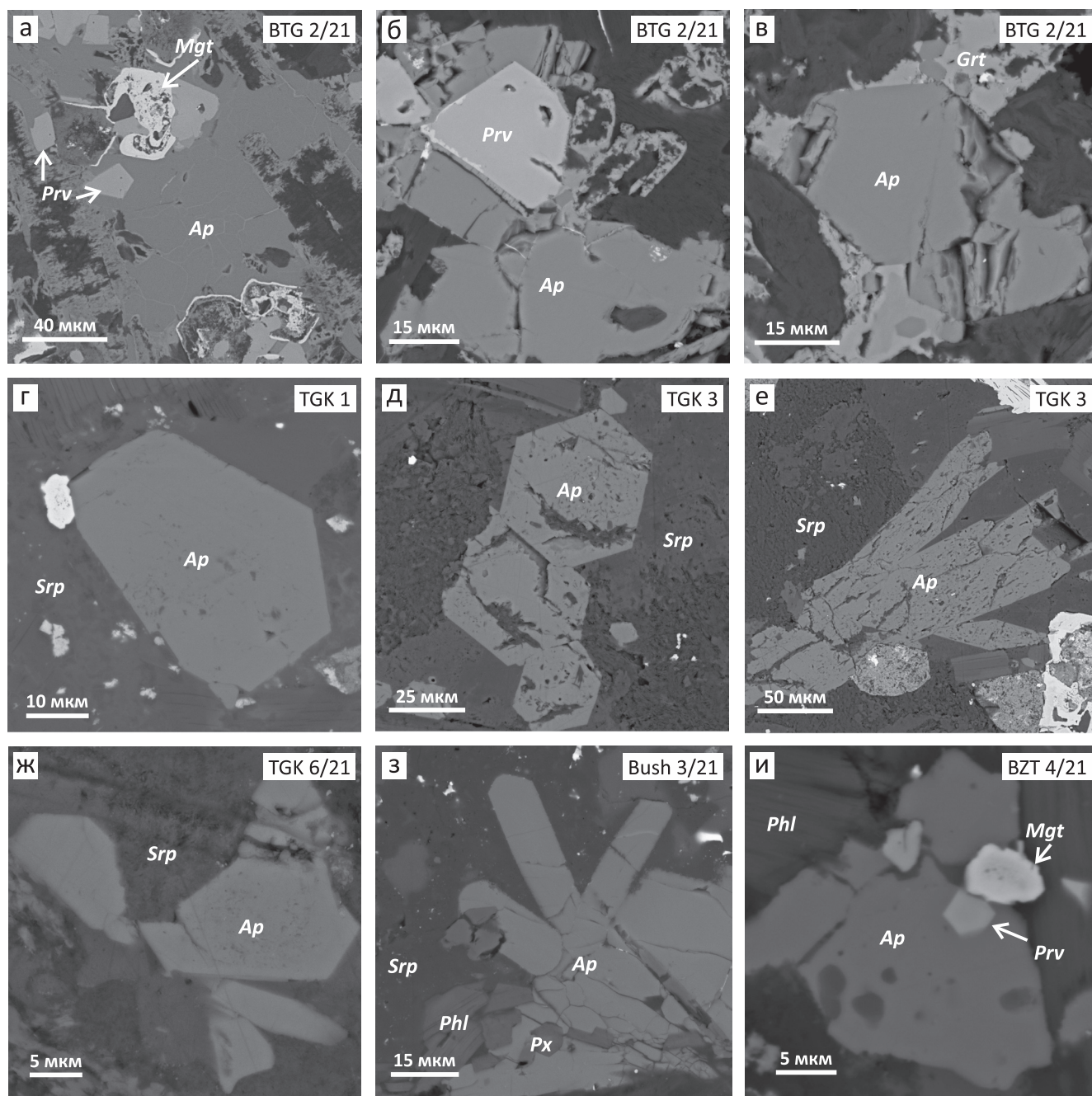


Рис. 3. BSE-изображения для апатитов из айликитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Ap – минералы группы апатита, *Mgt* – магнетит, *Prv* – перовскит, *Grt* – минералы группы граната (андрадит), *Srp* – серпентин, *Px* – пироксен, *Cal* – кальцит, *Phl* – флогопит.

Fig. 3. BSE images for apatites from aillikites of the Zima alkaline-ultramafic carbonatite complex.

Ap – minerals of the apatite group, *Mgt* – magnetite, *Prv* – perovskite, *Grt* – minerals of the garnet group (andradite), *Srp* – serpentine, *Px* – pyroxene, *Cal* – calcite, *Phl* – phlogopite.

высоким SiO_2 – 2.8–4.36 мас. %, низким SrO – 0.8 и присутствием Na_2O – до 0.4 мас. % (см. рис. 3, 4, табл. 2).

В образце TGK 3 для апатитов характерны крупные пористые кристаллы, размером до 100 мкм, расположенные в серпентине. В них отношение

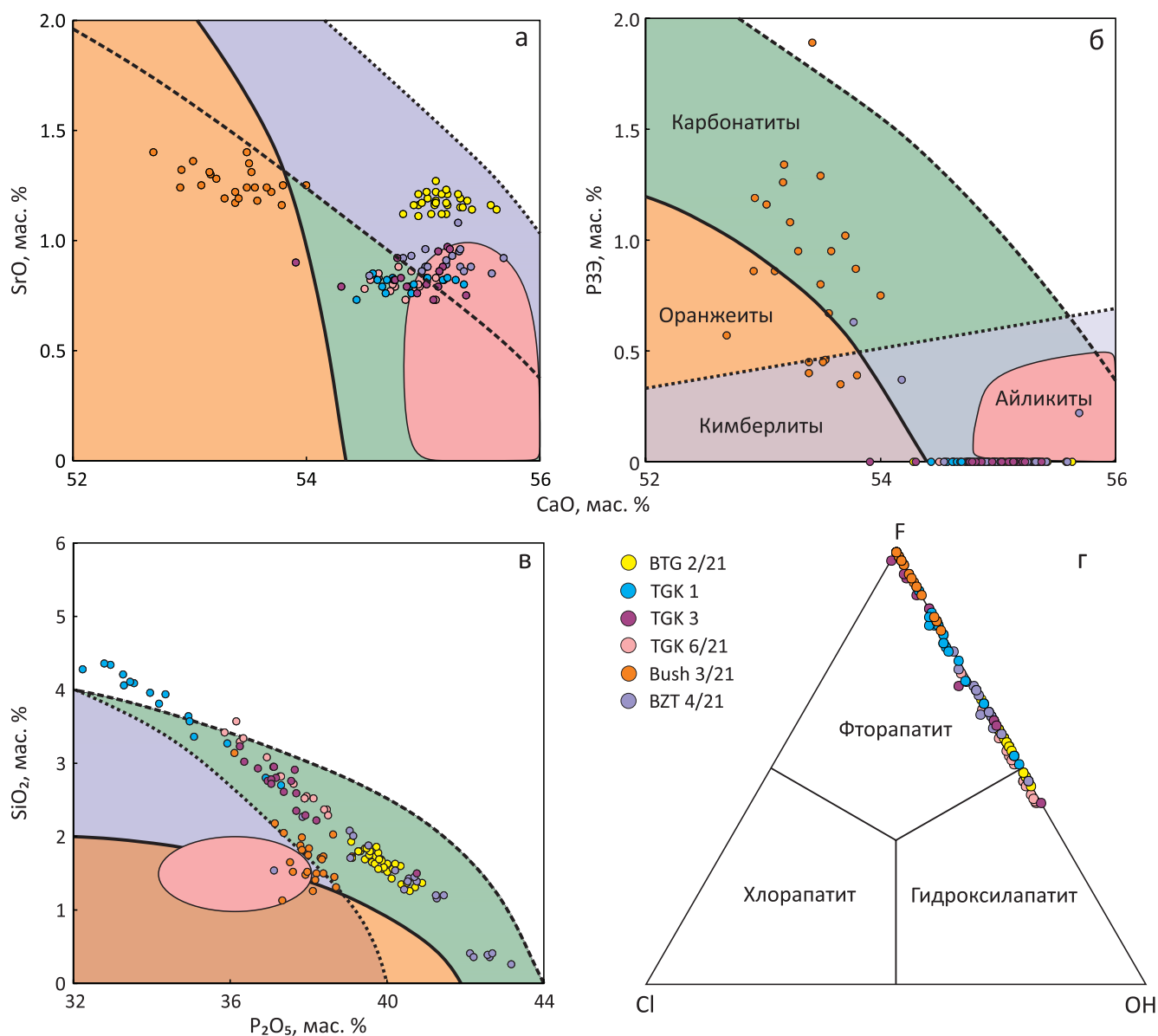


Рис. 4. Диаграммы составов минералов группы апатита из айликитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Поля составов апатитов из кимберлитов, оранжеитов, карбонатитов и айликитов нанесены по данным (Soltys et al., 2020).

Fig. 4. Diagrams of compositions of apatite group minerals from aillikites of the Zima alkaline-ultramafic carbonatite complex.

The composition fields of apatites from kimberlites, orangeites, carbonatites, and aillikites are plotted according to (Soltys et al., 2020).

Ca/P достигает 1.84, SiO₂ – до 3.23 мас. % и SrO – до 0.95 мас. % (см. рис. 3, 4, табл. 2).

Мелкие зерна апатита размером до 25 мкм из TGK 6/21 были диагностированы в агрегатах серпентина. Они имеют высокое отношение Ca/P 1.80–1.86, относительно высокое SiO₂ – до 3.00 мас. % и низкое SrO – до 0.90 мас. % (см. рис. 3, 4, табл. 2).

Минералы группы апатита из Bush 3/21 были обнаружены как в серпентине, так и в кальците, и

имеют включения флогопита и диопсида. Состав этих апатитов характеризуется относительно высоким содержанием (мас. %): P3Э – до 2.00, Na₂O – до 1.00, SrO – до 1.30, и F – 3.01–3.51. Отношение Ca/P = 1.72. (см. рис. 3, 4, табл. 2).

Апатиты из BZT 4/21 представлены мелкими кристаллами размером до 10 мкм и расположены в зернах флогопита или в агрегатах кальцита и серпентина. В самих апатитах были найдены включе-

Таблица 2. Химический состав минералов группы апатита из айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (мас. %)

Table 2. Composition of minerals of the apatite group from aillikites of the Zima alkaline-ultramafic carbonatite complex (wt %)

Компонент	BTG 2/21		TGG 1/21		TGG/3		TGG 6/21		Bush 3/21		BZT 4/21	
CaO	55.2	55.2	54.6	54.7	55.4	55.2	54.8	54.8	53.2	53.8	53.8	54.2
SrO	1.17	1.12	0.85	0.83	0.75	0.97	0.79	0.82	1.28	1.16	1.62	1.58
MgO	0.12	0.12	0.10	0.15	0.18	0.08	0.17	0.15	0.38	0.73	0.17	0.13
FeO	0.22	0.22	0.28	0.35	0.30	0.37	0.28	0.27	0.44	0.33	0.36	0.37
Na ₂ O	—	—	0.26	0.34	—	0.20	—	—	0.71	0.42	—	—
Ce ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0.56	0.48	0.41	0.37
La ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0.52	0.39	0.22	—
P ₂ O ₅	39.8	39.9	33.3	32.2	37.7	38.2	36.9	37.6	37.4	37.8	42.1	42.2
SiO ₂	1.78	1.67	4.06	4.28	2.91	2.22	3.08	2.72	2.05	1.88	0.41	0.36
SO ₃	0.20	0.15	0.15	0.15	0.10	0.10	0.30	0.22	—	—	—	—
F	1.97	1.92	3.20	2.91	3.06	3.03	1.85	1.65	3.47	3.32	1.65	1.64
Cl	—	—	—	0.06	—	—	0.06	—	—	—	—	—
Сумма	100	100	96.7	96.1	100	101	98.2	98.2	100	100	101	101

Примечание. BaO, Pr₂O₃, Nd₂O₃, Sm₂O₃, ThO₂ и прочерк – ниже предела обнаружения.

Note. BaO, Pr₂O₃, Nd₂O₃, Sm₂O₃, ThO₂ and dash – limit below detection.

ния перовскита и магнетита. В этих апатитах отношение Ca/P составляет ≈ 1.67 , содержание SiO₂ – до 1.5 мас. %; SrO – 0.90; F – 2.4 мас. % (см. рис. 3, 4, табл. 2).

Для всех рамановских КР-спектров исследованных минералов группы апатита характерен наиболее интенсивный пик с частотой 964 см⁻¹, который соответствует моде симметричных валентных колебаний PO₄³⁻ (ν_1) (рис. 5).

В частотном диапазоне от 1020 до 1090 см⁻¹ пики соответствуют асимметричным валентным колебаниям (ν_3) в группе PO₄³⁻ и симметричным валентным колебаниям (ν_1) в группе CO₃²⁻ (≈ 1070 см⁻¹). В этом частотном диапазоне обычно наиболее интенсивные линии с частотами ≈ 1050 см⁻¹, ≈ 1075 см⁻¹ (ν_3 – PO₄³⁻) и ≈ 1070 см⁻¹ (ν_1 – CO₃²⁻) обычно перекрываются с ≈ 1075 см⁻¹; менее интенсивные пики с частотами ≈ 1030 см⁻¹ и ≈ 1040 см⁻¹ (ν_3 – PO₄³⁻) или проявлены слабо (BTG 2/21, Bush 3/21), или полностью перекрываются и образуют плечо (BZT 4/21, TGG 1). В спектре TGG 3, напротив, отчетливо проявлены пики с частотами 1032 и 1041 см⁻¹, и они более интенсивные по отношению к пику 1055 см⁻¹, также в этом спектре проявлен пик с частотой 1060 см⁻¹ (ν_3 – PO₄³⁻) (Comodi et al., 2001). Также для исследованных образцов было отмечено увеличение относительной интенсивности пика 1070 см⁻¹ (ν_1 – CO₃²⁻) по отношению к пикам (ν_3 – PO₄³⁻) с ростом содержания кремния.

В частотном диапазоне 400–610 см⁻¹ расположены пики, связанные с симметричными (ν_2 – 430 см⁻¹) и асимметричными (ν_4 – 447, 580, 590, 607 и 612 см⁻¹) деформационными колебаниями PO₄³⁻.

В спектре TGG 3 проявлены все перечисленные линии для диапазона 400–610 см⁻¹, в спектрах, полученных для остальных образцов, линии 607 см⁻¹ и 612 см⁻¹ – низкоинтенсивные или вовсе перекрываются (BZT 4/21 и TGG 1).

Пики, расположенные до 300 см⁻¹, связаны с решеточными колебаниями в структуре апатита. В спектрах TGG 1, TGG 3 и Bush 3/21 наблюдались пики в частотном диапазоне колебаний О–Н. Пики в диапазоне 3650–3750 см⁻¹ в спектре BTG 2/21 вероятно связаны с наложением спектра флогопита.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По соотношению F, Cl и OH большинство изученных минералов группы апатита айлицитов относится к фторапатитам и только часть попадает в поле гидроксилапатита (см. рис. 4г, табл. 3). Подобные соотношения анионов являются наиболее распространенными для минералов группы апатита магматического генезиса, включая кимберлиты и щелочно-карбонатитовые комплексы (Webster, Piccoli, 2015; Soltys et al., 2020). Апатиты из пробы BTG 2/21 попадают в область между фтор- и гидроксилапатитом (см. рис. 4г). Присутствие в их составе значимого количества гидроксил-группы подтверждается хорошо выраженными линиями в области 3650–3750 см⁻¹ на КР спектрах (см. рис. 5).

Изученные апатиты за редким исключением характеризуются повышенными содержаниями SiO₂ – >1 мас. %, умеренными – SrO – до 1.5 мас. % и низкими – РЗЭ (см. рис. 4, табл. 2). Апатиты из Белозиминской трубки имеют самое низкое содер-

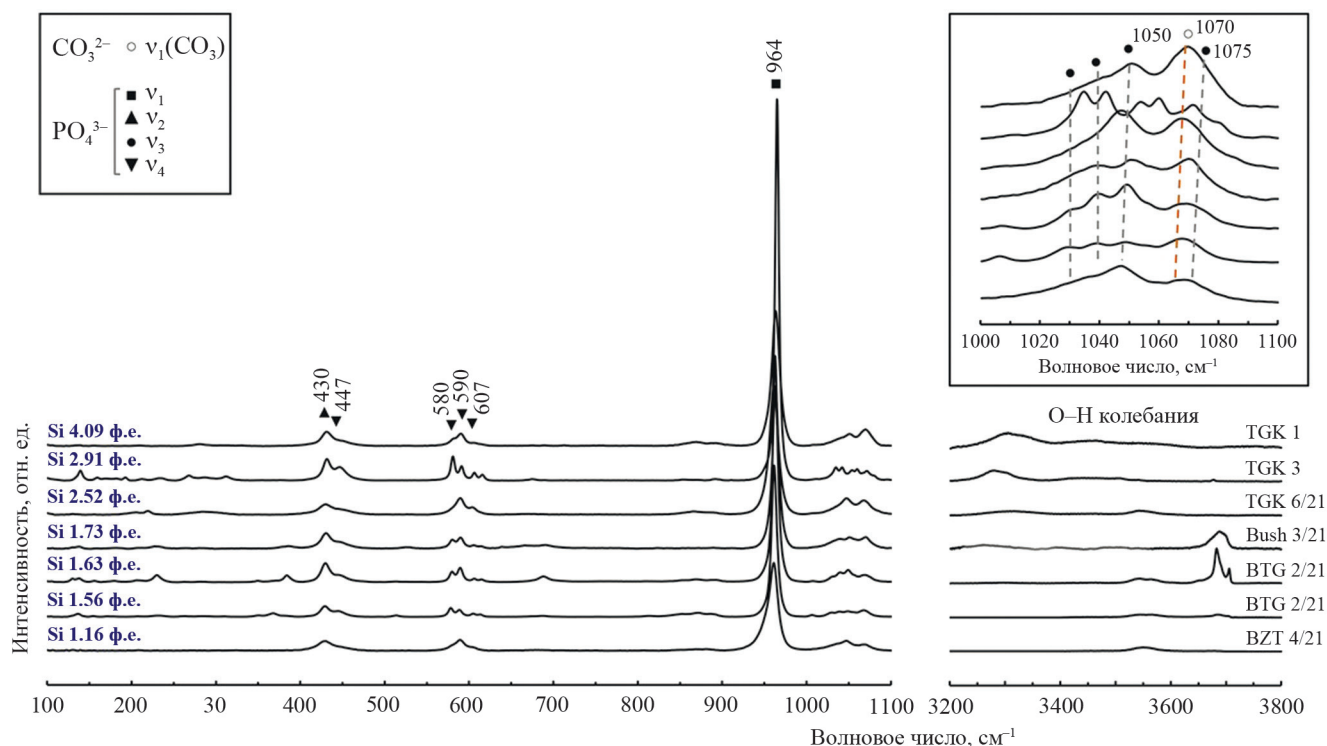


Рис. 5. КР-спектры минералов группы апатита из айлицитов зиминского комплекса.

Спектры расположены по мере увеличения содержания Si (ф.е. – формульные единицы): $\nu_1(\text{CO}_3^{2-})$ – мода симметричных валентных колебаний в группе CO_3^{2-} (1071 cm^{-1}); колебания в группе PO_4^{3-} (ν_1 – мода симметричных валентных колебаний (964 cm^{-1}), ν_2 – мода симметричных деформационных колебаний (430 cm^{-1}), ν_3 – моды ассиметричных валентных колебаний (1040, 1050 и 1075 cm^{-1}), ν_4 – моды ассиметричных деформационных колебаний (447, 580 и 607 cm^{-1}).

Fig. 5. Raman spectra of minerals of the apatite group from aillikites of the Zima alkaline-ultramafic carbonatite complex.

The spectra are arranged with increasing Si content (f.e. – formula units): (1071 cm^{-1}); vibrations in the PO_4^{3-} group (ν_1 is the mode of symmetric stretching vibrations (964 cm^{-1}), ν_2 is the mode of symmetric deformation vibrations (430 cm^{-1}), ν_3 is the mode of asymmetric stretching vibrations (1040, 1050 and 1075 cm^{-1}), ν_4 – modes of asymmetric deformation vibrations (447, 580 and 607 cm^{-1}).

жание SiO_2 – до 2 мас. %, апатиты из TGK 1 – самое высокое – до 4 мас. %. В соответствии с данными КР спектров, наблюдаются пики CO_3^{2-} . Известно, что CO_3^{2-} может занимать два разных положения в структуре апатита. Он может замещать OH^- группы и PO_4^{3-} . Пик CO_3^{2-} КР-спектров около 1070 cm^{-1} характерен для апатитов, где CO_3^{2-} занимает положение PO_4^{3-} . Пики CO_3^{2-} около 715 и 689 cm^{-1} показывают CO_3^{2-} в положении OH^- группы (Awonusi, Morris, 2007; Ishimaru et al., 2018). Пик CO_3^{2-} в изученных апатитах наблюдается в 1070 cm^{-1} и не проявлен в 715 и 689 cm^{-1} , что позволяет предположить наличие CO_3^{2-} в позиции PO_4^{3-} . SiO_4 , как и CO_3^{2-} , входит в позицию PO_4^{3-} . Однако при этом должен сохраниться баланс зарядов, которого можно достичь с помощью следующих изоморфных схем: 1) $\text{PZ}^{3+} + \text{SiO}_4^{4-} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{PO}_4^{3-}$; 2) $\text{SO}_4^{2-} + \text{SiO}_4^{4-} \leftrightarrow 2\text{PO}_4^{3-}$; 3) $\text{SiO}_4^{4-} + \text{CO}_3^{2-} \leftrightarrow 2\text{PO}_4^{3-}$ (Pan, Fleet, 2002; Piccoli, Candela, 2002). В нашем случае 3-я схема является наиболее подходящей. Апатиты из

Бушканайской дайки отличаются от других изученных апатитов более высоким содержанием РЗЭ и низким SiO_2 при одинаковом содержании P_2O_5 (см. рис. 4в). Поэтому мы предполагаем, что в апатитах Бушканайской дайки сохранение баланса зарядов происходит по схеме 1.

Фторапатиты из айлицитов Белозиминской трубки характеризуются низким содержанием кремния, а апатиты из даек – высоким содержанием, что могло быть результатом обогащения кремнием или повышения активности кремния в остаточном расплаве последних. Предполагается, что нахождение CO_3^{2-} и SiO_4 в структуре апатита в позиции PO_4^{3-} отражает более высокий уровень содержания CO_2 в исходном расплаве и более высокое содержание SiO_2 из-за предпочтительной кристаллизации карбонатов по сравнению со слюдой и монтчеллитом (Soltys et al., 2020).

Основным концентратором Sr в кимберлитах и родственных им айликатах являются карбонаты

Таблица 3. Формулы для минералов группы апатита из айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса

Table 3. Formulas for minerals of the apatite group from aillikites of the Zima alkaline-ultramafic carbonatite complex

№ образца	Формула	Вид апатита
BTG 2/21	$(\text{Ca}_{9.8}\text{Sr}_{0.1}\text{Mg}_{0.03}\text{Fe}_{0.03})[(\text{PO}_4)_{5.7}(\text{SiO}_4)_{0.3}(\text{SO}_4)_{0.02}(\text{CO}_3)_{0.003}](\text{F}_{1.2}(\text{OH})_{0.8})$	Фторапатит
TGK 1	$(\text{Ca}_{9.8}\text{Na}_{0.1}\text{Sr}_{0.08}\text{Fe}_{0.05}\text{Mg}_{0.04})[(\text{PO}_4)_{5.3}(\text{SiO}_4)_{0.7}(\text{SO}_4)_{0.01}(\text{CO}_3)_{0.007}](\text{F}_{1.8}(\text{OH})_{0.2})$	То же
TGK 3	$(\text{Ca}_{9.8}\text{Sr}_{0.09}\text{Mg}_{0.05}\text{Fe}_{0.05})[(\text{PO}_4)_{5.6}(\text{SiO}_4)_{0.4}(\text{SO}_4)_{0.01}(\text{CO}_3)_{0.006}](\text{F}_{1.5}(\text{OH})_{0.5})$	“—”
TGK 6/21	$(\text{Ca}_{9.9}\text{Sr}_{0.08}\text{Mg}_{0.03}\text{Fe}_{0.03})[(\text{PO}_4)_{5.6}(\text{SiO}_4)_{0.4}(\text{SO}_4)_{0.03}(\text{CO}_3)_{0.005}](\text{OH})_{1.1}\text{F}_{0.9}$	Гидроксилапатит
Bush 3/21	$(\text{Ca}_{9.6}\text{Na}_{0.2}\text{Sr}_{0.1}\text{PЗЭ}_{0.07}\text{Mg}_{0.05}\text{Fe}_{0.05})[(\text{PO}_4)_{5.7}(\text{SiO}_4)_{0.3}(\text{CO}_3)_{0.004}](\text{F}_{1.8}(\text{OH})_{0.2})$	Фторапатит
BZT 4/21	$(\text{Ca}_{9.8}\text{Sr}_{0.09}\text{Mg}_{0.06}\text{Fe}_{0.04})[(\text{PO}_4)_{5.9}(\text{SiO}_4)_{0.1}(\text{CO}_3)_{0.001}](\text{F}_{1.3}(\text{OH})_{0.7})$	То же

(Mitchell, 1997; Chakhmouradian et al., 2002). При отсутствии первичных карбонатных фаз Sr преимущественно накапливается в апатите. Если в породе нет ни первичных карбонатов, ни минералов группы апатита, то Sr концентрируется в перовските. Очень высокое содержание Sr в апатитах объясняется привнесением в расплав водных флюидов дейтерового или гидротермального происхождения (Soltys et al., 2020). Возможно, более высокие содержания Sr в BTG 2/21 и Bush 3/21 связаны с низким содержанием магматических карбонатов.

Низкое содержание PЗЭ в апатитах может быть результатом кристаллизации апатита из расплава, который был обеднен PЗЭ при кристаллизации перовскита (Jones, Wyllie, 1984). В основной массе изученных айлицитов присутствует перовскит до 10 об. % с содержанием PЗЭ от 1 до 6 мас. %. В соответствии с полученными петрографическими данными, низкое содержание PЗЭ в минералах группы апатита из айлицитов зиминского комплекса связано с тем, что перовскит кристаллизуется раньше апатита.

По составу явно выделяются апатиты из Бушканайской дайки (Bush 3/21), которые содержат повышенные содержания PЗЭ и SrO, а также максимально высокий F. Именно для этой пробы отмечается наименьшая степень гидротермальной обработки, и можно было бы сделать заключение об отсутствии взаимодействия апатитов с растворами и переуравновешивания их составов. Однако, считается, что для минералов группы апатита влияние вторичных процессов не играет существенной роли (Webster, Piccoli, 2015). Можно предположить, что расплав из которого кристаллизовались апатиты Бушканайской дайки первоначально имел относительно высокое содержание Sr, PЗЭ, F.

Минералы группы апатита из кимберлитов и родственных пород являются чистыми фторгидроксилапатитами со значительным количеством кремния (Mitchell, 1986). Апатиты из оранжеитов имеют высокое содержание SrO – до 6 мас. % и низкое содержание PЗЭ₂O₃ – до 1 мас. %. Кимберлитовые апатиты обеднены SrO (<1 мас. %), чем оранжеитовые. Лампроитовые апатиты пред-

ставляют собой фторапатиты и имеют высокое содержание SrO – до 6 и BaO – до 10 мас. %, низкое PЗЭ₂O₃ – до 2 и SiO₂ – до 1 мас. %. Карбонатитовые апатиты содержат более высокие LREE, S, Cl и F, но более низкое содержание Fe относительно апатитов из кимберлитов (Soltys et al., 2020). Айлицитовые апатиты по своему химическому составу близки к кимберлитовым (Mitchell, 1986, 1995; Soltys et al., 2020; Нугуманова, Калугина, 2022). Сходство составов апатитов из кимберлитов и айлицитов может свидетельствовать о сходных составах их расплавов на поздних стадиях кристаллизации (Soltys et al., 2020). Исследованные в этой работе минералы группы апатита схожи по составу с апатитами из кимберлитов и родственных пород. Составы изученных апатитов наиболее близки к апатитам из кимберлитов и айлицитов мира, в отличие от оранжеитовых и лампроитовых они имеют низкое содержание Sr и Ba.

Полученные нами данные значительно расширяют поля составов апатитов из айлицитов. На рис. 4а диапазон содержания SrO в айлиритах увеличивается до 1.5 мас. %, содержание PЗЭ – до 1.5 мас. % (см. рис. 4б), содержание SiO₂ – до 4 мас. % (см. рис. 4в).

ВЫВОДЫ

Изученные минералы группы апатита из айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса были идентифицированы как фторапатиты и гидроксилапатиты. Эти апатиты имеют повышенное содержание SiO₂ – до 5 мас. %, низкое содержание SrO – до 1.5 мас. % и PЗЭ₂O₃ – до 2 мас. %. Кроме того, в состав изученных апатитов входят MgO, FeO, Na₂O, SO₄, CO₃. Для фторапатитов из дайковых айлицитов характерно более высокое содержание кремния относительно апатитов из Белозиминской трубки. Предполагается, что наличие CO₃²⁻ и SiO₄ в позиции PO₄³⁻ отражает более высокий уровень содержания CO₂ в исходном расплаве и более высокое содержание SiO₄. Апатиты из Бушканайской дайки (Bush 3/21) содержат повышенные содержания PЗЭ и SrO, а также макси-

мально высокий F. Именно для этой пробы отмечается наименьшая степень гидротермальной проработки, и можно было бы сделать заключение об отсутствии взаимодействия апатитов с растворами и переуравновешивания их составов. Однако, считается, что для минералов группы апатита влияние вторичных процессов не играет существенной роли (Webster, Piccoli, 2015). Можно предположить, что расплав, из которого кристаллизовались апатиты Бушканайской дайки первоначально имел относительно высокое содержание Sr, P3Э, F.

Исследованные апатиты по своему химическому составу отличаются от апатитов из оранжеев и лампроитов более низкими содержаниями Sr и Ba. По содержаниям Sr, Si и P3Э изученные апатиты схожи с апатитами из кимберлитов и айликов. Эти различия позволяют использовать минералы группы апатита в качестве индикаторного минерала для классификации кимберлитов и родственных пород.

Полученные нами данные значительно расширяют поля составов апатитов из айликов. Диапазон содержания SrO в айликах увеличивается до 1.5 мас. %, P3Э – до 1.5 мас. %, а SiO₂ – до 4 мас. %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Багдасаров Ю.А. (2001) Металлогения карбонатитовых комплексов России. *Металлогения магматических комплексов внутриплитовых геодинамических обстановок*. М.: ГЕОС, 128-506.
- Василенко А.А. (1996) Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Большетагнинском апатит-редкометальном месторождении и Ярминском торий-редкометальном рудопроявлении за 1988–1992 гг. Иркутский филиал ФГУ “ТФИ по Иркутской области”.
- Корнаков В.В., Матвейчук А.А., Кнутова С.В. (2019) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXIII (Белая Зима). М.: Роснедра, 132 с.
- Нугуманова Я.Н., Калугина А.Д. (2022) Особенности состава минералов группы апатита из ультраосновных лампрофиров Большетагнинского щелочно-ультраосновного карбонатитового массива (Восточно-Саянская область). *Тр. Ферсмановской науч. сессии ГИ КНЦ РАН*, (19), 266-270.
- Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Данилов Б.С. (2020) Кимберлитоподобные породы Урикско-Ийского грабена, Восточное Присяянье: минеральный состав, геохимия и условия формирования. *Геодинамика и тектонофизика*, **11**(4), 678-696. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0500>
- Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лашенов В.А. (1995) Присяянская провинция высококальциевых щелочных пород и лампроитов. *Докл. АН*, **342**(1), 82-86.
- Фролов А.А., Белов С.В. (1999) Комплексные карбонатитовые месторождения зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия). *Геология руд. месторождений*, **41**(2), 109-130.
- Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В., Зинчук Н.Н., Белов С.В., Бурмистров А.А. (2005) Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогения, прогноз). М.: НИА–Природа, 540 с.
- Awonusi A., Morris M.D., Tecklenburg M.M.J. (2007) Carbonate Assignment and Calibration in the Raman Spectrum of Apatite. *Calcified Tissue Int.*, **81**(1), 46-52.
- Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Mitchell R.H. (2002) Strontium-apatite: New occurrences, and the extent of Sr-for-Ca substitution in apatite-group minerals. *Can. Mineral.*, **40**, 121-136.
- Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Zaitsev A.N., Couëslan C., Xue C., Kynický J., Mumin H., Yang P. (2017) Apatite in carbonatitic rocks: Compositional variation, zoning, element partitioning and petrogenetic significance. *Lithos*, **274-275**, 188-213.
- Comodi P., Liu Yu, Frezzotti M.L. (2001) Structural and vibrational behavior of fluorapatite with pressure. Part II: in situ micro-Raman spectroscopic investigation. *Phys. Chem. Minerals*, **28**, 225-231.
- Dalton H.B., Giuliani A., O'Brien H., Phillips D., Hergt J. (2019) Petrogenesis of a hybrid cluster of evolved kimberlites and ultramafic lamprophyres in the Kuusamo area, Finland. *J. Petrol.*, **60**(10), 2025-2050. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz062>
- Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladyskin N.V. (2016) Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids. *J. Asian Earth Sci.*, **26**, 81-96.
- Egorov K.N., Kiselev A.I., Men'Shagin Y.V., Minaeva Y.A. (2010) Lamproite and Kimberlite of the Sayany Area: Composition, Sources, and Diamond Potential. *Dokl. Earth Sci.*, **435**(2), 1670-1675. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10120251>
- Foley S., Andronikov A., Melzer S. (2002) Petrology of ultramafic lamprophyres from the Beaver Lake area of Eastern Antarctica and their relation to the breakup of Gondwanaland. *Mineral. Petrol.*, **74**, 361-384. <https://doi.org/10.1007/s007100200011>
- Ishimaru Y., Oshima Y., Imai Y., Iimura T., Takanezawa S., Hino K., Miura H. (2018) Raman Spectroscopic Analysis to Detect Reduced Bone Quality after Sciatic Neurectomy in Mice. *Molecules*, **23**(12), 3081.
- Jones A.P., Wyllie P.J. (1984) Minor elements in perovskite from kimberlite and the distribution of rare earth elements: An electron probe study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **69**, 128-140.
- Jones R.H., McCubbin F.M., Guan Y. (2016) Phosphate minerals in the H group of ordinary chondrites, and fluid activity recorded by apatite heterogeneity in the Zag H3-6 regolith breccia. *Amer. Mineralogist*, **101**(11), 2452-2467.
- Khan A.F., Awais M., Khan A.S., Tabassum S., Chaudhry A.A., Rehman I.U. (2013) Raman Spectroscopy of Natural Bone and Synthetic Apatites. *Appl. Spectroscopy Rev.*, **48**, 329-355.
- Kjarsgaard B.A., Pearson D.G., Tappe S., Nowell G.M., Dowall D.P. (2009) Geochemistry of hypabyssal kimberlites from Lac de Gras, Canada: comparisons to a global database and applications to the parent magma problem. *Lithos*, **112**, 236-248. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.001>

thos.2009.06.001

- Milligan R., Fedortchouk Y., Normandeau P.X., Fulop A., Robertson M. (2017) Features of apatite in kimberlites from Ekati Diamond Mine and Snap Lake, Northwest Territories, Canada: modelling of kimberlite composition. *11th International Kimberlite Conference Extended Abstract. No. 11IKC-4519*.
- Mitchel R.H. (1997) Preliminary studies of the solubility and stability of perovskite group compounds in the synthetic carbonatite system calcite–portlandite. *J. Afr. Earth Sci.*, **25**, 147–158.
- Mitchel R.H. (2008) Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **174**, 1–8.
- Mitchel R.H., Tappe S. (2008) Discussion of “Kimberlites and aillikites as probes of the continental lithospheric mantle”, by D. Francis and M. Patterson (*Lithos*, **109**, 72–80). *Lithos*, **115**(1), 288–292.
- Mitchell R.H. (1986) Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. New York, Springer Science & Business Media, 442 p.
- Mitchell R.H. (1995) Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks. New York, Springer Science & Business Media, 410 p.
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Smirnova M.D., Lapin A.V., Shcherbakov V.D. (2018) Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **173**, 55. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1480-3>
- Pan Y., Fleet M.E. (2002) Compositions of the Apatite-Group Minerals: Substitution Mechanisms and Controlling Factors. *Rev. Mineral. Geochem.*, **48**(1), 13–49.
- Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C., Pekov I.V., Rakovan J., White T.J. (2010) Nomenclature of the apatite super-group minerals. *Europ. J. Miner.*, **22**, 163–179.
- Piccoli P.M., Candela P.A. (2002) Apatite in igneous systems. in “Phosphates – geochemical, geobiological, and materials importance”. (Eds M.J. Kohn, J. Rakovan, J.M. Hughes). *Rev. Mineral. Geochem.*, **48**, 255–292.
- Savelyeva V.B., Danilova Yu.V., Letnikov F.A., Demontterova E.I., Yudin D.S., Bazarova E.P., Danilov B.S., Sharygin I.S. (2022) Age and Melt Sources of Ultramafic Dykes and Rocks of the Bolshetagninskii Alkaline Carbonatite Massif (Urik-Iya Graben, SW Margin of the Siberian Craton). *Dokl. Earth Sci.*, **505**, 452–458.
- Soltys A., Giuliani A., Phillips D. (2020) Apatite compositions and groundmass mineralogy record divergent melt/fluid evolution trajectories in coherent kimberlites caused by differing emplacement mechanisms. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **175**(49). <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01686-0>
- Tappe S., Foley S., Jenner G., Heaman L., Kjarsgaard B., Romer R., Stracke A., Joyce N., Hoefs J. (2006) Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: A Consequence of Incipient Lithospheric Thinning beneath the North Atlantic Craton. *J. Petrol.*, **47**(7), 1261–1315.
- Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. (2005) Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications. *J. Petrol.*, **46**(9), 1893–1900. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi039>
- Tappe S., Jenner G.A., Foley S.F., Heaman L., Besserer D., Kjarsgaard B.A., Ryan B. (2004) Torngat Ultramafic Lamprophyres and Their Relation to the North Atlantic Alkaline Province. *Lithos*, **76**(1–4), 491–518. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.040>
- Webster J.D., Piccoli P.M. (2015) Magmatic apatite: A powerful, yet deceptive, mineral. *Elements*, **11**, 177–182.
- Wopenka B., Pasteris J.D. (2005) A mineralogical perspective on the apatite in bone. *Materials Science and Engineering, C*, **25**(2), 131–143.

REFERENCES

- Awonusi A., Morris M.D., Tecklenburg M.M.J. (2007) Carbonate Assignment and Calibration in the Raman Spectrum of Apatite. *Calcified Tissue Int.*, **81**(1), 46–52.
- Bagdasarov Yu.A. (2001) Metallogeny of Carbonatite Complexes of Russia. *Metallogeny of Magmatic Complexes of Within-Plate Geodynamic Settings*. Moscow, GEOS Publ., 128–506. (In Russ).
- Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Mitchell R.H. (2002) Strontium-apatite: New occurrences, and the extent of Sr-for-Ca substitution in apatite-group minerals. *Can. Mineral.*, **40**, 121–136.
- Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Zaitsev A.N., Couëslan C., Xue C., Kynický J., Mumin H., Yang P. (2017) Apatite in carbonatitic rocks: Compositional variation, zoning, element partitioning and petrogenetic significance. *Lithos*, **274–275**, 188–213.
- Comodi P., Liu Yu, Frezzotti M.L. (2001) Structural and vibrational behavior of fluorapatite with pressure. Part II: in situ micro-Raman spectroscopic investigation. *Phys. Chem. Minerals*, **28**, 225–231.
- Dalton H.B., Giuliani A., O’Brien H., Phillips D., Hergt J. (2019) Petrogenesis of a hybrid cluster of evolved kimberlites and ultramafic lamprophyres in the Kuusamo area, Finland. *J. Petrol.*, **60**(10), 2025–2050. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz062>
- Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladyskin N.V. (2016) Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids. *J. Asian Earth Sci.*, **26**, 81–96.
- Egorov K.N., Kiselev A.I., Men’Shagin Y.V., Minaeva Y.A. (2010) Lamproite and Kimberlite of the Sayany Area: Composition, Sources, and Diamond Potential. *Dokl. Earth Sci.*, **435**(2), 1670–1675. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10120251>
- Foley S., Andronikov A., Melzer S. (2002) Petrology of ultramafic lamprophyres from the Beaver Lake area of Eastern Antarctica and their relation to the breakup of Gondwanaland. *Miner. Petrol.*, **74**, 361–384. <https://doi.org/10.1007/s007100200011>
- Frolov A.A., Belov S.V. (1999) Complex carbonatite deposits of the Ziminsky ore region (Eastern Sayan, Russia). *Geol. Ore Depos.*, **41**(2), 109–130.
- Frolov A.A., Lapin A.V., Tolstov A.V., Zinchuk N.N., Belov S.V., Burmistrov A.A. (2005) Carbonatites and kimberlites (relationships, minerageny, forecast). Moscow, NIA-Priroda Publ., 540 p. (In Russ)
- Ishimaru Y., Oshima Y., Imai Y., Imura T., Takanezawa S., Hino K., Miura H. (2018) Raman Spectroscopic Analysis to Detect Reduced Bone Quality after Sciatic Neurectomy in Mice. *Molecules*, **23**(12), 3081.

- Jones A.P., Wyllie P.J. (1984) Minor elements in perovskite from kimberlite and the distribution of rare earth elements: An electron probe study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **69**, 128-140.
- Jones R.H., McCubbin F.M., Guan Y. (2016) Phosphate minerals in the H group of ordinary chondrites, and fluid activity recorded by apatite heterogeneity in the Zag H3-6 regolith breccia. *Amer. Mineralogist*, **101**(11), 2452-2467.
- Khan A.F., Awais M., Khan A.S., Tabassum S., Chaudhry A.A., Rehman I.U. (2013) Raman Spectroscopy of Natural Bone and Synthetic Apatites. *Appl. Spectroscopy Rev.*, **48**, 329-355.
- Kjarsgaard B.A., Pearson D.G., Tappe S., Nowell G.M., Dowall D.P. (2009) Geochemistry of hypabyssal kimberlites from Lac de Gras, Canada: comparisons to a global database and applications to the parent magma problem. *Lithos*, **112**, 236-248. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.001>
- Kornakov V.V., Matveichuk A.A., Knutova S.V. (2019) State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200,000. Second edition. East Sayan series. Sheet N-47-XXIII (White Winter). Moscow, Rosnedra Publ., 132 p. (In Russ.)
- Milligan R., Fedortchouk Y., Normandeau P.X., Fulop A., Robertson M. (2017) Features of apatite in kimberlites from Ekati Diamond Mine and Snap Lake, Northwest Territories, Canada: modelling of kimberlite composition. *11th International Kimberlite Conference Extended Abstract*. No. 11IKC-4519.
- Mitchel R.H. (1997) Preliminary studies of the solubility and stability of perovskite group compounds in the synthetic carbonatite system calcite–portlandite. *J. Afr. Earth Sci.*, **25**, 147-158.
- Mitchel R.H. (2008) Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **174**, 1-8.
- Mitchel R.H., Tappe S. (2008) Discussion of “Kimberlites and aillikites as probes of the continental lithospheric mantle”, by D. Francis and M. Patterson (*Lithos*, **109**, 72-80). *Lithos*, **115**(1), 288-292.
- Mitchell R.H. (1986) Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. New York, Springer Science & Business Media, 442 p.
- Mitchell R.H. (1995) Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks. New York, Springer Science & Business Media, 410 p.
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Smirnova M.D., Lapin A.V., Shcherbakov V.D. (2018) Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **173**, 55. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1480-3>
- Nugumanova Ya.N., Kalugina A.D. (2022) Features of the composition of minerals of the apatite group from ultramafic lamprophyres of the Bolshetagninsky alkaline-ultramafic carbonatite massif (East Sayan region). *Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS*, (19), 266-270. (In Russ.)
- Pan Y., Fleet M.E. (2002) Compositions of the Apatite-Group Minerals: Substitution Mechanisms and Controlling Factors. *Rev. Mineral. Geochem.*, **48**(1), 13-49.
- Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C., Pekov I.V., Rakovan J., White T.J. (2010) Nomenclature of the apatite supergroup minerals. *Europ. J. Miner.*, **22**, 163-179.
- Piccol, P.M., Candela P.A. (2002) Apatite in igneous systems. in “Phosphates – geochemical, geobiological, and materials importance”. (Eds M.J. Kohn, J. Rakovan, J.M. Hughes). *Rev. Mineral. Geochem.*, **48**, 255-292.
- Savelieva V.B., Danilova Yu.V., Bazarova E.P., Danilov B.S. (2020) Kimberlite-like rocks of the Urik-Iya graben, Eastern Sayan region: mineral composition, geochemistry and formation conditions. *Geodynamics & Tectonophysics*, **11**(4), 678-696. (In Russ). <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0500>
- Savelyeva V.B., Danilova Yu.V., Letnikov F.A., Demonterova E.I., Yudin D.S., Bazarova E.P., Danilov B.S., Sharygin I.S. (2022) Age and Melt Sources of Ultramafic Dykes and Rocks of the Bolshetagninskii Alkaline Carbonatite Massif (Urik-Iya Graben, SW Margin of the Siberian Craton). *Dokl. Earth Sci.*, **505**, 452-458.
- Sekerin A.P., Men'shagin Yu.V., Lashchenov V.A. (1995) The Sayan Province of High-Potassium Alkaline Rocks and Lamproites. *Dokl. Earth Sci.*, **342**(1), 82-86. (in Russ.)
- Soltys A., Giuliani A., Phillips D. (2020) Apatite compositions and groundmass mineralogy record divergent melt/fluid evolution trajectories in coherent kimberlites caused by differing emplacement mechanisms. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **175**(49). <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01686-0>
- Tappe S., Foley S., Jenner G., Heaman L., Kjarsgaard B., Romer R., Stracke A., Joyce N., Hoefs J. (2006) Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: A Consequence of Incipient Lithospheric Thinning beneath the North Atlantic Craton. *J. Petrol.*, **47**(7), 1261-1315.
- Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. (2005) Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications. *J. Petrol.*, **46**(9), 1893-1900. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi039>
- Tappe S., Jenner G.A., Foley S.F., Heaman L., Besserer D., Kjarsgaard B.A., Ryan B. (2004) Torngat Ultramafic Lamprophyres and Their Relation to the North Atlantic Alkaline Province. *Lithos*, **76**(1-4), 491-518. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.040>
- Vasilenko A.A. (1996) Report on the results of exploration work at the Bolshetagninsky apatite-rare-metal deposit and the Yarma thorium-rare-metal ore occurrence for 1988–1992. Irkutsk branch of the Federal State Institution “TFI in the Irkutsk Region”. (In Russ, unpublished).
- Webster J.D., Piccoli P.M. (2015) Magmatic apatite: A powerful, yet deceptive, mineral. *Elements*, **11**, 177-182.
- Wopenka B., Pasteris J.D. (2005) A mineralogical perspective on the apatite in bone. *Materials Science and Engineering, C*, **25**, 131-143.

УДК 550.42

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-4-603-621

U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из песчаников кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба и магматического объекта KL-01, Архангельская алмазоносная провинция (север Восточно-Европейской платформы)

Е. В. Агашева

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3,
e-mail: shchukinalena@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 27.04.2023 г., принята к печати 10.07.2023 г.

Объект исследования. Обломочные цирконы из песчаников, не содержащих какую-либо примесь магматического (туфогенного) материала, отобранных из кратерных частей высокоалмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба и магматического объекта KL-01. Оба объекта расположены на севере Восточно-Европейской платформы, в пределах Архангельской алмазоносной провинции, на расстоянии ≈ 100 км друг от друга. **Цель.** Получить первые данные по составу U-Pb изотопной системы обломочных цирконов из песчаников магматических объектов Архангельской алмазоносной провинции для возрастных оценок их источников сноса и установления корреляций с известными тектонотермальными событиями в континентальной коре региона. **Материалы и методы.** Методом LA-ICP-MS получены данные по составу U-Pb изотопной системы 52 зерен цирконов из песчаников трубки им. В. Гриба и 143 зерен цирконов из песчаников объекта KL-01. **Результаты.** Для изученных цирконов установлены разновозрастные источники сноса – от архейских до неопротерозойских, но с преобладанием мезопротерозойских, которым отвечают 63 и 65% зерен из трубки им. В. Гриба и объекта KL-01 соответственно. Для цирконов из песчаников трубки им. В. Гриба отмечается большее количество зерен мезо- и неоархейского ($\approx 15\%$) и меньшее палеопротерозойского ($\approx 14\%$) возраста по сравнению с таковыми из объекта KL-01 (≈ 7 и 20% соответственно). Для двух объектов установлено отсутствие цирконов, возраст которых соответствует интервалу 900–700 млн лет. Минимальный возраст цирконов из песчаников кратера трубки им. В. Гриба (557 ± 9 млн лет) и объекта KL-01 (609 ± 9 млн лет) согласуется с определенным возрастом формирования вендских песчаников в районе трубок Архангельской алмазоносной провинции. **Выводы.** Полученные U-Pb возрастные оценки для изученных обломочных цирконов в целом коррелируют с выявленными ранее этапами тектонотермальных событий в континентальной коре северных территорий Восточно-Европейской платформы, за исключением мезопротерозойского периода 1.7–1.4 и 1.3–1.0 млрд лет назад, которому соответствует преобладающая часть U-Pb возрастных значений изученных цирконов.

Ключевые слова: кимберлитовая трубка, кратер, Восточно-Европейская платформа, песчаник, циркон, континентальная кора, магматизм, седиментация

Источник финансирования

Все аналитические работы выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант № 20-77-10018. Отбор образцов песчаников из кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба и магматического объекта KL-01 выполнен по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9)

U-Pb (LA-ICP-MS) age of detrital zircons from sandstones of the crater part of the V. Grib kimberlite pipe and KL-01 magmatic object, Arkhangelsk diamondiferous province (north of the East European Platform)

Elena V. Agasheva

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia,
e-mail: shchukinalena@igm.nsc.ru

Received 27.04.2023, accepted 10.07.2023

Для цитирования: Агашева Е.В. (2023) U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из песчаников кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба и магматического объекта KL-01, Архангельская алмазоносная провинция (север Восточно-Европейской платформы). *Литосфера*, 23(4), 603–621. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-603-621>

For citation: Agasheva E.V. (2023) U-Pb (LA-ICP-MS) age of detrital zircons from sandstones of the crater part of the V. Grib kimberlite pipe and KL-01 magmatic object, Arkhangelsk diamondiferous province (north of the East European Platform). *Lithosphere (Russia)*, 23(4), 603–621. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-603-621>

Research subject. Detrital zircons from sandstones that contain no admixtures of magmatic material, sampled from the crater parts of the highly diamondiferous V. Grib kimberlite pipe and KL-01 magmatic object. Both objects are located in the north of the East European Platform, within the Arkhangelsk diamondiferous province, at a distance of ≈ 100 km from each other. **Aim.** To obtain the first data on the composition of the U-Pb isotope system of detrital zircons from sandstones of magmatic objects of the Arkhangelsk diamondiferous province in order to evaluate the ages of their sources and reveal correlations with known tectono-thermal events in the continental crust of the region. **Materials and methods.** Using the LA-ICP-MS method, data were obtained on the composition of the U-Pb isotopic system of 52 zircon grains from the sandstones of the V. Grib pipe and 143 zircon grains from the KL-01 sandstones. **Results.** Sources of various ages from Archean to Neoproterozoic were established for the studied zircons. However, the majority zircons have Mesoproterozoic age, namely 63 and 65% of grains from the V. Grib pipe and KL-01 object, respectively. The sandstones of the V. Grib pipe contain a larger amount of Meso- and Neo-Archean zircons ($\approx 15\%$) and a smaller amount of Paleoproterozoic grains ($\approx 14\%$) compared to those from the KL-01 object ≈ 7 and 20% , respectively. The population of zircons with the U-Pb ages of 900–700 Ma is absent in the two objects. The minimum age of zircons from sandstones of the crater of the V. Grib pipe (557 ± 9 Ma) and KL-01 object (609 ± 9 Ma) is consistent with that of formation of the Vendian sandstones in the area of the pipes of the Arkhangelsk diamondiferous province. **Conclusions.** The obtained U-Pb age for the studied detrital zircons generally correlate with the previously identified stages of tectono-thermal events in the continental crust of the northern territories of the East European Platform, with the exception of the Mesoproterozoic period 1.7–1.4 and 1.3–1.0 Ga ago, which corresponds to the predominant part U-Pb age values of the studied zircons.

Keywords: kimberlite pipe, crater part, East European platform, sandstone, zircon, continental crust, magmatism, sedimentation

Funding information

All analytical works were supported by the Russian Science Foundation (grant No. 20-77-10018, <https://rscf.ru/project/20-77-10018>). Sampling of sandstones from the crater parts of the V. Grib kimberlite pipe and the KL-01 magmatic object was carried out due to the state assignment of IGM SB RAS (No. 122041400157-9)

ВВЕДЕНИЕ

Кратоны – это древнейшие (более 2.5 млрд лет) участки континентальной коры с подстилающей литосферной мантией мощностью ≥ 150 км, с минимальными проявлениями тектономагматической активности с конца мезопротерозойской эры (более 1 млрд лет) (Pearson et al., 2021). Считается, что образование большей части кратонной литосферной мантии и континентальной коры (КК) происходило одновременно в результате крупномасштабного тектономагматического события (Pearson, Wittig, 2014; Moyen et al., 2017) с последующими этапами их преобразования (Rudnick, Gao, 2014). Выявление этапов образования и преобразования кратонной КК и литосферной мантии и определение их соответствия или несоответствия (Foley, 2008; Lee et al., 2011; Moyen et al., 2017; Shatsky et al., 2019) играет ключевую роль не только в реконструкции тектонической эволюции кратона в региональном масштабе, но и в определении связи с коренной алмазонасностью региона (Божко и др., 2021).

Породы КК на северных территориях Восточно-Европейской платформы, где расположена Архангельская алмазонасная провинция (ААП), включающая в себя около 100 магматических объектов основного и ультраосновного состава и два крупных коренных месторождений алмазов (им. М.В. Ломоносова и им. В. Гриба), перекрыты толщами осадочных пород вендского, каменноугольного и пермского возраста мощностью от 500 м до более 1 км (Богатилов и др., 1999). Данные о составе и возрас-

те КК в этом регионе могут быть получены только на основании изучения ксенолитов КК, извлеченных из магматических объектов ААП или по породам КК из керна глубоких скважин. К настоящему времени данные по составу и возрастным оценкам пород КК ААП очень ограничены и получены по результатам исследования ксенолитов нижне- и среднекоровых пород из кимберлитовых трубок им. В. Гриба (Скублов и др., 2012; Koreshkova et al., 2014; Shchukina et al., 2018) и № 688 (Markwick, Downes, 2000), а также пород поверхности фундамента, вскрытых сериями скважин в центральной и южной частях ААП (Самсонов и др., 2009). В работе (Самсонов и др., 2009) сделан вывод о возрастной гетерогенности пород КК в пределах ААП: исключительно палеопротерозойский возраст КК в центральной части ААП, где расположены все высокоалмазонасные кимберлитовые трубки, и архейский (2.8–2.7 млрд лет) – в южной и северной частях ААП. На основании изучения U-Pb изотопного состава цирконов из нижнекоровых ксенолитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Koreshkova et al., 2014; Shchukina et al., 2018) выделено как минимум два главных тектонотермальных этапа в нижней коре: архейский (≈ 2.7 млрд лет) и палеопротерозойский (1.9–1.7 млрд лет), и установлен факт значительной проработки более древних коровых пород в период 1.9–1.7 млрд лет назад, что могло быть связано с этапом палеопротерозойской субдукции (Shchukina et al., 2018), коррелирующей по времени с этапом коллизии Кольского и Карельского кратонов (Божко и др., 2021). Учи-

тая слабую степень изученности ксенолитов КК ААП и тот факт, что в большинстве магматических объектов ксенолиты КК сильно изменены вторичными процессами, реконструкция тектонотермальных событий КК ААП могла бы быть более эффективна проведена на основании интерпретации данных по составу U-Pb изотопной системы в цирконах, представленных в виде ксенокристов в магматических породах (Kostrovitsky et al., 2016). К настоящему времени опубликованы только результаты U-Pb датирования 33 зерен ксенокристов цирконов из кимберлита трубки им. В. Гриба (Петров и др., 2006), которые показали следующее соотношение возрастных групп цирконов: 2.8–2.6 млрд лет – 9%, 2.6–2.4 млрд лет – 15%, 2.0–1.8 млрд лет – 30%, 1.6–0.9 млрд лет – 46%. Тем не менее данные результаты интерпретированы по-разному: 1) согласно (Петров и др., 2006), возраст цирконов 2.8–2.4 млрд лет свидетельствует об архейском возрасте КК в районе трубки им. В. Гриба, а возрасты 2.1–0.9 млрд лет оцениваются как полученные за счет детритовых цирконов из терригенной фракции пород осадочного чехла; 2) согласно (Самсонов и др., 2009), преобладающий возраст цирконов 2.0–1.8 млрд лет (Петров и др., 2006) подтверждает палеопротерозойский возраст КК в районе трубки им. В. Гриба.

Очевидная проблема в интерпретации результатов U-Pb датирования ксенокристов цирконов как из кимберлита трубки им. В. Гриба (Петров и др., 2006), так и из пород других магматических объектов ААП заключается в возможном присутствии фрагментов вмещающих осадочных пород непосредственно в самих магматических породах, слагающих трубку взрыва (Agasheva, 2021), материал которых используется для дальнейшего измельчения и выделения монофракции цирконов. Полученные возрастные оценки для таких цирконов могут указывать как на возраст пород, являющихся источниками сноса для детритовых цирконов, и, соответственно, отражать этапы седиментации вмещающих трубки пород (Гладкочуб и др., 2013), так и на этапы тектонотермальных событий в КК в районе изучаемого объекта при условии четкого определения, что изучаемые цирконы являются фрагментами пород КК (Kostrovitsky et al., 2016). Первоочередное и обязательное условие для корректной интерпретации данных по U-Pb датированию ксенокристов цирконов из магматических объектов ААП – тип и качество исследуемой магматической породы, которая в дальнейшем будет использована для измельчения и выборки зерен цирконов. Для получения данных по этапам тектонотермальных событий в КК ААП исходная порода должна представлять собой абсолютно “чистый” образец магматической породы ААП, достоверно без какой-либо примеси терригенного осадочного материала. Такое условие не может

быть выполнено для всех магматических объектов ААП, так как жерловые части трубок взрыва ААП могут быть представлены ксенотуфобрекцией, т. е. в самой магматической породе предполагается присутствие материала терригенных вмещающих пород (Agasheva, 2021). Для получения данных по этапам седиментации вмещающих трубки ААП пород должны быть использованы образцы осадочных пород, отобранные или за пределами магматического объекта, или из кратерных частей трубок при условии абсолютного отсутствия магматического (туфогенного) материала в таких образцах. К настоящему времени результаты изучения цирконов из осадочных пород ААП отсутствуют, что не позволяет при интерпретации результатов U-Pb датирования ксенокристов цирконов из магматических объектов ААП выделять возрастные группы цирконов, которые могут не отражать этапы тектонотермальных событий в КК в районе изучаемого магматического объекта.

В настоящей работе представлены первые данные по U-Pb изотопному составу детритовых цирконов из песчаников кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба и магматического объекта КЛ-01, которые расположены в центральной и юго-восточной частях ААП на расстоянии ≈ 100 км друг от друга. Для настоящего исследования использованы песчаники без какой-либо примеси магматического (туфогенного) материала, отобранные из кратерных частей объектов, что позволяет интерпретировать полученные результаты только в качестве свидетельств возраста источников сноса для изученных цирконов в разных частях ААП.

КРАТКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Высокоалмазоносная (до 1.27 кар/т (Устинов и др., 2021)) кимберлитовая трубка им. В. Гриба (376 ± 3 млн лет (Ларионова и др., 2016)) расположена в центральной части ААП (рис. 1), в пределах Верхотинского поля (Богатиков и др., 1999). Трубка прорывает слаболиффицированные осадочные породы вендского возраста, представленные преимущественно песчаниками, и перекрыта толщами осадочных пород (песчаниками, известняками, доломитами) среднекаменноугольного возраста и рыхлых четвертичных отложений, общая мощность которых составляет около 70 м (Пенделяк и др., 2019). В строении трубки им. В. Гриба выделены кратерная и диатремовая фации. Кратерная часть мощностью от ≈ 70 до ≈ 150 м (Пенделяк и др., 2019), представлена разнообразными вулканогенно-осадочными (туфопесчаниками, туфами, туффитами) и осадочными (песчаниками без примеси магматического (туфогенного) материала) породами. Диатремовая часть состоит из ксенотуфобрекций, развитой в южной части диатремы, и собственно кимберлита.

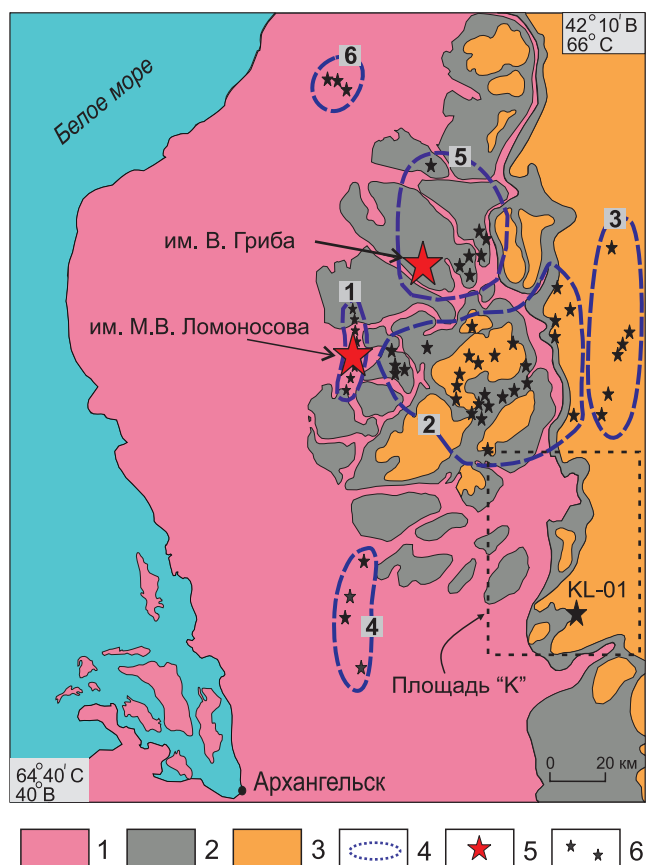


Рис. 1. Геологическая карта Архангельской алмазодонной провинции.

1 – верхний венд, 2 – средний карбон, 3 – пермь, 4 – магматические поля, 5 – месторождения алмазов, 6 – магматические объекты ультраосновного и основного состава. 1–6 в светлых квадратах на карте: 1 – Золотитское поле кимберлитов, 2 – Кепинское поле кимберлитов и оливиновых мелилититов/пикритов, 3 – Турьинское поле базальтов, 4 – Ижмозерское поле оливиновых мелилититов/пикритов, 5 – Верхотинское поле кимберлитов и оливиновых мелилититов/пикритов, 6 – Мельское поле карбонатитов и кимберлитов.

Fig. 1. Geological map of the Arkhangelsk diamondiferous province.

1 – Upper Vendian, 2 – Middle Carboniferous, 3 – Permian, 4 – magmatic fields, 5 – diamond deposits, 6 – igneous objects of ultrabasic and basic composition. 1–6 in light squares on the map: 1 – Zolotitsa field of kimberlite, 2 – Keping field of kimberlite and olivine melilitite/picrite, 3 – Turyino field of basalt, 4 – Izhmzero field of olivine melilitite/picrite, 5 – Verkhotina field of kimberlite and olivine melilitite/picrite, 6 – Mela field of carbonatite and kimberlite.

Магматический объект KL-01 расположен в юго-восточной части ААП, и к настоящему времени его локализация не привязана к какому-либо ранее выделенному магматическому полю ААП (см. рис. 1). Объект KL-01 обнаружен на территории ААП в 2017 г. в пределах поисковой площа-

ди “К” (Agasheva, 2021), которая граничит на севере с Кепинским полем кимберлитов и оливиновых мелилититов/пикритов (Богатиков и др., 1999; Голубев и др., 2010) и Турьинским полем базальтов (см. рис. 1). Объект KL-01 идентифицируется как аномалия 12–13 нТл в локальном магнитном поле по данным наземной магнитной съемки (Agasheva, 2021). Интерпретация геофизических данных и результаты глубинного бурения позволили установить, что объект KL-01 имеет строение трубки, т. е. является геологическим телом с более широкой приповерхностной частью, сужающейся с глубиной. К настоящему времени объект KL-01 опробован тремя скважинами до глубины 150–300 м в центральной (скв. №1), северной (скв. № 2) и южной (скв. № 3) частях аномалии. Результаты комплексного минералого-петрографического и геохимического изучения пород из двух скважин (№ 1 и 2; Agasheva, 2021), представленных песчаниками с варьирующимся модалным количеством магматического (туфогенного) материала (от <1 до 10 об. % в образцах из скв. № 1 и от 10 до 30 об. % в образцах из скв. № 2), позволили установить, что исследуемые песчаники являются составляющими кратерной части магматического объекта, а тип магматической (туфогенной) компоненты определен как кимберлитовый (Agasheva, 2021).

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы песчаников из кимберлитовой трубки им. В. Гриба отобраны из керна одной заверочной скважины (интервал 70–174 м от поверхности), пробуренной в центральной части трубки, а также непосредственно из карьера трубки. Образцы песчаников из магматического объекта KL-01 отобраны из керна заверочной скв. №1 (Agasheva, 2021). Для настоящего исследования отобраны только песчаники без видимой примеси магматического (туфогенного) материала (рис. 2).

Песчаники из кимберлитовой трубки им. В. Гриба представлены образцами от светло- до бурокоричневого цвета, от почти рыхлых до хорошо сцементированных (см. рис. 2). Они состоят из преобладающего кварца и в подчиненном количестве калиевого полевого шпата с частыми акцессорными минералами, такими как слюда, гематит, циркон, рутил, и редкими амфиболом и плагиоклазом. Вторичные минеральные фазы представлены каолинитом, хлоритом, доломитом и редко кальцитом и иллитом. Песчаники из магматического объекта KL-01 от светло- до бурокоричневого цвета, слабосцементированные (см. рис. 2). Они сложены кварцем и калиевым полевым шпатом с частыми акцессорными минералами, такими как циркон, рутил, брукит/анатаз, ильменит, биотит, барит, гематит, магнетит, титаномagnetит и редко амфибол, апатит, монацит, мусковит, перовскит и суль-



Рис. 2. Фотографии представительных образцов песчаников из кратерных частей кимберлитовой трубки им. В. Гриба (а) и магматического объекта KL-01 (б).

Fig. 2. Photographs of representative samples of sandstone from the crater parts of the V. Grib kimberlite pipe (a) and KL-01 magmatic object (b).

фиды. Основная масса песчаников состоит из смеси тех же минералов меньших размеров и содержит обильные выделения вторичных фаз, такие как кальцит, хлорит, доломит, каолинит и редко иллит. Более детальная информация по петрографии, минералогии и валовому составу песчаников представлена в работе (Agasheva, 2021).

Все аналитические работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Песчаники из трубки им. В. Гриба (50 кг) и из объекта KL-01 (100 кг) раздроблены и обработаны методами магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Методика включала в себя следующие этапы: 1) выделение фракции сильномагнитных минералов с помощью ручного магнита РМЧ; 2) разделение минералов немагнитной фракции на неэлектромагнитную и электромагнитную с помощью роликового сепаратора 138Т-СЭМ; 3) разделение минералов неэлектромагнитной и электромагнитной фракций на тяжелый и легкий концентрат с использованием тяжелой жидкости (CHBr_3 , $\rho = 2.89 \text{ г/см}^3$). Зерна цирконов отобраны вручную из концентрата тяжелой неэлектромагнитной фракции $-0.3 + 0.1 \text{ мм}$. Из образцов песчаников кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба выбраны все диагностируемые зерна цирконов, количество которых состави-

ло 90 шт. Из образцов песчаников магматического объекта KL-01 отобрано 600 зерен цирконов, из которых для дальнейших исследований использовано 143 зерна. Зерна цирконов были залиты эпоксидной смолой и отполированы.

Исследование внутреннего строения цирконов проводилось на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430VP с помощью детектора Centaurus при силе тока 10 нА и напряжении 20 кВ, время съемки – 90 с.

Определение состава U-Pb изотопной системы проведено на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR, соединенном с системой лазерной абляции Analyte Excite фирмы Teledyne Cetac Technologies на основе ультрафиолетового эксимерного Ar-F лазера с длиной волны 193 нм. Параметры масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов осуществлялось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 25 мкм, часто-

та повторения импульсов 5 Гц, плотность энергии лазерного излучения 2.3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы “Glitter” (GEMOC; Griffin et al., 2008). U-Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Temora (Black et al, 2004), Plesovice (Slama et al., 2008). Изотопные соотношения $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ рассчитывались исходя из природного соотношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$. Погрешности единичных анализов изотопных отношений и возрастов приведены на уровне 1σ. В 31 зерне цирконов из объекта KL-01 и 4 зернах цирконов из трубки им. В. Гриба данные получены для центральных и краевых частей.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Цирконы из песчаников кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба представлены бесцветными и бледно-желтыми идиоморфными зернами размером от 50 до 100 мкм (единичные – до 200 мкм). Большинство цирконов представлены зернами округлой формы и их обломками (рис. 3), и лишь единичные сохранили удлиненно-призматические и дипирамидальные очертания (см. рис. 3). Особенности внутреннего строения по катодолюминесцентным (КЛ) изображениям свидетельствуют о том, что большинство изученных цирконов характеризуются осцилляторным (43% зерен) или секториальным (50%) типами зональности, и только единичные зерна (7%) однородны по КЛ изображениям (см. рис. 3). Ни в одном зерне не обнаружены реликтовые ядра, и лишь в трех зернах идентифицируются светлые оболочки шириной <20 мкм (№ 15, 26, 29).

Результаты определения U-Pb изотопного состава 52 зерен цирконов из песчаников кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба представлены в табл. 1. Гистограммы и кривые относительной вероятности по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ показаны на рис. 4а. Диаграммы с конкордией для цирконов представлены на рис. 5а. Все проанализированные зерна цирконов показали конкордантность на уровне ±10% (см. табл. 1).

Изученные цирконы из песчаников кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба показывают широкий диапазон U-Pb возраста, от мезоархея до неопротерозоя: возраст наиболее древних цирконов определен как 3053 ± 33 и 3018 ± 31 млн лет, а наиболее молодой составляет 557 ± 9 млн лет. Большая часть полученных возрастных значений соответствует интервалам 1.7–1.4 (36% зерен) и 1.3–1.0 (27%) млрд лет. Представительное количество зерен демонстрируют значения возраста, отвечающие интервалу 2.8–2.7 млрд лет (13%). Наименьшее количество зерен характеризуются значениями возраста в интервалах 2.2–2.0 (7%) и 1.9–1.8

(5%) млрд лет. Необходимо отметить отсутствие цирконов, возраст которых соответствует интервалу 900–600 млн лет (см. рис. 4а, 5а). Значения возраста, полученные в центральной и краевой частях четырех зерен цирконов, не показали существенных различий (см. рис. 3, табл. 1).

Цирконы из песчаников магматического объекта KL-01 представлены бесцветными и бледно-желтыми идиоморфными зернами размером от 80 до 150 мкм. Большинство цирконов – это зерна округлой и овально-вытянутой формы (70%), но 30% зерен сохранили удлиненно-призматические очертания (см. рис. 3). На основании КЛ изображений установлено преобладание зерен с секториальным (57%) и осцилляторным (27%) типами зональности, подобно цирконам из кратерной части трубки им. В. Гриба, но с большим количеством зерен, имеющих однородное строение (16%). Ни в одном зерне не обнаружены ни реликтовые ядра, ни обрамляющие оболочки.

Результаты определения U-Pb изотопного состава 143 зерен цирконов из песчаников магматического объекта KL-01 представлены в табл. 2. Гистограммы и кривые относительной вероятности по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ показаны на рис. 4б. Диаграммы с конкордией для цирконов представлены на рис. 5б. Из проанализированных 174 зерен 170 показали конкордантность на уровне ±10% (см. табл. 2).

Значения возраста, полученные для изученных зерен цирконов из песчаников магматического объекта KL-01, варьируются от мезоархея до неопротерозоя: наиболее древние – 3052 ± 32 млн лет, наиболее молодые – 640 ± 9 , 621 ± 8 и 609 ± 9 млн лет. Преобладающее количество возрастных значений соответствует интервалам 1.3–1.0 (40% зерен) и 1.7–1.4 (25%) млрд лет. Представительное количество зерен демонстрируют значения возраста, отвечающие интервалу 1.9–1.8 млрд лет (12%), и меньшее, но равное количество – интервалам 2.8–2.7 (6%) и 2.5–2.4 (6%) млрд лет. Необходимо отметить отсутствие цирконов, возраст которых соответствует интервалам 2.9–2.8, 2.2–2.1 млрд лет и 900–700 млн лет (см. рис. 4б). Значения возраста в центральной и краевой частях 31 зерна цирконов не показали существенных различий (см. рис. 3, табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные по U-Pb возрасту детритовых цирконов из песчаников кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба и магматического объекта KL-01, расположенных в разных частях ААП на расстоянии ≈100 км друг от друга, позволяют выявить сходство и различия в возрасте их источников сноса в районе двух изученных магматических объектов и сопоставить полученные ре-

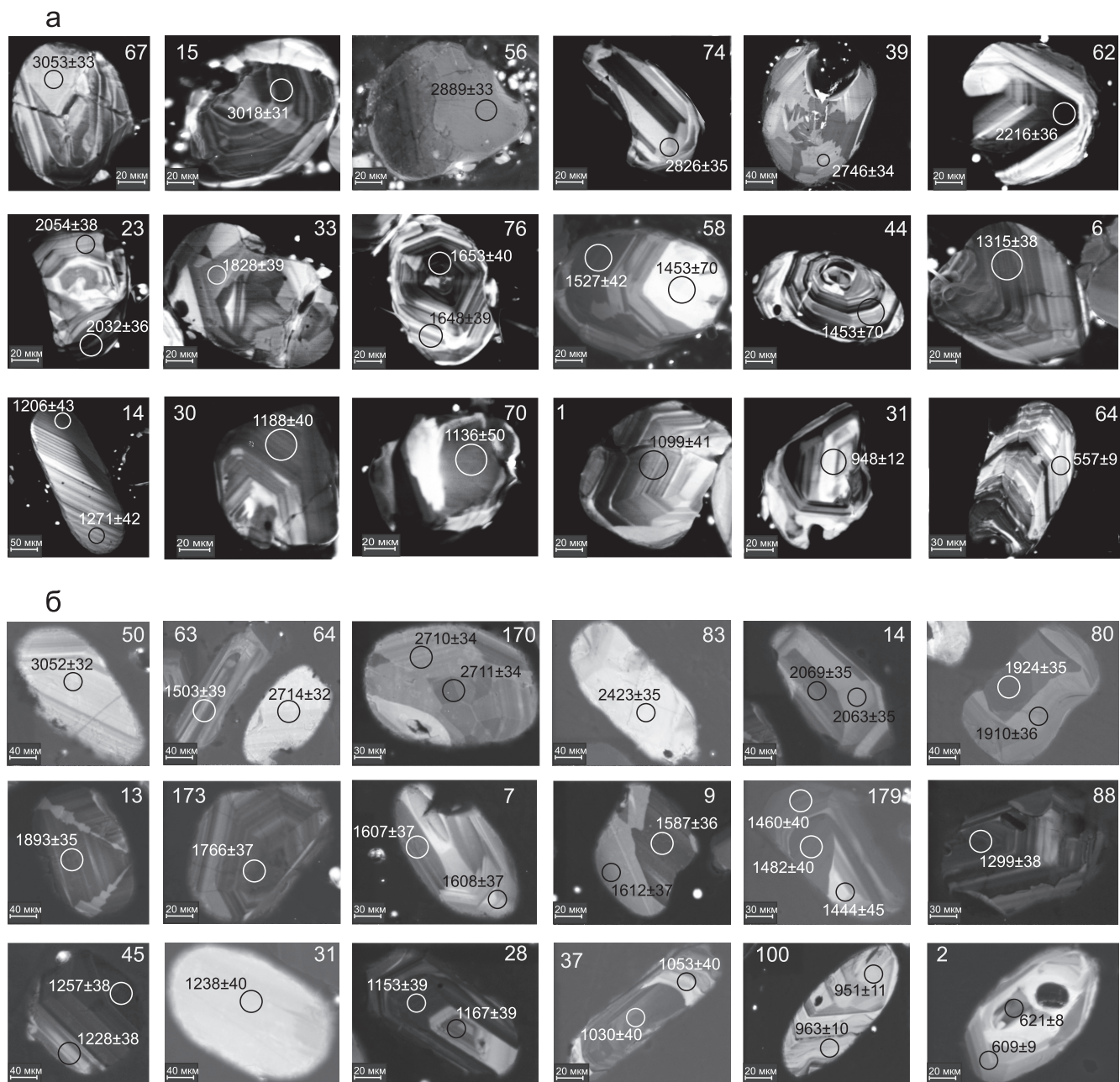


Рис. 3. Католюминесцентные изображения представительных зерен детритовых цирконов из песчаников кратерных частей кимберлитовой трубки им. В. Гриба (а) и магматического объекта KL-01 (б) с указанием значений U-Pb возраста (Pb-Pb >1 млрд лет и U-Pb для <1 млрд лет).

Кружком показано место абляционного кратера. Номера в угловой части каждой фотографии соответствуют номеру зерна.

Fig. 3. Cathodoluminescent images of representative grains of detrital zircons from sandstones of the crater parts of the V. Grib kimberlite pipe (a) and KL-01 magmatic object (b) with indication of U-Pb ages (Pb-Pb >1 Ga and U-Pb for <1 Ga).

The circular area shows the location of the ablation crater. The numbers indicated in the corner of each photo correspond to the grain number.

зультаты с данными по тектонотермальным событиям в КК региона, которые выявлены ранее по результатам исследований пород КК ААП.

Для детритовых цирконов из песчаников кратерной части трубки им. В. Гриба и объекта KL-01 установлены разновозрастные источники сноса –

Таблица 1. U-Pb оценки возраста детритовых цирконов из песчаников кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба**Table 1.** U-Pb age estimates for detrital zircons from sandstones of the crater part of the V. Grib kimberlite pipe

Номер зерна	Возраст, млн лет									
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ	D, %
1	1.00	1099	41	1068	10	1054	14	1129	15	4.2
2	0.30	1235	43	1204	13	1189	16	1371	25	3.9
3	0.28	1051	49	1036	13	1030	14	1081	25	2.0
4	0.28	1046	42	1036	11	1033	14	1045	17	1.3
5	1.14	1591	44	1590	16	1591	21	1616	25	0.0
6	0.21	1315	38	1323	11	1329	17	1394	19	-1.1
7	0.36	1530	37	1529	12	1530	19	1624	22	0.0
10	0.32	1090	41	1094	11	1098	14	1131	17	-0.7
11	0.49	2723	32	2722	14	2725	31	2706	36	-0.1
12	0.27	1313	41	1321	12	1328	17	1446	25	-1.1
13	0.30	1177	41	1184	11	1190	15	1189	19	-1.1
14 темный край	0.28	1206	43	1214	13	1220	16	1155	22	-1.1
14 светлый край	0.20	1271	42	1214	12	1184	16	1245	25	7.4
15	0.56	3018	31	3024	14	3037	34	3165	40	-0.6
16	0.42	1182	42	1189	12	1195	16	1166	19	-1.1
17	0.35	1565	40	1571	14	1577	20	1579	27	-0.8
18	0.43	1828	36	1821	13	1817	22	1927	27	0.6
20	0.52	2663	33	2667	14	2676	31	2631	37	-0.5
23 центр	1.37	2054	38	2032	15	2013	25	1978	29	2.1
23 край	0.36	2032	36	2025	14	2020	25	1905	29	0.6
24	0.40	1454	41	1454	14	1456	19	1451	26	-0.1
25	0.33	1532	39	1527	13	1526	19	1506	25	0.4
26	1.29	2724	33	2719	15	2716	32	2659	37	0.3
28	0.44	1226	43	1204	12	1194	16	1319	22	2.7
30	0.32	1188	40	1194	11	1199	15	1242	18	-1.0
31	0.38	940	48	948	12	952	13	1029	20	-1.3
33	0.92	1828	39	1818	14	1812	23	1734	27	0.9
34	0.61	1661	41	1630	15	1608	21	1633	28	3.3
35	0.47	1500	39	1503	13	1508	19	1556	24	-0.5
38	0.68	1655	39	1652	13	1651	21	1730	26	0.3
39	0.54	2746	34	2741	15	2738	32	2802	45	0.3
40	0.40	2346	37	2271	15	2191	27	2356	44	7.1
41	0.26	1801	37	1807	13	1815	22	1818	28	-0.8
42	0.57	1558	41	1540	14	1529	20	1546	27	1.9
44	0.51	1498	42	1487	14	1480	19	1425	26	1.2
46	1.03	1524	39	1510	13	1501	19	1512	23	1.5
47	0.67	1599	40	1585	14	1577	20	1633	27	1.4
48	0.15	1608	39	1583	13	1566	20	1551	30	2.7
51	0.56	1620	38	1623	13	1626	20	1609	25	-0.4
52	0.62	2056	36	2051	14	2049	25	2148	33	0.3
55	0.48	1024	55	970	15	948	14	988	23	8.1
56	0.84	2889	33	2845	15	2787	32	2752	42	3.7
57	0.93	1621	39	1620	13	1621	20	1603	26	0.0
58 светлый край	2.28	1453	70	1480	27	1500	26	1353	31	-3.1
58 темный край	2.62	1527	42	1513	14	1506	20	1423	23	1.4
62	0.48	2216	36	2200	15	2186	27	2167	36	1.4
64	0.55	575	53	557	9	553	8	547	11	4.0
65	0.54	2523	35	2522	15	2523	30	2594	45	0.0
67	0.38	3053	33	3036	16	3015	35	3039	54	1.2
69	0.31	2782	34	2764	16	2744	32	2731	50	1.4
70	0.24	1136	50	1144	15	1149	16	1278	33	-1.1
72	1.50	2799	34	2767	16	2727	32	2524	43	2.7
73	0.75	1770	41	1729	15	1697	22	1610	30	4.3
74	0.51	2826	35	2822	17	2820	34	2817	55	0.2
76 центр	0.90	1648	39	1640	14	1636	21	1747	30	0.7
76 край	0.71	1653	40	1637	14	1626	21	1630	30	1.6

Примечание. D – дискордантность.

Note. D – discordance.

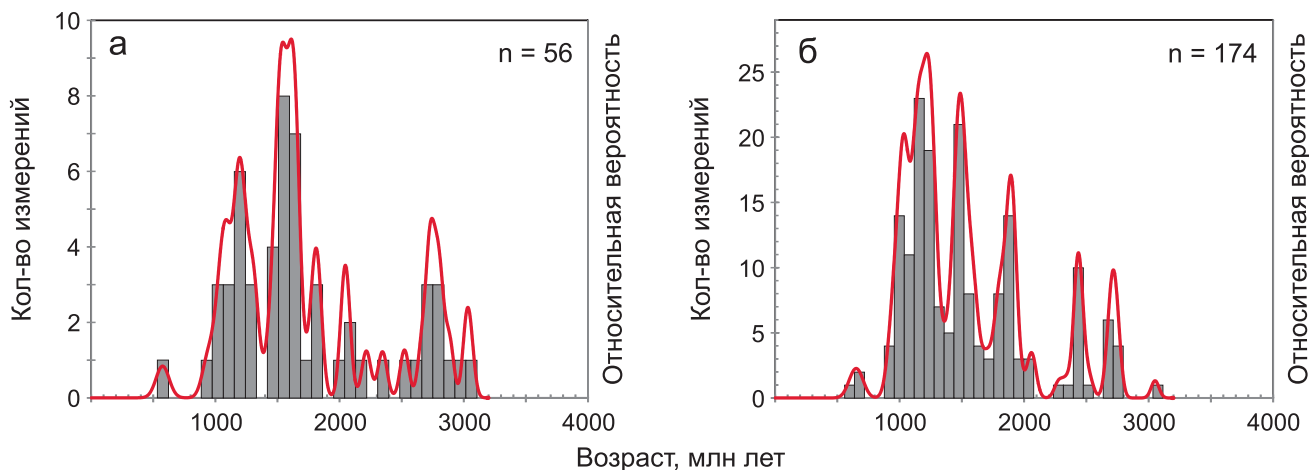


Рис. 4. Pb-Pb гистограммы и кривые относительной вероятности возраста детритовых цирконов из песчаников кратерных частей кимберлитовой трубки им. В. Гриба (а) и магматического объекта KL-01 (б).

Fig. 4. Pb-Pb histograms and relative probability curves for the age of detrital zircons from sandstones of the crater parts of the V. Grib kimberlite pipe (a) and KL-01 magmatic object (b).

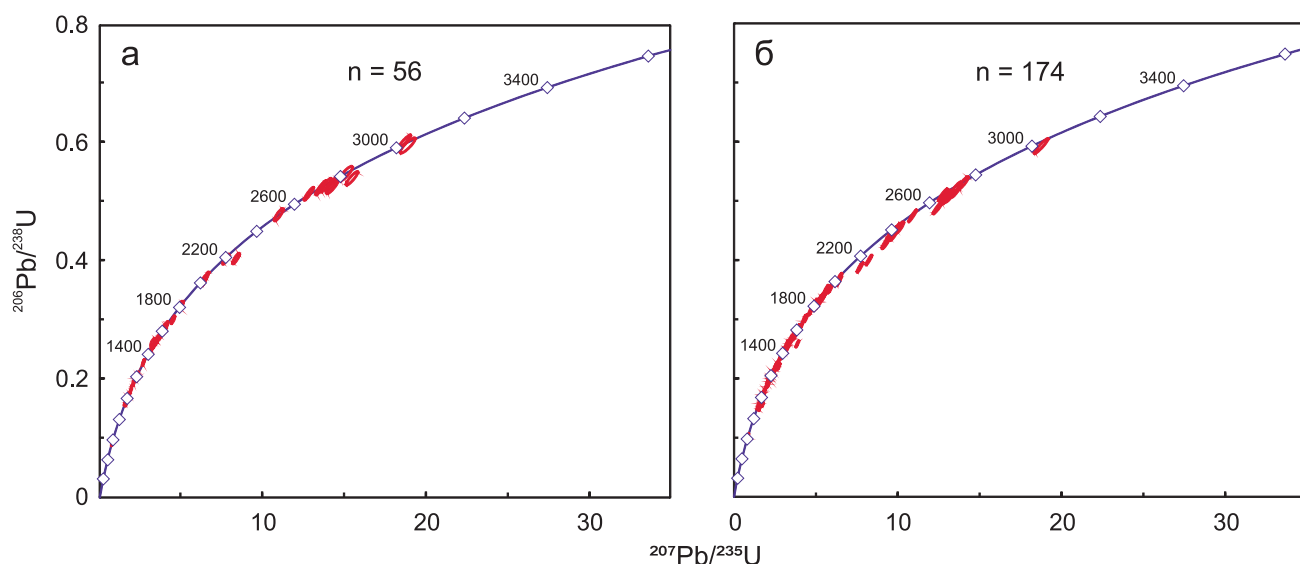


Рис. 5. Диаграммы с конкордией для детритовых цирконов из песчаников кратерных частей кимберлитовой трубки им. В. Гриба (а) и магматического объекта KL-01 (б).

Fig. 5. Concordia diagrams for detrital zircons from sandstones of the crater parts of the V. Grib kimberlite pipe (a) and KL-01 magmatic object (b).

от архейских до неопротерозойских, но с преобладанием мезопротерозойского возраста источников. Для цирконов из песчаников трубки им. В. Гриба отмечается большее количество зерен мезо- и неархейского возраста ($\approx 15\%$) и меньшее количество зерен палеопротерозойского возраста ($\approx 14\%$) по сравнению с таковыми из объекта KL-01 (≈ 7 и 20% соответственно). Для двух объектов установлено отсутствие цирконов, возраст которых соответствует интервалу 900–700 млн лет. Отсутствие

данных по концентрациям редких элементов в цирконах не позволяет точно определить состав материнской породы (Belousova et al., 2002; Griffin et al., 2006; Маслов и др., 2016), но на основании внутреннего строения цирконов по КЛ изображениям и значениям Th/U (см. табл. 1, 2) можно предполагать в качестве источников сноса для двух объектов преимущественно магматические породы. Минимальный возраст цирконов из песчаников кратера трубки им. В. Гриба (557 ± 9 млн лет) и объекта

Таблица 2. U-Pb оценки возраста детритовых цирконов из песчаников кратерной части магматического объекта KL-01**Table 2.** U-Pb age estimates for detrital zircons from sandstones of the crater part of the KL-01 magmatic pipe

Номер зерна	Возраст, млн лет									
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ	D, %
1 центр	0.45	1043	41	1020	9.8	1011	13	985	14	3.2
1 край	0.39	1033	39	1023	9.2	1020	13	988	12	1.2
2 край	0.79	625	49	609	8.6	605.6	8.2	598.0	9.0	0.6
2 центр	1.23	686	46	621	7.8	604.3	8.0	589.8	7.7	2.8
3 центр	1.78	1779	36	1606	12	1480	18	1527	19	20.2
3 край	1.65	1476	37	1465	11	1459	18	1386	17	1.2
4	0.38	1034	40	1021	9.7	1016	13	983	13	1.8
5	0.43	1163	39	1145	10	1137	14	1097	14	2.3
7 светлый край	0.65	1608	37	1577	12	1556	19	1526	20	3.4
7 темный край	0.99	1607	37	1573	12	1549	19	1504	19	3.7
8 центр	0.97	1087	44	1040	12	1018	13	987	14	6.8
8 край	0.68	1040	40	1021	9.7	1013	13	986	13	2.7
9 светлый край	0.78	1612	37	1575	12	1550	19	1532	19	3.9
9 темный край	0.87	1587	36	1564	12	1549	19	1512	18	2.4
10	0.29	1238	39	1221	11	1214	15	1185	17	1.9
12	0.34	1121	39	1115	9.8	1113	14	1097	14	0.6
13	0.49	1893	35	1864	12	1841	22	1793	22	2.8
14 темный край	1.18	2069	35	2035	13	2004	24	1995	24	3.3
14 светлый край	0.96	2063	35	2032	13	2005	24	1969	25	2.9
15	0.94	1021	39	1001	9.2	994	13	993	12	2.8
17	0.71	1410	38	1386	11	1372	17	1393	18	2.8
19	0.62	1477	37	1441	11	1419	18	1425	17	4.1
20	0.43	1226	38	1197	10	1182	15	1174	15	3.7
21 центр	1.26	1875	35	1840	12	1811	22	1850	22	3.5
21 край	0.85	1892	35	1863	12	1840	22	1839	22	2.8
23	0.87	2342	34	2258	13	2168	26	2351	29	8.0
25	0.36	1691	36	1666	12	1648	20	1684	21	2.6
26	0.61	1896	35	1877	12	1862	22	1925	24	1.9
27	0.77	2429	33	2382	13	2330	27	2392	29	4.2
29	0.36	1565	36	1550	11	1541	19	1616	20	1.5
28 центр	0.42	1167	39	1163	10	1163	15	1221	16	0.3
28 край	0.32	1153	39	1156	10	1160	15	1165	15	-0.6
30	0.30	1042	40	1024	9.7	1017	13	1020	14	2.5
31	0.76	1238	40	1203	11	1185	15	1179	16	4.4
33	0.01	1836	40	1813	15	1796	23	3543	510	2.2
34	0.80	1449	39	1454	12	1460	18	1484	20	-0.7
35	0.38	1289	38	1238	11	1210	15	1259	17	6.6
36	0.45	925	42	913	9.4	909	12	903	13	1.8
37 центр	0.58	1030	40	1020	9.7	1017	13	1035	13	1.2
37 край	0.65	1053	40	1029	9.9	1019	13	1034	14	3.3
38	0.33	1174	39	1173	10	1175	15	1242	17	-0.1
39	0.93	2753	32	2724	14	2688	31	2738	33	2.4
40	0.30	1234	38	1220	10	1214	15	1231	16	1.7
41	0.29	1218	38	1215	10	1215	15	1266	17	0.2
42	0.94	1118	40	1099	10	1091	14	1111	14	2.5
43	0.73	1622	36	1618	12	1618	20	1705	21	0.3
44	0.31	1024	42	1017	11	1016	13	1042	17	0.7
45 светлый край	0.70	1228	38	1215	10	1209	15	1235	16	1.6
45 темный край	0.70	1257	38	1247	10	1242	16	1280	16	1.2
46	1.00	2527	33	2515	14	2504	29	2527	31	0.9
47	0.58	1143	39	1153	10	1160	15	1166	15	-1.4
48 край	0.28	1199	38	1173	10	1161	15	1173	15	3.3
48 центр	0.29	1179	40	1173	11	1171	15	1184	18	0.6
49	0.78	1273	40	1274	12	1276	16	1311	18	-0.2
50	0.56	3052	32	3030	15	3000	34	2959	42	1.7
51 темный край	0.47	2432	33	2407	13	2381	28	2353	29	2.1
51 светлый край	0.75	2433	33	2395	14	2354	28	2339	30	3.4
52	0.54	1358	38	1347	11	1342	17	1300	18	1.2

Таблица 2. Продолжение

Table 2. Continuation

Номер зерна	Возраст, млн лет									
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ	D, %
53	0.35	1133	39	1124	10	1120	15	1112	15	1.1
55	1.53	1486	38	1465	12	1452	19	1464	19	2.3
56	0.36	953	42	921	9.7	909	12	886	13	4.7
58	0.42	995	46	994	12	995	14	1003	19	-0.1
59	0.59	2277	34	2196	14	2112	26	2384	34	7.8
61 темный край	0.51	1140	39	1123	10	1115	15	1117	15	2.3
61 светлый край	0.41	1190	40	1142	11	1119	15	1133	17	6.3
62	1.17	1476	38	1461	12	1453	18	1422	19	1.6
63	0.85	1503	39	1501	13	1502	19	1527	22	0.1
64	1.06	2714	32	2681	14	2642	31	2653	35	2.7
66	0.50	950	41	925	9.6	915	12	915	13	3.8
68	1.05	2700	33	2639	14	2565	30	2654	36	5.3
69	0.34	1052	39	1057	9.9	1060	14	1044	14	-0.8
72	0.50	1012	40	998	9.8	992	13	986	14	2.0
74	0.37	1490	38	1466	12	1452	19	1374	21	2.6
75	0.19	1147	41	1150	11	1153	15	1045	20	-0.5
77 центр	0.80	1913	35	1906	13	1901	23	1895	25	0.6
77 край	0.74	1901	35	1901	13	1903	23	1864	25	-0.1
79	0.25	1382	39	1318	12	1280	17	1304	22	8.0
80 темный край	0.40	1924	35	1909	13	1899	23	1868	26	1.3
80 светлый край	0.19	1910	36	1903	14	1900	24	1815	33	0.5
83	0.73	2423	35	2364	15	2299	29	2243	36	5.4
84 край	0.30	1285	40	1283	12	1283	17	1240	20	0.1
84 центр	0.60	1283	38	1281	11	1282	17	1240	17	0.1
85	0.54	1438	38	1426	12	1420	18	1372	20	1.2
87	0.40	1513	38	1496	12	1484	18	1439	19	1.9
88	0.38	1299	38	1300	10	1301	16	1343	16	-0.1
90	0.80	1466	38	1453	11	1443	17	1393	17	1.6
91	0.42	1043	44	1023	11	1013	13	1002	16	3.0
93	0.44	1254	39	1247	10	1242	15	1214	15	0.9
94 серый край	1.17	1845	37	1827	13	1811	21	1793	22	1.9
94 светлый край	1.33	1834	37	1826	13	1819	21	1791	22	0.8
95 край	0.78	1495	39	1490	12	1486	18	1463	19	0.6
95 центр	0.71	1495	42	1458	14	1432	18	1451	23	4.4
96	0.45	2666	33	2662	13	2657	29	2631	31	0.3
97	0.59	1354	38	1359	11	1362	16	1365	16	-0.6
98	0.24	1143	39	1150	10	1154	14	1153	15	-0.9
99 центр	1.09	1569	38	1570	12	1570	19	1564	19	-0.1
99 край	0.85	1554	38	1561	12	1567	19	1574	19	-0.8
100 край	0.46	974	44	963	10	958	12	947	14	1.7
100 центр	0.48	982	45	951	11	938	12	929	15	4.7
101	0.78	1686	37	1691	12	1694	20	1774	21	-0.5
102	1.18	1490	41	1483	13	1478	18	1451	20	0.8
103	0.66	1797	36	1812	12	1825	21	1817	22	-1.5
104	0.49	1725	37	1712	12	1701	20	1877	23	1.4
105	0.96	1199	59	1016	17	934	13	732	17	28.4
106 край	0.67	2418	35	2394	14	2365	27	2383	35	2.2
106 центр	0.37	2426	34	2396	13	2360	26	2367	30	2.8
108	0.47	2472	35	2448	14	2418	28	2428	37	2.3
109	1.53	1122	40	1120	10	1119	14	1116	13	0.3
111	0.54	1029	42	1015	10	1009	13	1005	13	2.0
112	0.53	1904	36	1921	12	1937	22	1958	23	-1.7
113	0.39	1438	38	1463	11	1480	18	1478	18	-2.8
114 светлый край	0.36	1240	41	1225	11	1216	15	1226	19	1.9
114 темный край	0.39	1226	39	1223	11	1220	15	1210	16	0.5
115	0.56	964	47	962	12	961	12	964	16	0.3
116 светлый край	2.54	1471	42	1480	13	1486	18	1511	19	-1.0
116 темный край	0.98	1519	39	1497	12	1481	18	1503	19	2.6

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Номер зерна	Возраст, млн лет									
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ	D, %
117	0.60	1144	40	1158	10	1165	14	1182	15	-1.8
118	0.50	1796	36	1806	12	1814	21	1837	23	-1.0
119	0.71	2446	34	2408	14	2363	27	2401	32	3.5
120	0.39	946	44	933	10	928	12	942	14	1.9
121	0.28	1250	39	1230	11	1219	15	1270	17	2.5
122	1.18	1810	36	1811	12	1812	21	1804	22	-0.1
123	0.34	1239	39	1228	11	1222	15	1241	16	1.4
124	0.34	1558	37	1562	12	1565	19	1579	20	-0.4
125	0.42	1506	41	1494	13	1486	18	1535	25	1.4
126 светлый край	0.58	1910	36	1891	13	1873	22	1928	25	2.0
126 темный край	0.78	1907	36	1907	13	1907	22	1918	24	0.0
127	0.66	1234	40	1227	11	1222	15	1231	16	1.0
128	0.56	2450	35	2431	15	2408	28	2487	37	1.7
129	0.31	1137	41	1154	11	1163	14	1204	17	-2.2
130	0.28	1922	36	1920	13	1918	23	1983	28	0.2
131	0.88	1029	42	1033	10	1035	13	1073	14	-0.6
134 темный край	0.25	1183	40	1141	10	1120	14	1199	16	5.7
134 светлый край	0.52	1184	41	1166	11	1156	14	1198	17	2.4
135	0.39	1560	38	1541	12	1527	18	1545	20	2.2
136 центр	0.72	1863	37	1859	13	1855	22	1870	25	0.4
136 край	0.67	1880	37	1876	13	1871	22	1894	25	0.5
139	0.63	2453	35	2411	15	2360	27	2436	35	3.9
141	0.50	1247	41	1233	12	1225	15	1292	19	1.8
142	0.23	2755	33	2750	14	2742	30	2738	38	0.5
143	0.66	1003	42	976	10	963	12	960	13	4.1
144	0.44	997	47	993	12	991	13	999	18	0.6
145	0.83	1253	40	1233	11	1221	15	1194	16	2.7
146	0.76	2047	36	2038	13	2029	24	2017	27	0.9
148	0.40	1517	38	1524	12	1529	19	1510	20	-0.8
149	0.42	1126	41	1133	11	1136	14	1102	15	-0.8
151	0.73	1464	39	1451	12	1442	18	1450	19	1.5
153	0.52	1215	40	1186	11	1170	15	1178	16	3.9
154	0.46	1524	39	1516	13	1510	19	1519	22	0.9
156	2.79	1968	38	1955	14	1942	23	1897	25	1.3
157	0.53	1874	37	1866	13	1859	22	1837	25	0.8
158	0.34	1198	40	1210	11	1216	15	1202	17	-1.5
161	0.41	1165	40	1161	11	1159	14	1139	16	0.5
163	0.41	1219	41	1215	11	1212	15	1148	17	0.6
164 центр	0.73	1074	45	1039	12	1022	13	999	16	5.1
164 край	0.91	1087	43	1053	11	1037	13	1022	15	4.8
165	0.57	1280	46	1220	14	1187	16	1177	21	7.9
166	0.41	1127	42	1116	11	1111	14	1074	16	1.5
168	1.09	1072	46	946	11	893	12	913	14	20.0
169 центр	1.10	2732	34	2720	15	2704	30	2669	35	1.0
169 край	1.45	2726	34	2693	15	2648	30	2623	34	3.0
170 светлый центр	1.19	2710	34	2678	15	2636	30	2671	36	2.8
170 темный центр	1.34	2711	34	2680	15	2639	30	2599	35	2.7
171	0.77	642	48	641	8.6	640.5	8.5	633.6	9.8	0.1
172 центр	0.37	1280	41	1264	12	1254	16	1256	18	2.0
172 край	0.45	1430	39	1341	12	1285	16	1459	21	11.3
173	0.41	1766	37	1761	13	1757	21	1792	25	0.5
174	0.56	2697	34	2673	15	2642	30	2616	36	2.1
175	0.61	1811	37	1814	13	1817	22	1793	25	-0.3
176 центр	0.53	1496	39	1487	12	1480	18	1434	20	1.1
176 край	0.31	1522	40	1496	13	1478	18	1442	23	3.0
179 темный край	0.93	1460	40	1452	13	1446	18	1376	20	1.0
179 темный центр	0.95	1482	40	1451	13	1430	18	1393	20	3.6
179 светлый центр	1.64	1444	45	1442	15	1440	19	1407	22	0.3

Примечание. D – дискордантность.

Note. D – discordance.

KL-01 (621 ± 8 млн лет) согласуется с определенным возрастом формирования вендских песчаников в районе трубок ААП (Porov et al., 2002, 2005; Маслов и др., 2018), являющимися вмещающими для трубок породами (Пенделяк и др., 2019; Agasheva, 2021).

При интерпретации данных по результатам U-Pb датирования детритовых цирконов наибольший интерес представляет сопоставление полученных возрастных оценок с известными и зафиксированными в КК района изучаемых объектов тектонотермальными событиями, этапами магматизма и метаморфизма (Griffin et al., 2006; Агашев и др., 2008; Гладкочуб и др., 2013; Маслов и др., 2016). U-Pb возрастные оценки цирконов, отобранных из проб осадочных пород при поисково-разведочных работах на алмазы, в том числе из осадочных коллекторов, где циркон может быть обнаружен вместе с минералами-индикаторами кимберлитов (Агашев и др., 2008), позволяет не только получать данные по этапам тектонотермальных событий в КК исследуемого региона, но и оценивать возраст кимберлитовых трубок (Агашев и др., 2008), в том числе еще не обнаруженных, но при условии четкого определения по геохимическим признакам, что такой циркон является кимберлитовым (Belousova et al., 2002; Agashev et al., 2020). В рамках данной работы установлено, что ни одно зерно циркона не имеет значения U-Pb возраста, соответствующего этапам кимберлитового магматизма ААП: 410–380 и 375–340 млн лет назад (Божко и др., 2021). К настоящему времени данные об этапах тектонотермальных событий в КК региона получены на основании изучения очень ограниченного материала: 1) результатов U-Pb датирования цирконов из 7 образцов нижнекоровых гранулитов, пироксенитов (Скублов и др., 2012; Koreshkova et al., 2014; Shchukina et al., 2018) и 2 образцов мантийных эклогитов (Скублов и др., 2012; Shchukina et al., 2018) из кимберлитовой трубки им. В. Гриба; 2) состава изотопной системы Sr в клинопироксенах из 4 образцов эклогитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Shchukina et al., 2019); 3) результатов изучения изотопного состава Sr и Nd 4 образцов нижнекоровых гранулитов из кимберлитовой трубки № 688 (Markwick, Downes, 2000); и 4) Sm-Nd изотопных данных для 3 ксенолитов КК из кимберлитовой трубки им. В. Гриба и 14 образцов пород поверхности фундамента, отобранных из скважин в районах Верхотинского, Золотицкого, Кепинского и Ижмозерского полей ААП (8 обр.) и карьера Покровский и Мятозеро (6 обр.), расположенных к югу от Онежского полуострова (Самсонов и др., 2009).

Наиболее древние значения U-Pb возраста для детритовых цирконов из песчаников кратера трубки им. В. Гриба и объекта KL-01, отвечающие мезоархею (≈ 3.05 млрд лет), ранее не были зафиксированы в исследованных породах КК региона. Од-

нако наиболее древние U-Pb возрасты для детритовых цирконов из песчаников западного склона Южного Урала также соответствуют этим значениям (≈ 3.07 млрд лет (Маслов и др., 2012)). Между тем палео- и мезоархейские тектонические события в интервалах между ≈ 3.5 и ≈ 2.8 млрд лет установлены в Кола-Карельском регионе и отвечают этапам (>3.0 , 3.00–2.93, 2.8–2.7 млрд лет) объединения нескольких микроконтинентов, на границах которых были сформированы зеленокаменные пояса, породы последних образовались в океанических и островодужных обстановках и включены в сутурные зоны при коллизиях микроконтинентов 3.05–2.85, 2.88–2.84, 2.88–2.78 и 2.84–2.74 млрд лет назад (Mints, Dokukina, 2020; Mints et al., 2010, 2015). Популяция цирконов со значениями U-Pb возраста 2.8–2.7 млрд лет обнаружена в породах и трубке им. В. Гриба (13%) и объекта KL-01 (6%). Эти возрастные оценки также получены для пород КК региона (Самсонов и др., 2009; Koreshkova et al., 2014; Shchukina et al., 2018) и мантийных эклогитов субдукционного генезиса из трубки им. В. Гриба (Shchukina et al., 2019). Период 2.8–2.7 млрд лет назад широко проявлен в породах Кола-Карельского региона. Этому периоду соответствует образование Беломорского подвижного пояса (Бибикова и др., 2004), для которого выделены этапы субдукции и связанного с ней образования тоналит-грондземит-гранодиоритовой ассоциации и пород умеренно-барической (ранней) стадии метаморфизма 2.82 млрд лет назад, коллизии и связанного с ней метаморфизма высоких давлений 2.73–2.71 млрд лет назад с последующими этапами магматизма и мигматизации до 2.61 млрд лет (Бибикова и др., 2004). Этап архейской субдукции в период ≈ 2.8 млрд лет назад зафиксирован в ААП по образцам крупнозернистых эклогитов из трубки им. В. Гриба, что соответствует времени формирования Беломорской эклогитовой провинции, включающей в себя эклогиты Салма и эклогитизированные дайки Гридино (Mints et al., 2014; Mints, Dokukina, 2020). Согласно (Koreshkova et al., 2014; Shchukina et al., 2018), на период ≈ 2.7 млрд лет назад КК ААП уже была сформирована.

Популяция цирконов со значениями U-Pb возраста 2.5–2.4 млрд лет не обнаружена в песчаниках кратера трубки им. В. Гриба, в песчаниках объекта KL-01 составляет 6%. Этот возрастной интервал зафиксирован в образцах нижнекоровых гранулитов из трубки им. В. Гриба (Koreshkova et al., 2014; Shchukina et al., 2018), он указывает на этап потери Pb более древними (2.7 млрд лет) цирконами. Установлено (Бибикова и др., 2004; Глебовицкий, 2005; Божко и др., 2021), что период 2.5–2.4 млрд лет назад соответствует обширному магматизму в обстановке рифтогенеза в пределах Беломорского подвижного пояса с внедрением интрузий габбро-норит-анортозитового состава.

Популяция цирконов со значениями U-Pb возраста 2.0–1.7 млрд лет составляет 7% для трубки им. В. Гриба и 15% для объекта KL-01, не являясь самой многочисленной возрастной группой в обоих объектах. Тем не менее именно этот палеопротерозойский тектонотермальный этап наиболее часто идентифицируется по образцам КК ААП (Markwick, Downes, 2000; Самсонов и др., 2009; Скублов и др., 2012). Согласно (Koreshkova et al., 2014), U-Pb возраст цирконов 1.81–1.84 млрд лет из нижнекорковых гранулитов трубки им. В. Гриба фиксирует последнюю стадию метаморфизма гранулитовой фации. Согласно (Shchukina et al., 2018, 2019), в период 1.9–1.7 млрд лет назад происходила интенсивная переработка более древних пород нижней коры в районе трубки им. В. Гриба, что было связано с этапом палеопротерозойской субдукции, идентифицированной по образцам мелкозернистых цирконов, содержащих эклогитов (Shchukina et al., 2018). Периоду 2.0–1.9 млрд лет назад соответствует главная и завершающая стадия формирования гранулитогнейсовых и умереннометаморфизованных осадочно-вулканогенных поясов Карело-Кольского региона (Mints, Dokukina, 2020). Согласно (Маслов и др., 2012), преобладающее большинство детритовых цирконов в песчаниках западного склона Среднего Урала имеют палеопротерозойский U-Pb возраст ($\approx 60\%$) при подчиненном количестве зерен мезопротерозойского ($\approx 26\%$) и мезо- и неоархейского ($\approx 15\%$) возраста.

Популяции цирконов со значениями U-Pb возраста в интервалах 1.7–1.4 и 1.3–1.0 млрд лет самые многочисленные в обоих изученных объектах: 36 и 27% соответственно для трубки им. В. Гриба и 25 и 40% соответственно для объекта KL-01. Данным возрастным периодам отвечают датировки трех зерен цирконов (1.47, 1.32 и 1.2 млрд лет) и каймы зонального зерна (1.73 млрд лет – в центре и 1.24 млрд лет – в кайме) из мелкозернистого эклогита трубки им. В. Гриба (Shchukina et al., 2018), а также нескольких зерен цирконов (≈ 1.4 млрд лет) из гранулита трубки им. В. Гриба (Koreshkova et al., 2014). Согласно (Koreshkova et al., 2014; Shchukina et al., 2018), полученные мезоархейские U-Pb возраста цирконов свидетельствуют об этапах потепления Pb в результате более ранних тектонотермальных событий. В Кола-Карельском регионе в период ≈ 1.7 –1.5 млрд лет назад отмечается проявление магматизма в виде внедрений массивов гранитов-рапакиви вдоль зоны глубинного разлома, опоясывающей Балтийский щит с юга (Тугаринов, Бибилова, 1980; Глебовицкий, 2005). Последний этап (≈ 1 млрд лет) магматической активизации проявлен уже локально в пределах южной Норвегии (Тугаринов, Бибилова, 1980; Глебовицкий, 2005). Согласно (Nikishin et al., 1996), в период 1.65–1.35 млрд лет назад на Восточно-Европейской платформе были проявлены последовательные крупные ороген-

ные циклы, приведшие к амальгамации континентальных и орогенных террейнов, а периоды 1.35–1.05, 1.05–0.65 и 0.65–0.54 млрд лет назад – этапы рифтогенеза. Однако известные проявления магматизма этих периодов на территории Восточно-Европейской платформы единичны (Lubnina et al., 2014). Тем не менее U-Pb возраста детритовых цирконов из песчаников кратера трубки им. В. Гриба и магматического объекта KL-01 свидетельствуют именно о преобладании мезопротерозойского возраста их источников. Значительное количество детритовых цирконов, имеющих мезопротерозойский U-Pb возраст, обнаружены в метапесчаниках Ишеримского антиклинория на Северном Урале (Петров и др., 2015): ≈ 1.5 млрд лет (24% зерен) и ≈ 1.4 –1.1 млрд лет (20% зерен).

Единичные зерна цирконов из песчаников трубки им. В. Гриба (1 зерно) и объекта KL-01 (3 зерна) имеют неопротерозойский U-Pb возраст: 557 ± 9 млн лет – для зерна из трубки им. В. Гриба и 640 ± 9 , 621 ± 8 и 609 ± 9 млн лет – из объекта KL-01. В породах КК ААП такие возрастные периоды не были зафиксированы. Магматические породы неопротерозойского возраста известны на севере Тиманского кряжа (Andreichev et al., 2020; Андреичев и др., 2021). Неопротерозойский U-Pb возраст цирконов также установлен для вулканических туфов Среднего Урала: 567 ± 3.9 млн лет (Гражданкин и др., 2011), 557 ± 13 млн лет (Ронкин и др., 2006), 547 ± 3.8 млн лет (Levashova et al., 2013). На территории ААП этому периоду соответствует только одно проявление поздневендского (570 ± 8 млн лет) щелочного вулканизма, идентифицированного по находкам покровов лав и туфов лампрофиров на северо-западе ААП (Щукин и др., 2002).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения U-Pb изотопного состава обломочных цирконов из песчаников кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба и магматического объекта KL-01, расположенных в центральной и юго-восточной частях ААП на расстоянии ≈ 100 км друг от друга, позволили установить разновозрастные источники сноса – от архейских до неопротерозойских, но с преобладанием мезопротерозойских: доля цирконов мезопротерозойского U-Pb возраста (1.7–1.4 и 1.3–1.0 млрд лет) составляет 63% для трубки им. В. Гриба и 65% для объекта KL-01. Для цирконов из песчаников трубки им. В. Гриба отмечается большее количество зерен мезо- и неоархейского ($\approx 15\%$) и меньшее количество зерен палеопротерозойского ($\approx 14\%$) возраста по сравнению с таковыми из объекта KL-01 (≈ 7 и 20% соответственно). Минимальный возраст цирконов из песчаников кратера трубки им. В. Гриба (557 ± 9 млн лет) и объекта KL-01 (609 ± 9 млн лет) согласуется с определенным возрастом фор-

мирования вендских песчаников, являющихся вмещающими для трубок породами, в районе ААП. По КЛ изображениям внутреннего строения цирконов можно предполагать в качестве источников сноса для двух объектов преимущественно магматические породы. Для двух объектов отмечено отсутствие зерен цирконов с U-Pb возрастом в интервале 900–700 млн лет. Ни одно зерно циркона не имеет значения U-Pb возраста, соответствующего этапам кимберлитового магматизма ААП. Полученные U-Pb возрастные оценки для изученных обломочных цирконов в целом коррелируют с выявленными ранее этапами тектонотермальных событий в континентальной коре северных территорий Восточно-Европейской платформы. Исключение составляет мезопротерозойский период – 1.7–1.4 и 1.3–1.0 млрд лет назад, которому соответствует преобладающая часть U-Pb возрастных значений изученных цирконов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агашев А.М., Кулигин С.С., Оришаши Ю., Похиленко Н.П., Вавилов М.А., Кларк Д. (2008) Цирконы из осадочного коллектора долины реки Блюфиш (северо-западные территории Канады) и возможный возраст кимберлитового магматизма площади Лена-Вест. *Докл. АН*, **421**(1), 76-79.
- Андреичев В.Л., Соболева А.А., Удоратина О.В., Ронкин Ю.Л. (2021) Цирконология сиенитов Северного Тимана. *Вестн. геонаук*, **6**(318), 16-27.
- Бибикова Е.В., Богданов С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. (2004) Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконо-вой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM). *Петрология*, **12**(3), 227-244.
- Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А., Кудрявцева Г.П., Васильева Е.Р., Вержак В.В., Веричев Е.М., Парсаданян К.С., Посухова Т.В. (1999) Архангельская алмазоносная провинция. М.: Изд-во Моск. ун-та, 524 с.
- Божко Н.А., Прусакова Н.А., Громцев К.В. (2021) Особенности тектонического строения Лапландско-Беломорского гранулит-гнейсового пояса и перспективы его коренной алмазоносности. *Отеч. геология*, **6**(6), 45-64.
- Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. (2013) Ранние этапы развития палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона. *Геология и геофизика*, **54**(10), 1472-1490.
- Глебовицкий В.А. (2005) Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 711 с.
- Голубев Ю.К., Прусакова Н.А., Голубева Ю.Ю. (2010) Кепинские кимберлиты, Архангельская область. *Руды и металлы*, **1**(1), 38-45.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерс Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В. (2011) Котлинский горизонт на Южном Урале. *Докл. АН*, **440**(2), 201-206.
- Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М., Носова А.А., Третьяченко В.В., Травин А.В., Каргин А.А., Юдин Д.С. (2016) Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита. *Петрология*, **24**(6), 607-639.
- Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. (2012) U-Pb систематика обломочных цирконов из отложений Серебрянской серии Среднего Урала. *Литология и полез. ископаемые*, **2**(2), 180-196.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л. (2016) Обломочные цирконы из песчаников нижнего триаса Бельской впадины Предуральского прогиба: LA-ICP-MS U-Pb изотопные возрасты и распределение редких и рассеянных элементов. *Литосфера*, **1**(1), 7-28.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Колесников А.В. (2018) Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюции биоты. *Литосфера*, **18**(4), 520-542. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-520-542>
- Пенделяк Р.Н., Морозова А.В., Могутова В.А. (2019) Геологическое строение трубки им. В. Гриба и ее индикаторные особенности в геофизических полях. *Отеч. геология*, **5**(5), 53-59.
- Петров О.В., Лохов К.И., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Богомолов Е.С., Антонов А.В., Лепехина Е.Н., Саблуков С.М. (2006) Изотопные исследования во ВСЕГЕИ: перспективы использования результатов в целях прогноза и поисков месторождений алмазов. *Регион. геология и металлогения*, **27**(27), 158-167.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. (2015) Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS)-датирования обломочных цирконов из метапесчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал). *Докл. АН*, **464**(5), 589-593. <https://doi.org/10.7868/S086956521529023X>
- Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А., Матуков Д.И., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Лепехина О.П., Корнилова А.Ю. (2006) U-Pb (SHRIMP-II)-возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменной свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал). *Докл. АН*, **411**(3), 354-359.
- Самсонов А.В., Носова А.А., Третьяченко В.В., Ларченко В.А., Ларионова Ю.О. (2009) Коллизионные швы в раннедокембрийской коре как фактор локализации алмазоносных кимберлитов (север Восточно-Европейского кратона). *Докл. АН*, **424**(6), 796-801.
- Скублов С.Г., Никитина Л.П., Марин Ю.Б., Левский Л.К., Гусева Н.В. (2012) U-Pb возраст и геохимия цирконов из ксенолитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба Архангельской алмазоносной провинции. *Докл. АН*, **444**(1), 77-82.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. (1980) Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 133 с.
- Устинов В.Н., Неручев С.С., Загайный А.К., Анташук М.Г., Лобкова Л.П., Микоев И.И., Николаева Э.В., О'Брайан Х., Пелтонен П., Пенделяк Р.Н. (2021) Алмазоносность севера Восточно-Европейской платформы. СПб.: Наука, 409 с.
- Щукин В.С., Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Белосова Е.А., Гриффин В.Л. (2002) Поздневендский

- аэральный щелочной вулканизм рифтогенного типа в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция). *Глубинный магматизм, его источники и плюмы*. Тр. II Междунар. семинара. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 160-175.
- Agashev A.M., Chervyakovskaya M.V., Serov I.V., Tolstov A.V., Agasheva E.V., Votyakov S.L. (2020) Source rejuvenation vs. re-heating: Constraints on Siberian kimberlite origin from U-Pb and Lu-Hf isotope compositions and geochemistry of mantle zircons. *Lithos*, **364-365**, 105508.
- Agasheva E.V. (2021) Magmatic Material in Sandstone Shows Prospects for New Diamond Deposits within the Northern East European Platform. *Minerals*, **11**(4), 339.
- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Ronkin Yu.L., Coble M.A., Miller E.L. (2020) Granites of the Northern Timan – probable indicators of Neoproterozoic stages of Rodinia breakup. *Geodynamics & Tectonophysics*, **11**(2), 201-218.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundfil R., Campbell I.H., Korsh R.J., Williams I.S., Foudoulis C. (2004) Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem. Geol.*, **205**, 115-140.
- Foley S.F. (2008) Rejuvenation and erosion of the cratonic lithosphere. *Nat. Geosci.*, **1**, 503-510.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. *Sylvester P. (ed.) Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, **40**, 307-311.
- Griffin W.L., Belousova E.A., Walters S.G., O'Reilly S.Y. (2006) Archaean and Proterozoic crustal evolution in the Eastern Succession of the Mt Isa district, Australia: U-Pb and Hf isotope studies of detrital zircons. *Austral. J. Earth Sci.*, **53**, 125-149.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in-situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, **211**, 47-69.
- Koreshkova M.Yu., Downes H., Glebovitsky V.A., Rodionov N.V., Antonov A.V., Sergeev S.A. (2014) Zircon trace element characteristics and ages in granulite xenoliths; a key to understanding the age and origin of the lower crust, Arkhangelsk kimberlite province, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **167**, 973.
- Kostrovitsky S.I., Skuzovatov S.Yu., Yakovlev D.A., Sun J., Nasdala L., Wu F-Yu. (2016) Age of the Siberian craton crust beneath the northern kimberlite fields: Insights to the craton evolution. *Gondw. Res.*, **39**, 365-385.
- Lee C.A., Luffi P., Chin E.J. (2011) Building and destroying continental mantle. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **39**, 59-90.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Precamb. Res.*, **236**, 16-30.
- Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D. (2014) New paleomagnetic data from Late Neoproterozoic sedimentary successions in Southern Urals, Russia: implications for the Late Neoproterozoic paleogeography of the Iapetan realm. *Int. J. Earth Sci.*, **103**, 1317-1334.
- Markwick A.J.W., Downes H. (2000) Lower crustal granulite xenoliths from the Arkhangelsk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results. *Lithos*, **51**, 135-151.
- Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipsansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V. (2010) Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology*, **38**(8), 739-742.
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., Philippova I.B., Zlobin V.L., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukin P.A., Kaulina T.V., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Suleimanov A.K., Trusov A.A., Van K.V., Zamozhniaya N.G. (2015) East European Craton: Early Precambrian history and 3D Models of Deep Crustal Structure. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **510**, 433 p.
- Mints M.V., Dokukina K.A. (2020) The Belomorian eclogite province (eastern Fennoscandian Shield, Russia): Mesoproterozoic or Late Paleoproterozoic? *Geodynamics & Tectonophysics*, **11**(1), 151-200.
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. (2014) The Mesoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution. *Gondw. Res.*, **25**(2), 561-584.
- Moyen J.-F., Paquette J.-L., Ionov D.A., Gannoun A., Korsakov A.V., Golovin A.V., Moine B.N. (2017) Paleoproterozoic rejuvenation and replacement of Archaean lithosphere: evidence from zircon U-Pb dating and Hf isotopes in crustal xenoliths at Udachnaya, Siberian craton. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **457**, 149-159.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembina E.Yu., Shalimov I.V. (1996) Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, **268**, 23-63.
- Pearson D.G., Scott J.M., Liu J., Schaeffer A., Wang L.H., van Hunen J., Szilas K., Chacko T., Kelemen P.B. (2021) Deep continental roots and cratons. *Nature*, **96**, 199-210.
- Pearson D., Wittig N. (2014) The formation and evolution of cratonic mantle lithosphere: evidence from mantle xenoliths. *Treat. Geochem.*, **2**, 255-292.
- Popov V., Iosifidi A., Khramov A., Tait J., Bachtadse V. (2002) Paleomagnetism of upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times. *J. Geophys. Res.*, **107**(B11), 2315.
- Popov V., Khramov A., Bachtadse V. (2005) Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia. *Russ. J. Earth Sci.*, **7**(2), 1-29.

- Rudnick R.L., Gao S. (2014) Composition of the continental crust. (Eds H.D. Holland, D. Heinrich, K.K. Turekian). *Treatise of Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 1-51.
- Shatsky V.S., Wang Q., Skuzovatov S. Yu. Ragozin A.L. (2019) The crust-mantle evolution of the Anabar tectonic province in the Siberian Craton: Coupled or decoupled? *Precamb. Res.*, **332**, 105388.
- Shchukina E.V., Agashev A.M., Soloshenko N.G., Strelets-kaya M.V., Zedgenizov D.A. (2019) Origin of V. Grib pipe eclogites (Arkhangelsk region, NW Russia): Geochemistry, Sm-Nd and Rb-Sr isotopes and relation to regional Precambrian tectonics. *Mineral. Petrol.*, **113**, 593-612.
- Shchukina E.V., Agashev A.M., Zedgenizov D.A. (2018) Origin of zircon-bearing mantle eclogites entrained in the V. Grib kimberlite (Arkhangelsk region, NW Russia): evidence from mineral geochemistry and the U-Pb and Lu-Hf isotope compositions of zircon. *Mineral. Petrol.*, **112**(1), 85-100.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene N., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. (2008) Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, **249**(1-2), 1-35.
- Agashev A.M., Chervyakovskaya M.V., Serov I.V., Tolstov A.V., Agasheva E.V., Votyakov S.L. (2020) Source rejuvenation vs. re-heating: Constraints on Siberian kimberlite origin from U-Pb and Lu-Hf isotope compositions and geochemistry of mantle zircons. *Lithos*, **364-365**, 105508.
- Agashev A.M., Kuligin S.S., Orihashi Yu., Pokhilenko N.P., Vavilov M.A., Clarke D. (2008) Ages of Zircons from Jurassic Sediments of Bluefish River Slope, NWT Canada, and the Possible Age of Kimberlite Activity on the Lena West Property. *Dokl. Earth Sci.*, **421**(5), 751-754 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **421**(1), 76-79).
- Agasheva E.V. (2021) Magmatic Material in Sandstone Shows Prospects for New Diamond Deposits within the Northern East European Platform. *Minerals*, **11**(4), 339.
- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Ronkin Yu.L. (2021) Zirconology of syenites of the Northern Timan. *Vestn. Geonauk*, **6**(318), 16-27. (In Russ.)
- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Ronkin Yu.L., Coble M.A., Miller E.L. (2020) Granites of the Northern Timan – probable indicators of Neoproterozoic stages of Rodinia breakup. *Geodynamics & Tectonophysics*, **11**(2), 201-218.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622.
- Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Glebovitsky V.A., Claesson S., Skjold T. (2004) Evolution of the Belomorian Belt: NORDSIM U-Pb zircon dating of the Chupa paragneisses, magmatism, and metamorphic stages. *Petrology*, **12**(3), 195-210.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundfil R., Campbell I.H., Korsh R.J., Williams I.S., Foudoulis C. (2004) Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem. Geol.*, **205**, 115-140.
- Bogatikov O.A., Garanin V.K., Kononova V.A., Kudryavceva G.P., Vasil'eva E.R., Verzhak V.V., Verichev E.M., Parsadanyan K.S., Posuhova T.V. (1999) Arkhangelsk Diamondiferous Province. Moscow, Moscow State University Publ., 521 p. (In Russ.)
- Bozhko N.A., Prusakova N.A., Gromtsev K.V. (2021) Features of the tectonic structure of the Lapland-White Sea granulite-gneiss belt and prospects of its native diamond bearing. *Otech. Geologiya*, (6), 45-64. (In Russ.)
- Foley S.F. (2008) Rejuvenation and erosion of the cratonic lithosphere. *Nat. Geosci.*, **1**, 503-510.
- Gladkochub D.P., Stanevich A.M., Mazukabzov A.M., Don-skaya T.V., Pisarevsky S.A., Nicoll G., Motova Z.L., Kornilova T.A. (2013) Early evolution of the Paleasian ocean: LA-ICP-MS dating of detrital zircon from Late Precambrian sequences of the southern margin of the Siberian craton. *Russ. Geol. Geophys.*, **54**(10), 1150-1163.
- Glebovitsky V.A. (2005) Early Precambrian of the Baltic Shield. St.Petersburg, Nauka Publ., 711 p. (In Russ.)
- Golubev Yu.K., Prusakova N.A., Golubeva Yu.Yu. (2010) Kepino kimberlites, Arkhangelsk region. *Rudy i Metall.*, (1), 38-45. (In Russ.)
- Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Meert Dzh., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2011) Kotlin regional stage in the South Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **440**(1), 1222-1226 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **440**(2), 201-206).
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. (Ed. P. Sylvester). *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, **40**, 307-311.
- Griffin W.L., Belousova E.A., Walters S.G., O'Reilly S.Y. (2006) Archaean and Proterozoic crustal evolution in the Eastern Succession of the Mt Isa district, Australia: U-Pb and Hf-isotope studies of detrital zircons. *Austral. J. Earth Sci.*, **53**, 125-149.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in-situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, **211**, 47-69.
- Koreshkova M.Yu., Downes H., Glebovitsky V.A., Rodionov N.V., Antonov A.V., Sergeev S.A. (2014) Zircon trace element characteristics and ages in granulite xenoliths; a key to understanding the age and origin of the lower crust, Arkhangelsk kimberlite province, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **167**, 973.
- Kostrovitsky S.I., Skuzovatov S.Yu., Yakovlev D.A., Sun J., Nasdala L., Wu F.-Yu. (2016) Age of the Siberian craton crust beneath the northern kimberlite fields: Insights to the craton evolution. *Gondw. Res.*, **39**, 365-385.
- Larionova Y.O., Sazonova L.V., Lebedeva N.M., Nosova A.A., Tretyachenko V.V., Kargin A.V. (2016) Kimberlite Age in the Arkhangelsk Province, Russia: Isotopic Geochronologic Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Mineralogical Data on Phlogopite. *Petrology*, **24**, 562-593 (translated from *Petrologiya*, **24**(6), 607-639).
- Lee C.A., Luffi P., Chin E.J. (2011) Building and destroying continental mantle. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **39**, 59-90.

- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Precamb. Res.*, **236**, 16-30.
- Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D. (2014) New paleomagnetic data from Late Neoproterozoic sedimentary successions in Southern Urals, Russia: implications for the Late Neoproterozoic paleogeography of the Iapetan realm. *Int. J. Earth Sci.*, **103**, 1317-1334.
- Markwick A.J.W., Downes H. (2000) Lower crustal granulite xenoliths from the Arkhangelsk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results. *Lithos*, **51**, 135-151.
- Maslov A.V., Mizens G.A., Vovna G.M., Kiselev V.I., Ronkin Yu.L. (2016) Detrital zircons from Lower Triassic sandstones, Belsky depression, Pre-Uralian foredeep: LA-ICP-MS U-Pb isotopic ages and distribution of rare and trace elements. *Lithosphere (Russia)*, (1), 7-28. (In Russ.)
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Grazhdankin D.V., Kolesnikov A.V. (2018) Upper Vendian in the east, northeast and north of East European Platform: Depositional processes and biotic evolution. *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 520-542. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-520-542>
- Maslov A.V., Vovna G.M., Kisel'gov V.I., Ronkin Ju.L., Krupenin M.T. (2012) U-Pb detrital zircon systematics of deposits Serebrjankaseries of the Middle Urals. *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (2), 180-196. (In Russ.)
- Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V. (2010) Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology*, **38**(8), 739-742.
- Mints M.V., Dokukina K.A. (2020) The Belomorian eclogite province (eastern Fennoscandian Shield, Russia): Mesoproterozoic or Late Paleoproterozoic? *Geodynamics & Tectonophysics*, **11**(1), 151-200.
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. (2014) The Mesoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution. *Gondw. Res.*, **25**(2), 561-584.
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., Philippova I.B., Zlobin V.L., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukin P.A., Kaulina T.V., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Suleimanov A.K., Trusov A.A., Van K.V., Zamozhniaya N.G. (2015) East European Craton: Early Precambrian history and 3D Models of Deep Crustal Structure. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **510**, 433.
- Moyen J.-F., Paquette J.-L., Ionov D.A., Gannoun A., Korsakov A.V., Golovin A.V., Moine B.N. (2017) Paleoproterozoic rejuvenation and replacement of Archaean lithosphere: evidence from zircon U-Pb dating and Hf isotopes in crustal xenoliths at Udachnaya, Siberian craton. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **457**, 149-159.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V. (1996) Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, **268**, 23-63.
- Pearson D.G., Scott J.M., Liu J., Schaeffer A., Wang L.H., van Hunen J., Szilas K., Chacko T., Kelemen P.B. (2021) Deep continental roots and cratons. *Nature*, **96**, 199-210.
- Pearson D., Wittig N. (2014) The formation and evolution of cratonic mantle lithosphere: evidence from mantle xenoliths. *Treat. Geochem.*, **2**, 255-292.
- Pendelyak R.N., Morozov A.V., Mogutova V.A. (2019) Geological structure of the tube V. Griba and its display features in geophysical fields. *Otech. Geologiya*, (5), 53-59. (In Russ.)
- Petrov O.V., Lokhov K.I., Shevchenko S.S., Sergeev S.S., Bogomolov E.S., Antonov A.V., Lepehina E.N., Sablukov S.M. (2006) Isotope Research at VSEGEI: Prospects for Using the Results for Predicting and Searching for Diamond Deposits. *Region. Geologiya i Metallogeniya*, (27), 158-167. (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Gerdes A., Maslov A.V. (2015) First results of U-Pb dating of detrital zircons from metasandstones of the Isherim anticlinorium (Northern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **464**(2), 1010-1014 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **464**(5), 589-593). <https://doi.org/10.1134/S1028334X15100165>
- Popov V., Iosifidi A., Khramov A., Tait J., Bachtadse V. (2002) Paleomagnetism of upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times. *J. Geophys. Res.*, **107**(B11), 2315.
- Popov V., Khramov A., Bachtadse V. (2005) Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia. *Russ. J. Earth Sci.*, **7**(2), 1-29.
- Ronkin Yu.L., Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Mizens G.A., Matukov D.I., Krupenin M.T., Petrov G.A., Lepikhina O.P., Kornilova A.Yu. (2006) U-Pb (SHRIMP II) age of zircons from ash tuffs of the Upper Vendian Chernyi Kamen formation (Sylvitsa Group, Middle Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **411A**(9), 1341-1345 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **411**(3), 354-359).
- Rudnick R.L., Gao S. (2014) Composition of the continental crust. (Eds H.D. Holland, D. Heinrich, K.K. Turekian). *Treatise of Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 1-51.
- Samsonov A.V., Nosova A.A., Tretyachenko V.V., Larichenko V.A., Larionova Y.O. (2009) Collisional sutures in the early precambrian crust as a factor responsible for localization of diamondiferous kimberlites in the northern East European Platform. *Dokl. Earth Sci.*, **425**, 226-230 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **424**(6), 796-801). <https://doi.org/10.1134/S1028334X09020111>
- Shatsky V.S., Wang Q., Skuzovatov S.Yu., Ragozin A.L. (2019) The crust-mantle evolution of the Anabar tectonic province in the Siberian Craton: Coupled or decoupled? *Precamb. Res.*, **332**, 105388.
- Shchukin V.S., Sablukov S.M., Sablukova L.I., Belousova E.A., Griffin V.L. (2002) Late Vendian rift-type aerial alkaline volcanism in the Zimniberezhny kimberlite region (Arkhangelsk diamondiferous province). *Deep magmatism, its sources and plumes*. Proceedings of the II International Seminar. Irkutsk, Publishing House IrSTU, 160-175.

- Shchukina E.V., Agashev A.M., Soloshenko N.G., Streletskaya M.V., Zedgenizov D.A. (2019) Origin of V. Grib pipe eclogites (Arkhangelsk region, NW Russia): Geochemistry, Sm-Nd and Rb-Sr isotopes and relation to regional Precambrian tectonics. *Mineral. Petrol.*, **113**, 593-612.
- Shchukina E.V., Agashev A.M., Zedgenizov D.A. (2018) Origin of zircon-bearing mantle eclogites entrained in the V. Grib kimberlite (Arkhangelsk region, NW Russia): evidence from mineral geochemistry and the U-Pb and Lu-Hf isotope compositions of zircon. *Mineral. Petrol.*, **112**(1), 85-100.
- Skublov S.G., Nikitina L.P., Marin Yu.B., Levskii L.K., Guseva N.S. (2012) U-Pb age and geochemistry of zircons from xenoliths of the V. Grib kimberlitic pipe, Arkhangelsk Diamond Province. *Dokl. Earth Sci.*, **444**(1), 595-600 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **444**(1), 77-82). <https://doi.org/10.1134/S1028334X12050066>
- Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene N., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. (2008) Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, **249**(1-2), 1-35.
- Tugarinov A.I., Bibikova E.V. (1980) Geochronology of the Baltic Shield according to zirconometric data. Moscow, Nauka Publ., 133 p. (In Russ.)
- Ustinov V.N., Neruchev S.S., Zagainy A.K., Antashchuk M.G., Lobkova L.P., Mikoev I.I., Nikolaeva E.V., O'Bryan H., Peltonen P., Pendelak R.N. Diamonds in the north of the East European Platform. St.Petersburg, Nauka Publ., 410 p. (In Russ.)

Типоморфные особенности гранатов из кратерной и диатремовой фаций кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): применение при прогнозно-поисковых работах на алмазы на севере Восточно-Европейской платформы

Е. О. Барабаш, Е. В. Агашева

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, e-mail: shchukinalena@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 27.12.2022 г., принята к печати 22.02.2023 г.

Объект исследования. Морфология зерен ксенокристов гранатов из кратерной и диатремовой частей высокоалмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба Архангельской алмазоносной провинции. **Цель исследования.** Реконструировать основные этапы эндогенного и экзогенного морфогенеза гранатов из кратерной и диатремовой частей кимберлитовой трубки на основании детального изучения их морфологических особенностей. Показать возможность использования полученных данных при интерпретации морфологии зерен минералов-индикаторов кимберлита из шлихоминералогических проб при поисково-разведочных работах на алмазы на севере Восточно-Европейской платформы. **Материалы и методы.** Было проведено детальное изучение морфологии 655 зерен гранатов, отобранных из концентрата минералов тяжелой фракции раздробленных пород, представляющих кратерную (песчаники) и диатремную (кимберлит) части трубки им. В. Гриба с помощью методов оптической и электронно-сканирующей микроскопии. Из пород кратерной части, извлеченных из керна одной заверочной скважины и представляющих интервал от 70 до 174 м от поверхности, были выбраны все визуально диагностируемые зерна гранатов. Для сравнения из 1100 зерен ксенокристов гранатов, отобранных методом случайной выборки из концентрата минералов тяжелой фракции кимберлита диатремной части, выбраны 180 зерен гранатов, представляющих четыре цветовые группы: фиолетовые, красные, красно-оранжевые и оранжевые. **Результаты.** Установлено, что большинство зерен гранатов из кратера (96%) и диатремы (89%) имеет признаки только эндогенного этапа морфогенеза. Тем не менее в трубке обнаружены гранаты с хорошо развитым пирамидально-черепитчатым (3% в кратере и 11% в диатреме) и каплевидным рельефами (1% в кратере), которые могли формироваться только в результате постмагматических процессов. Впервые в глубинной диатремной части трубки (более 200 м от поверхности), сложенной плотным кимберлитом, обнаружены гранаты с хорошо развитым пирамидально-черепитчатым рельефом, которые ранее для Восточно-Европейской платформы интерпретировались только как составляющие вторичного коллектора или верхних горизонтов кратерных частей трубок. **Выводы.** Гранаты с хорошо развитым пирамидально-черепитчатым рельефом, обнаруженные в шлихоминералогических пробах, могут быть интерпретированы как из вторичного коллектора только имея признаки механического износа; отсутствие следов механического износа на таких зернах не позволяет исключать близость расположения коренного источника. Факт обнаружения в кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба (в интервале глубин 150–168 м от поверхности) гранатов с каплевидным рельефом также ставит под вопрос однозначную интерпретацию таких зерен из шлихоминералогических проб как признак вторичного коллектора; только максимальная степень растворения гранатов с формированием кубоидов или наличие признаков механического износа может указывать на перетолженный характер ореола. Результаты исследования подтверждают необходимость усовершенствования шлихоминералогического метода поисков алмазных месторождений по типоморфным особенностям минералов-индикаторов кимберлитов применительно к условиям севера Восточно-Европейской платформы.

Ключевые слова: кимберлитовая трубка, гранат, морфогенез, Восточно-Европейская платформа, поиск и разведка алмазов

Источник финансирования

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант № 20-77-10018

Для цитирования: Барабаш Е.О., Агашева Е.В. (2023) Типоморфные особенности гранатов из кратерной и диатремовой фаций кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): применение при прогнозно-поисковых работах на алмазы на севере Восточно-Европейской платформы. *Литосфера*, 23(4), 622–636. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-622-636>

For citation: Barabash E.O., Agasheva E.V. (2023) Typomorphic features of garnet xenocrysts from the crater and diatreme parts of the high diamondiferous V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk diamondiferous province): application in prospecting and exploration for diamonds in the north of the East European platform. *Lithosphere (Russia)*, 23(4), 622–636. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-622-636>

Typomorphic features of garnet xenocrysts from the crater and diatreme parts of the high diamondiferous V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk diamondiferous province): application in prospecting and exploration for diamonds in the north of the East European platform

Ekaterina O. Barabash, Elena V. Agasheva

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia,
e-mail: shchukinalena@igm.nsc.ru

Received 27.12.2022, accepted 22.02.2023

Research subject. Morphology of garnet xenocryst grains from the crater and diatreme parts of the highly diamondiferous V. Grib kimberlite pipe of the Arkhangelsk diamondiferous province. **Aim.** To reconstruct the main stages of endogenous and exogenous morphogenesis of garnet xenocrysts from the crater and diatreme parts of the kimberlite pipe based on a detailed study of their morphological features. To demonstrate the applicability of the data obtained in the interpretation of the morphology of grains of kimberlite indicator minerals from modern alluvial sediments during prospecting and exploration for diamonds in the north of the East European Platform. **Materials and methods.** A detailed study of the morphology of 655 garnet grains was carried using the methods of optical and electron-scanning microscopy. Garnet grains were selected from the heavy mineral concentrate of crushed rocks, representing the crater (sandstones) and diatreme (kimberlite) parts of the V. Grib pipe. All visually diagnosed garnet grains were handpicked selected from the rocks of the crater part, extracted from the core of one borehole and representing an interval from 70 to 174 m from the surface. For comparison, out of 1100 grains of garnet xenocrysts, selected by random sampling from the concentrate of minerals of the heavy fraction of kimberlite of the diatreme part, 180 garnet grains were selected, representing four-color groups: purple, red, red-orange and orange. **Results.** The majority of garnets from the crater (96%) and diatreme (89%) parts of the V. Grib kimberlite pipe were shown to exhibit the "primary" magmatic morphology. Nevertheless, the garnet grains with well-developed pyramidal shingle-like (3% in the crater and 11% in the diatreme) and drop-shaped (1% in the crater) reliefs have been identified. These types of garnets were formed under the influence of postmagmatic processes. For the first time, in the deep diatreme part of the pipe (more than 200 m from the surface), composed of dense kimberlite, garnets with a well-developed pyramidal shingle-like relief were found, which had been previously interpreted for the East European Platform only as components of the secondary deposits or the upper horizons of the crater parts of the pipes. **Conclusions.** Garnets with a well-developed pyramidal shingle-like relief, found in modern alluvial sediments, can be interpreted as from a secondary deposit only if they show signs of mechanical abrasion; the absence of traces of mechanical abrasion on such grains does not allow us to exclude the proximity of the primary source. The presence of drop-shaped relief garnets in the crater of the V. Grib pipe (150–168 m from the surface) also calls into question the unambiguous interpretation of such grains as a sign of secondary deposits: only the maximum degree of chemical abrasion of garnets with the formation of cuboids grains can indicate their redeposited nature. The results confirm the need to improve the method of prospecting for diamond deposits according to the typomorphic features of kimberlite indicator minerals recovered from the modern sediments, sampled in the north of the East European Platform.

Keywords: kimberlite pipe, garnet, morphogenesis, East European platform, prospecting and exploration of diamonds

Funding information

This work was supported by the Russian Science Foundation Grant No. 20-77-100018 to Elena V. Agasheva

Acknowledgements

The authors are deeply grateful to PhD V.P. Afanasiev for his help in interpreting the morphology of garnet grains. This manuscript has benefited from the helpful comments of two anonymous reviewers.

ВВЕДЕНИЕ

Интерпретация морфологических особенностей индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) из шлихоминералогических проб является обязательным и неотъемлемым этапом ревизионно-поисковых работ на алмазы при оценке перспектив коренной алмазоносности территории. Она позволяет восстановить основные этапы морфогенеза ИМК и реконструировать условия и историю развития как отдельных минеральных индивидов, так и ассоциации в целом (Афанасьев и др., 2001). Для

восстановления условий формирования ассоциации ИМК необходимо понимание процесса морфогенеза, начиная от стадии формирования кимберлитового тела и заканчивая изменениями минералов в экзогенных условиях. Ключевую роль при этом играет типоморфизм ИМК, т. е. способность минералов отражать в своих структурных, морфологических, физических и химических свойствах условия среды, в которой он зарождался, рос и существовал на протяжении всей своей истории (Ферсман, 1940). Более того, онтогенетический анализ типоморфных особенностей ИМК позволяет

установить последовательность смены геологических условий существования минералов (Афанасьев и др., 2001). Конечный облик минерального индивида является результатом воздействия множества факторов на эндогенном (магматический и высокотемпературный гидротермальный) и экзогенном (физико-химические изменения и механический износ) этапах формирования ореола ИМК (Афанасьев и др., 2001).

К настоящему времени на севере Архангельской области открыты около 100 магматических объектов ультраосновного и основного состава (Архангельская алмазоносная провинция, ААП), из которых семь кимберлитовых трубок содержат промышленные запасы алмазов. Возраст кимберлитового магматизма ААП оценивается как 390–340 млн лет (Шевченко и др., 2004; Ларионова и др., 2016). Поисковые работы на алмазы в этом регионе проводятся и в настоящее время, а северные (в пределах ААП) и южные территории Архангельской области рассматриваются как перспективные на обнаружение новых коренных источников алмазов (Shchukina, Shchukin, 2018; Shchukina et al., 2019; Agasheva, 2021). Несмотря на то что всестороннее изучение и магматических объектов ААП (Парсаданян и др., 1996; Mahotkin et al., 2000; Богатиков и др., 2007; Кононова и др., 2007; Kargin et al., 2021), и ИМК из кимберлитовых трубок ААП (Lehtonen et al., 2009; Afanasiev et al., 2013; Сазонова и др., 2015; Shchukina et al., 2017; Агашева и др., 2022) продолжается несколько десятилетий, опубликованных данных по интерпретации ИМК из шлихоминералогических проб, отобранных на северных территориях Восточно-Европейской платформы, критически мало (Шербакова, 2005; Shchukina et al., 2019). Более того, исследования по разнообразию морфологии ИМК как из магматических объектов, так и из современного аллювия единичны (Шербакова, 2005; Афанасьев и др., 2008; Shchukina, Shchukin, 2018). Тем не менее даже минимальная информация, представленная в виде опубликованных результатов, указывает на то, что морфология ИМК в этом регионе специфична и, безусловно, требует дополнения в виде накопления данных по особенностям морфогенеза ИМК как из магматических объектов и перекрывающих их или расположенных вблизи них осадочных пород, так и из материала современного аллювия. При поисково-разведочных работах на алмазы в этом регионе гранат рассматривается как наиболее информативный минерал среди ИМК (Агашева и др., 2022).

В настоящей работе представлены первые результаты изучения морфологии ксенокристов гранатов из пород кратерной (песчаников, туфопесчаников) и диатремовой (кимберлита) частей высокоалмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Выявление типоморфных особенностей гранатов

из различных частей кимберлитовой трубки позволит использовать эти данные для усовершенствования шлихоминералогического метода поисков алмазных месторождений по типоморфным особенностям ИМК в этом регионе.

КРАТКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Кимберлитовая трубка им. В. Гриба расположена в центральной части ААП; ее возраст оценен как 372 ± 8 млн лет (Шевченко и др., 2004) и 376 ± 3 млн лет (Ларионова и др., 2016). Трубка прорывает осадочные породы (преимущественно песчаники) вендского возраста и перекрывается толщами терригенно-карбонатных пород среднекаменноугольного возраста и рыхлых четвертичных отложений, общая мощность которых составляет около 70 м. В строении трубки им. В. Гриба выделены кратерная и диатремовая фации. Кратерная часть мощностью от 90 до ≈ 130 м представлена разнообразными вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Диатремовая часть состоит из ксенотуфобрекчии и кимберлита. Обобщенные данные о локациях, формах и размерах, структурах и составе магматических объектов ААП представлены в (Agasheva, 2021).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБРАЗЦЫ

Для настоящего исследования был отобран керн одной заверочной скважины, пробуренной в центральной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба, из интервала от 70 до 174 м от поверхности. Породы являются образованиями кратерной фации трубки и представлены песчаниками от почти рыхлых и слабосцементированных разновидностей до хорошо сцементированных образцов. Образцы, отобранные из пород кратерной части трубки, были раздроблены и обработаны методами магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Из концентрата минералов тяжелой фракции с помощью бинокулярного микроскопа (Микромед МСЗ Zoom) были отобраны все визуально диагностируемые зерна гранатов (475 зерен). Для сравнения, из 1100 зерен ксенокристов гранатов, отобранных методом случайной выборки из концентрата минералов тяжелой фракции кимберлита диатремовой части, были извлечены 180 зерен гранатов, представляющих четыре установленных ранее (Гудимова и др., 2022) цветовые группы: фиолетовые, красные, красно-оранжевые и оранжевые. Изучение морфологических особенностей гранатов (формы, трещиноватости, микрорельефа поверхности, степени механического износа, наличия гипергенных изменений и хронологические взаимоотношения разного рода скульптур) проводилось с использованием методов оптической и сканирующей электронной микроскопии (JEOL 6380 LA, TESCAN MIRA 3 LMU)

в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Кратерная часть

В кратере кимберлитовой трубки гранаты представлены фиолетовыми (50%), оранжевыми (12%), красно-оранжевыми (33) и дихроичными (сине-зелеными при дневном свете, фиолетовыми при желтом искусственном освещении; 5%) разновидностями (рис. 1а). В верхних частях кратера (70–150 м) преобладают фиолетовые гранаты, с глубиной (150–174 м) увеличивается доля оранжевых гранатов. Дихроичные зерна встречаются в незначительных количествах и не имеют корреляции с глубиной.

Среди гранатов преобладают обломки и осколки зерен неправильной формы (рис. 2а, б). Поверхность зерна, не затронутая сколами, бугорчатая, угловатая. Целые и слабо поврежденные зерна встречаются редко (<10%) и, как правило, представляют собой угловатые трещиноватые индивиды неправильной формы (рис. 2в). Исключение составляет проба из интервала 156–162 м, где в большом количестве присутствуют округлые гранаты фиолетового и оранжевого цветов с контрастной бугорчатой поверхностью (75 зерен); единичные зерна таких гранатов отмечены также в пробах из

интервала 135–168 м (рис. 2г). В пробах из интервала 145–168 м обнаружены обломки округлых зерен с гладкой матовой поверхностью (рис. 2д). На незначительном количестве (3% от общего числа) зерен присутствуют серии субпараллельных секущих трещин. Такие трещины отмечены как на осколках, так и на зернах хорошей сохранности (рис. 2е). На поверхностях сколов часто присутствуют тонкие корочки серо-зеленого цвета (см. рис. 2е).

На 29 зернах (6%) наблюдается пирамидально-черепитчатый рельеф (рис. 3, 4). На 16 зернах он развит локально в виде зачаточных структур, фиксируемых только при больших увеличениях на сканирующем электронном микроскопе (см. рис. 3); на 13 зернах (3%) встречается хорошо развитый рельеф, покрывающий значительную часть зерна (см. рис. 4). На зернах с хорошо развитым пирамидально-черепитчатым рельефом видно, что некоторые пирамидки имеют притупленные вершины (см. рис. 4а). Развитие пирамидально-черепитчатого рельефа характерно только для фиолетовых, оранжевых и красно-оранжевых гранатов. На пяти зернах оранжевых гранатов из пробы с интервала глубин 145–150 м присутствует каплевидный рельеф (Харьков, Волотовский, 1968) (рис. 5).

Диатремная часть

Согласно ранее проведенным исследованиям (Гудимова и др., 2022), гранаты диатремной части представлены фиолетовыми (46%), красно-оранжевыми (22), оранжевыми (21) и красными (11%) цветовыми группами (см. рис. 1б). Большая часть зерен представлена осколками (рис. 6а, б), относительно целые зерна (рис. 6в–е) составляют менее 10%. Поверхность зерен, не затронутая сколами, в большинстве случаев угловатая, пологобугорчатая (см. рис. 6в, г); нередко на зернах встречаются “морозные узоры” (см. рис. 6д, е). Интересную морфологию имеет зерно, изображенное на рис. 6г: в целом оно имеет округлую форму с ровной, слегка шероховатой поверхностью, но на сколе видно, что внешняя оболочка, определяющая овальную форму зерна, отделена трещинами от ядра с грубым угловатым рельефом. Для 15% зерен установлены серии субпараллельных секущих трещин (см. рис. 6б). Такие трещины более характерны для относительно целых зерен, но присутствуют и на осколках. На поверхностях сколов встречаются тонкие корочки серо-зеленого цвета (см. рис. 6а). Более чем для трети изученных гранатов из диатремы характерен пирамидально-черепитчатый рельеф. Количество гранатов с его следами увеличивается в следующем ряду: фиолетовые (21.0%), красно-оранжевые (42.9), красные (44.6), оранжевые (53.0%).

В большинстве случаев пирамидально-черепитчатый рельеф развит слабо на небольших участ-

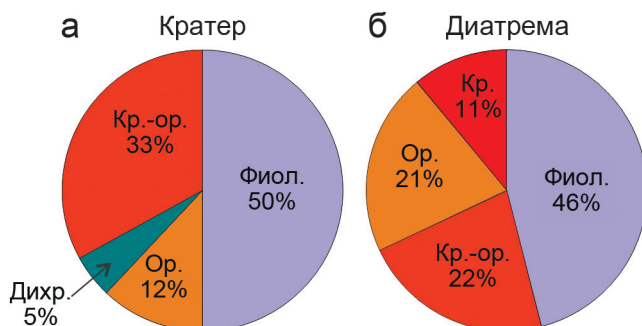


Рис. 1. Диаграммы соотношения разных цветовых разновидностей гранатов из кратерной (а) и диатремной (б) частей кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

Данные по гранатам из диатремной части трубки (Гудимова и др., 2022): фиол. – фиолетовые, кр. – красные, кр.-ор. – красно-оранжевые, ор. – оранжевые, дихр. – дихроичные.

Fig. 1. Correlation diagrams of different color varieties of garnets from the crater (a) and diatreme (b) parts of the V. Grib kimberlite pipe.

Data on garnets from the diatreme part of the pipe (Gudimova et al., 2022): фиол. – violet, кр. – red, кр.-ор. – red-orange, ор. – orange, дихр. – dichroic.

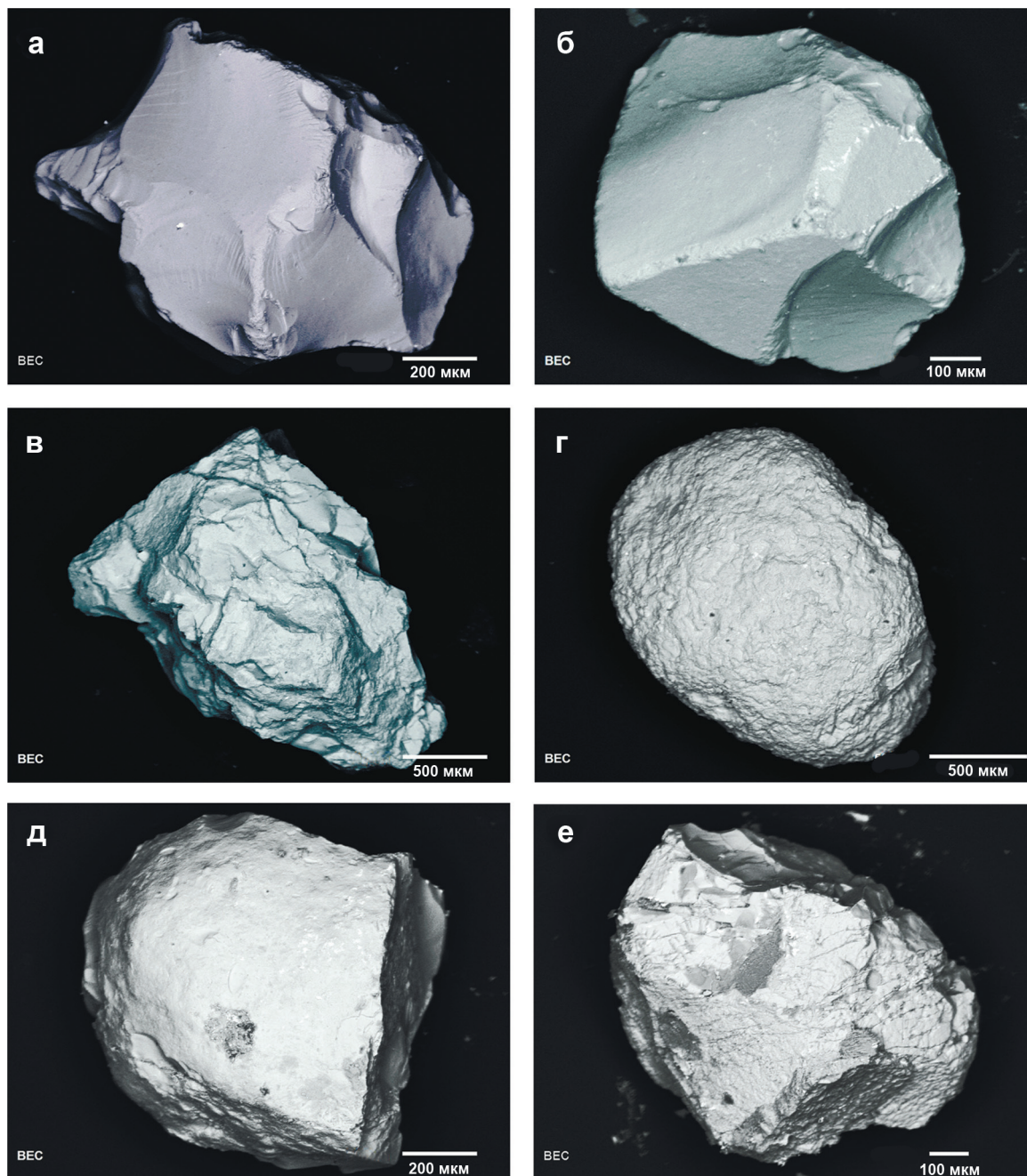


Рис. 2. Морфологические особенности гранатов из кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

а, б – осколок; в – угловатое зерно неправильной формы; г – целое округлое зерно с бугорчатой поверхностью; д – обломок зерна с гладкой матовой поверхностью; е – зерно хорошей сохранности с субпараллельными секущими трещинами. Здесь и на рис. 3–8 изображения в обратнорассеянных электронах.

Fig. 2. Morphological features of garnets from the crater part of the V. Grib kimberlite pipe.

а, б – fragment of grain; в – irregularly shaped angular grain; г – whole rounded grain with a tubercles surface; д – grain fragment with a smooth matte surface; е – well-preserved grain with subparallel cracks. Here and in Fig. 3–8 images in backscattered electrons.

ках зерна (рис. 7). Реже встречается хорошо развитый рельеф, покрывающий значительную часть зерна (11% зерен) (рис. 8). Отчетливо развитый пирамидально-черепитчатый рельеф более харак-

терен для фиолетовых и оранжевых гранатов; на красных и красно-оранжевых, как правило, развиты лишь зачаточные структуры пирамидально-черепитчатого рельефа.

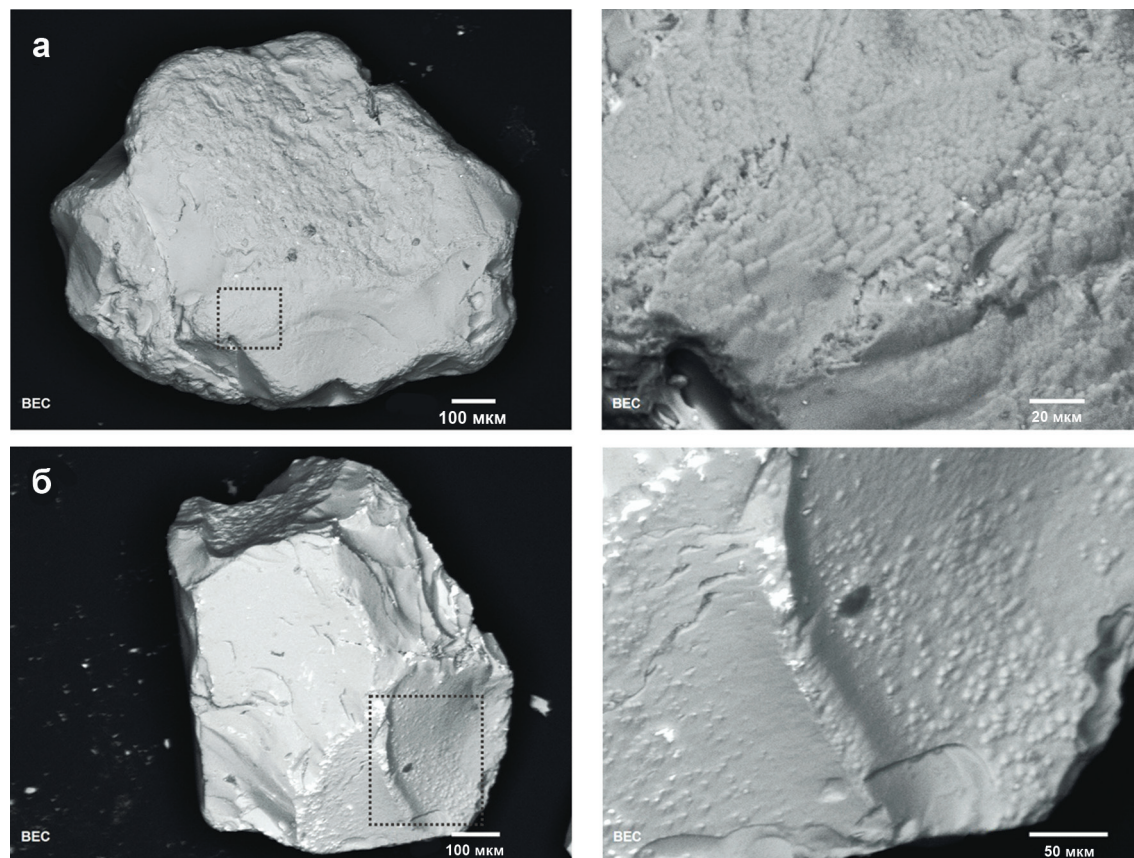


Рис. 3. Зачаточные структуры пирамидально-черепитчатого рельефа на зернах гранатов из кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

Здесь и на рис. 4, 5 пунктирной линией показана область, изученная при более высоких увеличениях.

Fig. 3. The initial stages of development of pyramidal shingle-like relief on garnet grains from the crater part of the V. Grib kimberlite pipe.

Here and in Fig. 4, 5 dotted line shows the area examined at higher magnifications.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Морфология гранатов из кратерной и диатремовой частей кимберлитовой трубки им. В. Гриба является результатом множества процессов, которые последовательно изменяли облик зерен. Согласно ранее проведенным исследованиям (Афанасьев и др., 2001), в истории магматического морфогенеза гранатов выделяются три основных этапа: 1) идиоморфный рост; 2) оплавление; 3) келифитизация. После формирования кимберлитового тела морфогенез гранатов определяется воздействием на них гидротермальных растворов с постепенным снижением их температуры. Основными факторами морфогенеза на этой стадии являются коррозионное растрескивание и хлоритизация (Афанасьев и др., 2001).

Ограненные гранаты в изученном материале не обнаружены. Зерна с фрагментами оплавленной поверхности среди гранатов из диатремовой ча-

сти отсутствуют, в кратерной части найдены всего в количестве трех штук (см. рис. 2д). Келифитовые каймы на гранатах из кратера и диатремы не встречаются. Для ксенолитов мантийных пород из кимберлитовой трубки им. В. Гриба также не отмечено широкое распространение келифитовых кайм (Щукина и др., 2015).

На позднемагматическом и гидротермальном этапах под воздействием поверхностно-активных веществ запускается механизм коррозионного растрескивания под влиянием гидротермальных растворов и флюидов (Афанасьев и др., 2000). Этот механизм представляет собой хрупкую релаксацию внутренних напряжений, сформированных в глубинных условиях. В первую очередь на раннегидротермальном этапе реализуются в трещины зоны максимального напряжения, ориентированные главным образом по ромбододекаэдру (Афанасьев и др., 2000). В морфологии изученных гранатов это выражается в развитии субпараллельных секу-

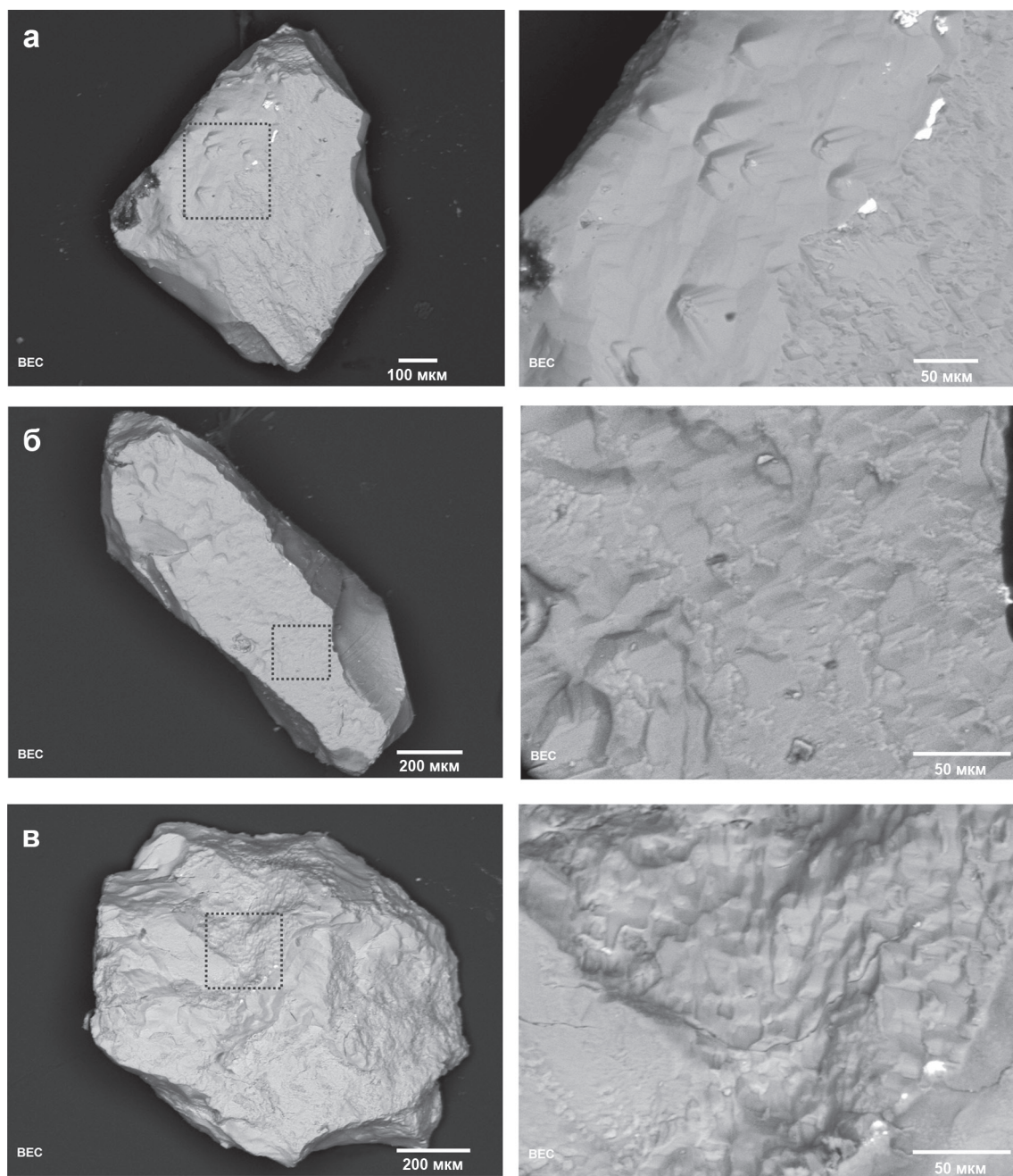


Рис. 4. Хорошо развитый пирамидально-черепитчатый рельеф на зернах гранатов из кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

Fig. 4. A well-developed pyramidal shingle-like relief on garnet grains from the crater part of the V. Grib kimberlite pipe.

щих трещин, соответствующих в структуре граната ромбододекаэдру, и наличии осколков с плоскими субпараллельными сколами (см. рис. 2е; 6б). Коррозионное растрескивание широко проявлено на гранатах как из диатремы, так и из кратера. Однако в диатремной части значительно большее количество зерен представлено осколками с площадью поверхности скола свыше 50%. Доля осколков

в диатремной части составляет примерно 27%, а в кратерной – около 12%. Также в диатремной части доля зерен с субпараллельными трещинами достигает приблизительно 15%, а в кратерной – не более 3%. Более высокая степень коррозионного растрескивания гранатов из диатремной части, вероятно, связана с более медленным процессом остывания и более длительным воздействием поверхностно-

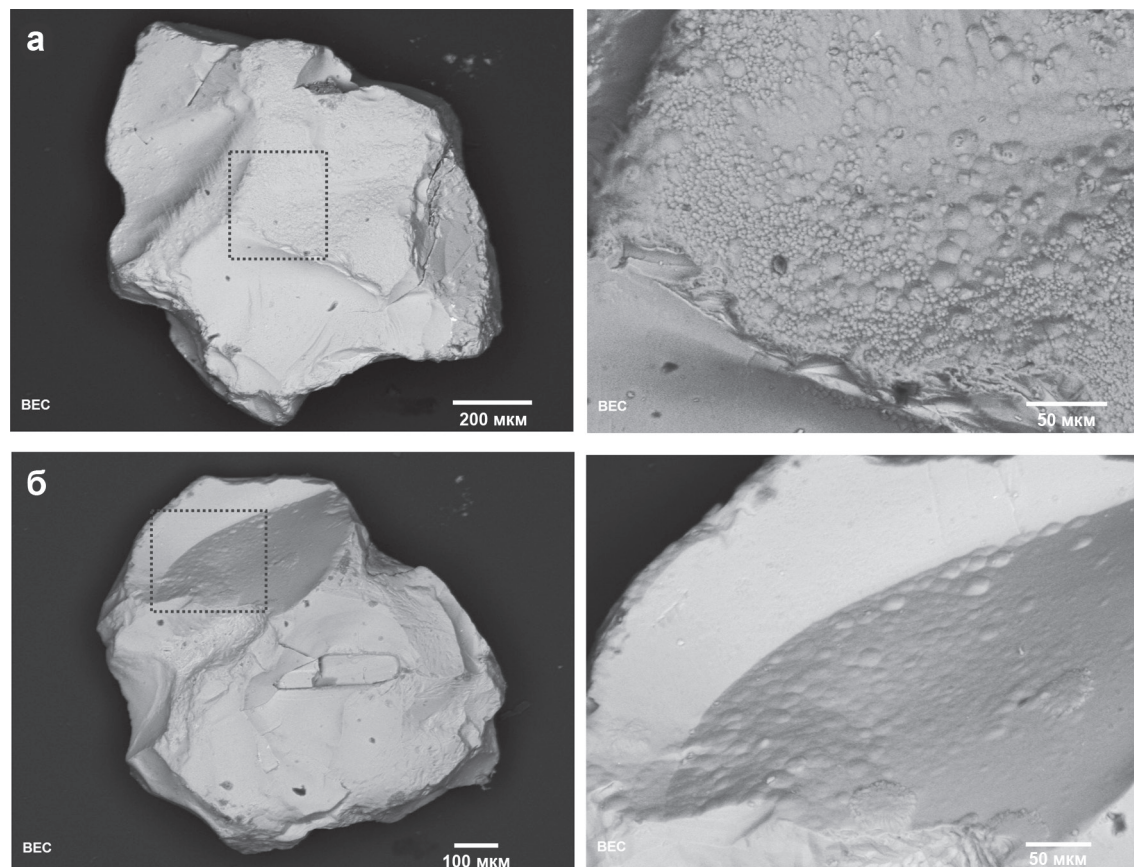


Рис. 5. Каплевидный рельеф на зернах гранатов из кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

Fig. 5. Drop-shaped relief on garnet grains from the crater part of the V. Grib kimberlite pipe.

активных веществ, отделяемых на позднемагматических этапах. Вслед за реализацией секущих трещин в плоскостях ромбододекаэдра начинается растрескивание по зонам с меньшим уровнем запасенной упругой энергии, формируются произвольно ориентированные сколы, обуславливающие основной морфологический мотив изученных гранатов – угловатые зерна, обломки неправильной формы (см. рис. 2а, б; 6в).

Параллельно с коррозионным растрескиванием под воздействием раннегидротермальных растворов по стенкам додекаэдрических трещин гранат начинает замещаться хлоритом. Это приводит к развитию тонкого черепитчатого рельефа, “морозных узоров” (см. рис. 6д, е), червеобразных каналов травления по фронту реакции хлоритизации (Афанасьев, 1985). Наиболее вероятно, что зачаточные структуры пирамидально-черепитчатого рельефа (см. рис. 3; 7), развитые по поверхностям сколов на исследованных образцах, формируются в результате растворения на раннегидротермальном этапе, а фрагменты тонких серо-зеленых корочек на поверхностях сколов являются измененным хлоритом (см. рис. 2е; 6а). Тонкий пирамидально-

черепитчатый рельеф широко проявлен на гранатах из диатремовой части ($\approx 31\%$) и в значительно меньшей степени на гранатах из кратера ($\approx 4\%$). Это может быть связано с тем, что гранаты из диатремы дольше находились под воздействием гидротермальных растворов. На этом заканчивается формирование облика гранатов, который мы считаем “первичным”.

Тем не менее в изученном материале обнаружены зерна гранатов, имеющие морфологические признаки экзогенного этапа (Афанасьев и др., 2001, 2010). К этому этапу относится формирование ярко выраженного пирамидально-черепитчатого рельефа, в том числе с притупленными вершинами пирамид (см. рис. 4; 8), и каплевидного рельефа, который обнаружен на данном этапе исследования только на зернах гранатов из кратерной части трубки (см. рис. 5).

Ярко выраженный пирамидально-черепитчатый рельеф присутствует на гранатах из кратерной и диатремовой частей кимберлитового тела. Ранее было установлено (Афанасьев и др., 2001, 2010), что образование данного рельефа на гранатах может быть связано с абсолютно разными фактора-

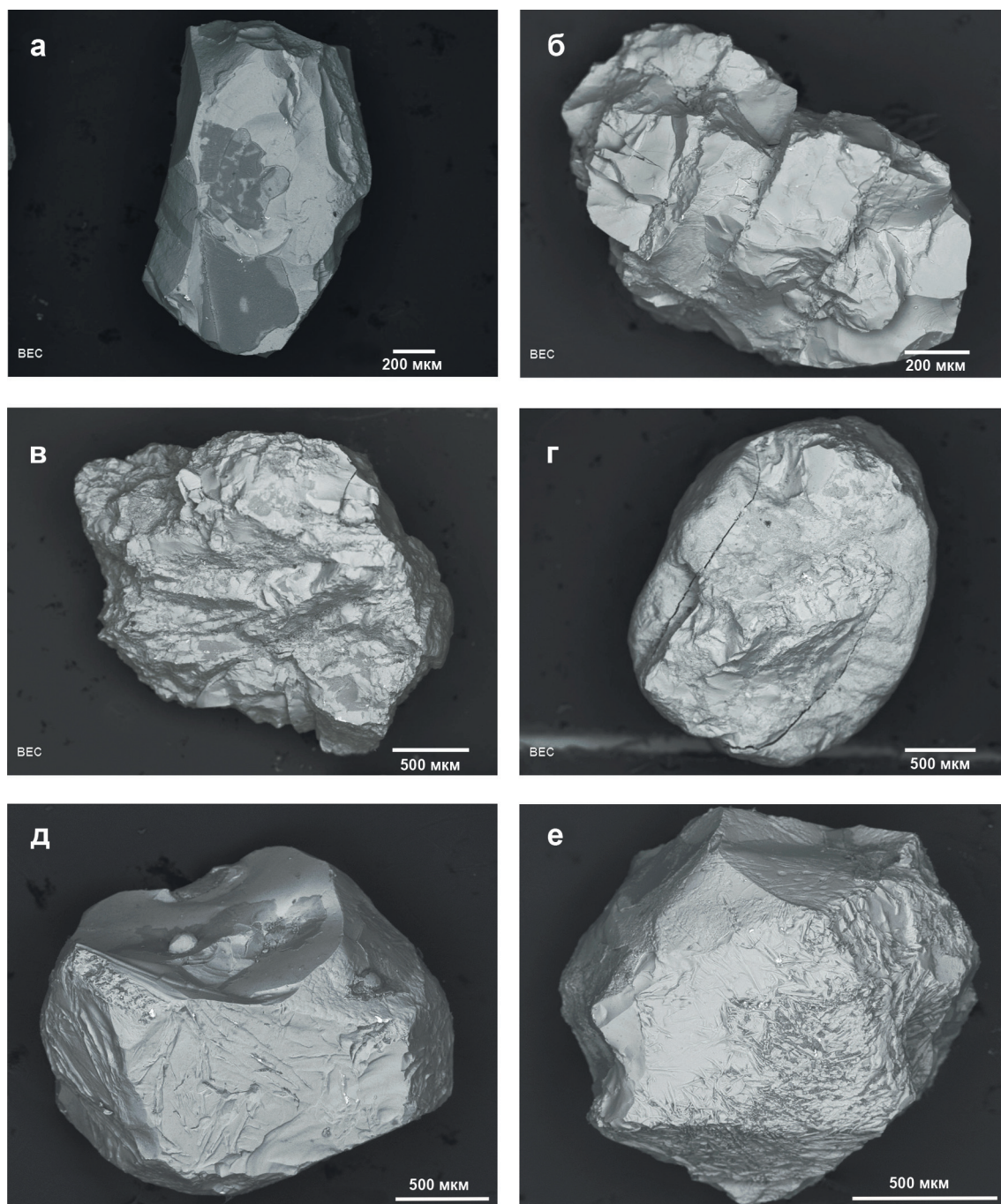


Рис. 6. Морфология гранатов из диатремовой части кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

а – осколок; б – осколок с субпараллельными трещинами; в – целое зерно с угловатой поверхностью; г – округлое зерно с шероховатой внешней зоной и угловатым ядром; д, е – зерна с “морозными узорами”.

Fig. 6. Morphology of garnets from the diatreme part of the V. Grib kimberlite pipe.

а – a fragment of grain; б – a fragment of grain with subparallel cracks; в – a whole grain with an angular surface; г – a rounded grain with a rough rim and an angular core; д, е – grains with “frosty patterns”.

ми: 1) постмагматическими изменениями кимберлита; 2) метасоматическим воздействием интрузий дифференцированных траппов на осадочные коллекторы или кимберлит; 3) преобразованием по-

род в условиях метатекстур. Однако для ААП показано, что пирамидально-черепаший рельеф может развиваться и на гранатах из осадочных коллекторов, в том числе по механически окатанным

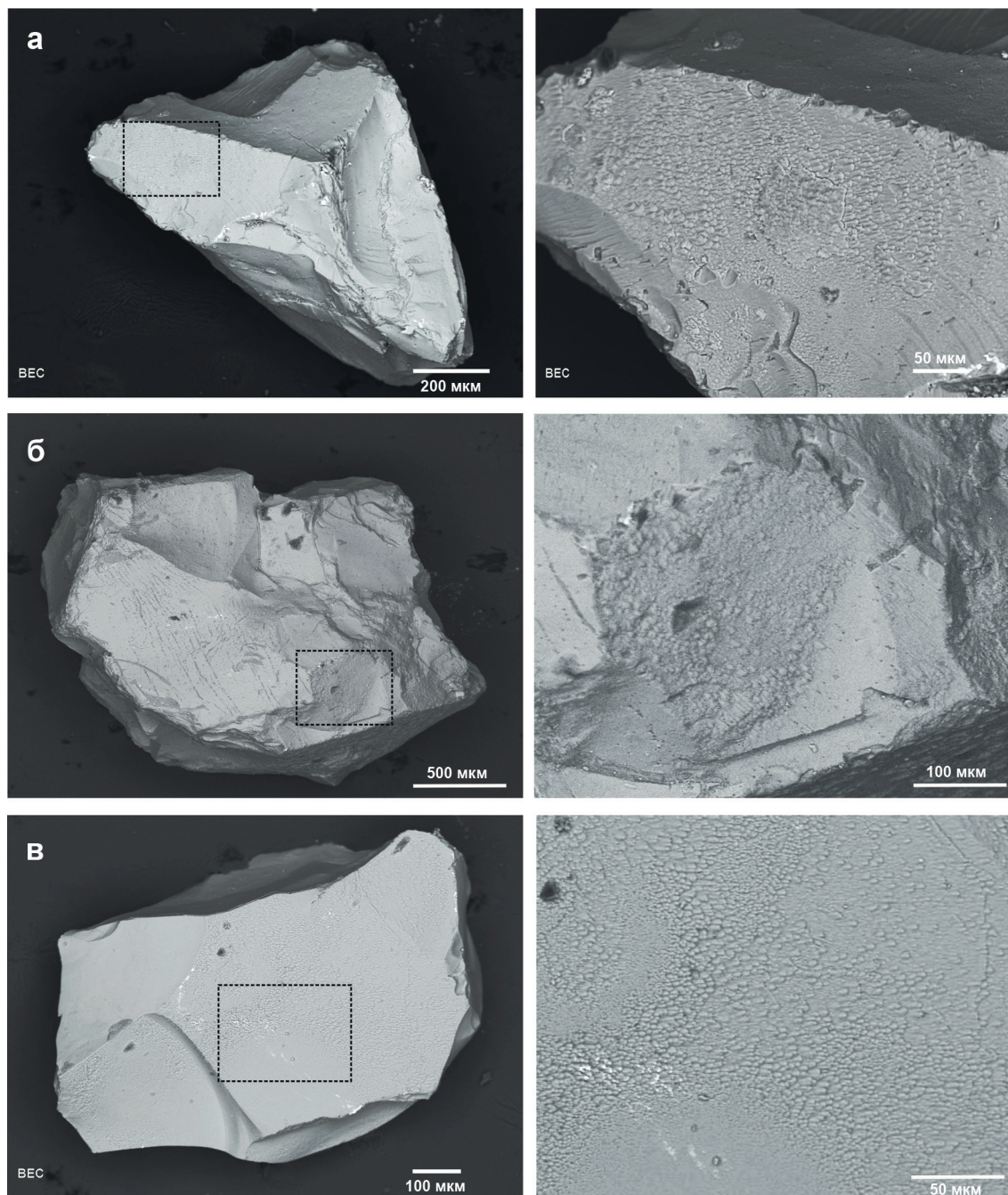


Рис. 7. Зачаточные структуры пирамидально-черепитчатого рельефа на гранатах из диатремовой части кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

Fig. 7. The initial stages of development of pyramidal shingle-like relief on garnet grains from the diatreme part of the V. Grib kimberlite pipe.

зернам гранатов (Афанасьев и др., 2008), что связывается с длительной циркуляцией грунтовых вод при температуре дневной поверхности (Афанасьев и др., 2008). Поэтому вполне вероятно, что хорошо развитый пирамидально-черепитчатый рельеф на гранатах из кратера и диатремы имеет разную природу. Кратерная часть в значительной мере конта-

минирована песком вмещающих пород (Agasheva, 2021) и проницаема для грунтовых вод. Бурый цвет пород кратерной части на всю ее глубину, обусловленный окисленным железом, прямо указывает на промывку грунтовыми водами, обогащенными кислородом (Афанасьев и др., 2008). Поэтому хорошо развитый пирамидально-черепитчатый

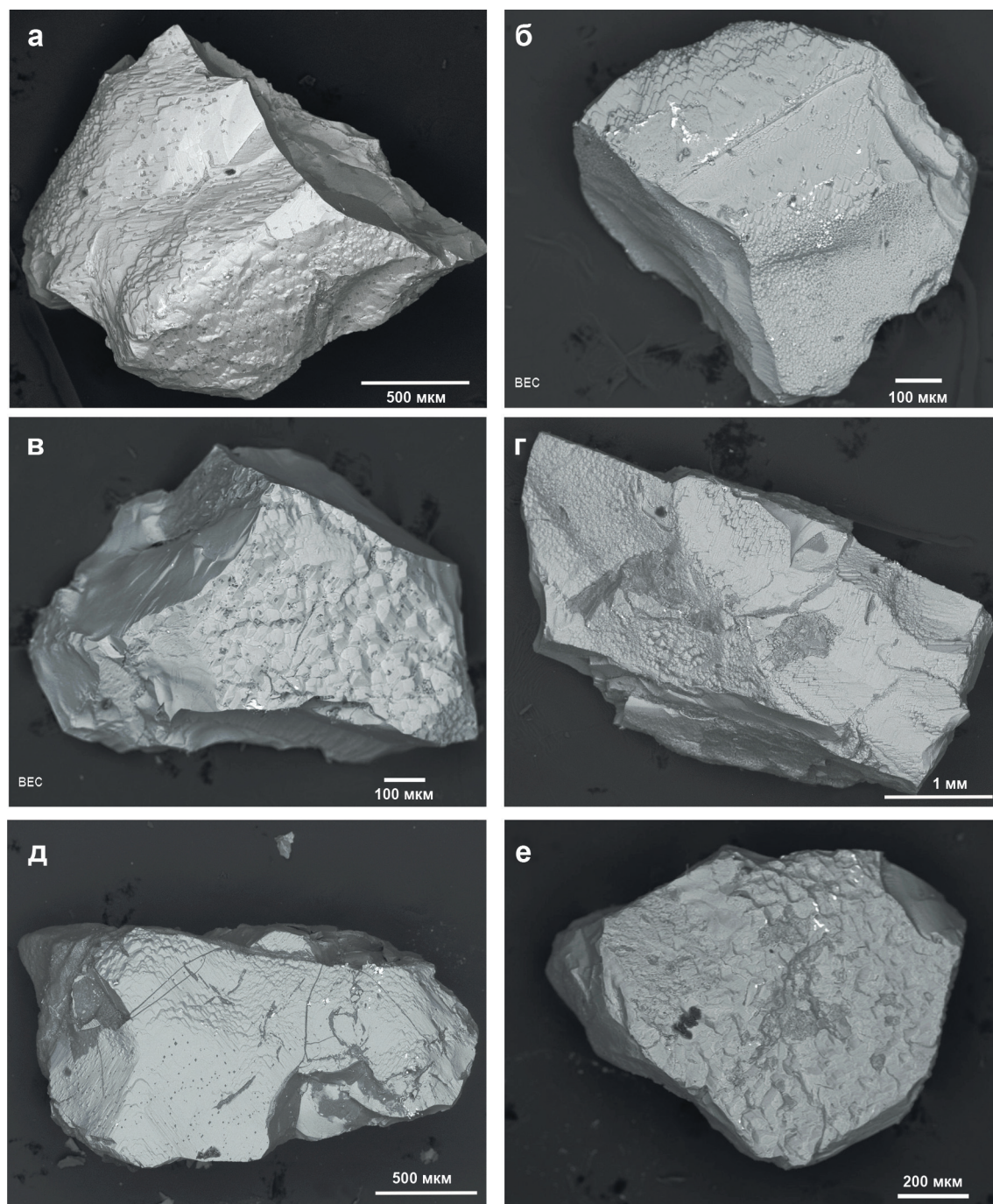


Рис. 8. Хорошо развитый пирамидально-черепитчатый рельеф на зернах гранатов из диатремной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

Fig. 8. A well-developed pyramidal shingle-like relief on garnet grains from the diatreme part of the V. Grib kimberlite pipe.

рельеф на гранатах из кратера может являться результатом длительной циркуляции холодных грунтовых вод. Диатремная часть сложена плотным кимберлитом и находится на большей глубине, что осложняет активную циркуляцию грунтовых вод, но в диатреме не исключено воздействие постаг-

матических гидротермальных растворов, которые также могут приводить к развитию пирамидально-черепитчатого рельефа.

Каплевидный рельеф в большинстве случаев характерен для гранатов из вторичных коллекторов и верхних частей профиля коры выветрива-

ния на кимберлитах, т. е. зоны конечного гидролиза (Харьков, 1978). Развитие такого рельефа является результатом растворения гранатов по кубоидному типу в условиях латеритной коры выветривания (Афанасьев и др., 1980). Однако в кратерной части трубки им. В. Гриба гранаты с каплевидным рельефом обнаружены в пробах с интервала глубин 150–168 м (см. рис. 5). Формирование каплевидного рельефа на этих гранатах может быть связано с воздействием грунтовых вод, обогащенных органическими кислотами, на породы кратера. Присутствие таких гранатов на столь большой глубине может объясняться тем, что вмещающие породы трубки им. В. Гриба (вендские песчаники) являются слаболигифицированными и хорошо проницаемыми для грунтовых вод.

Выявление разных морфологических типов гранатов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба и определение условий, влияющих на формирование той или иной морфологии зерен, имеют большое значение при поисково-разведочных работах на алмазы на северных территориях Восточно-Европейской платформы, в частности в пределах Архангельской области. Для ААП установлен ряд специфических особенностей поисковой обстановки, резко отличных от таковых для Якутской алмазоносной провинции: 1) низкое содержание ИМК в большинстве магматических объектов; 2) наличие у большинства магматических трубок кратерных частей мощностью от нескольких десятков метров до 300 м; 3) перекрытие всех магматических объектов осадочными породами палеозойского и кайнозойского возрастов мощностью от 20 до >100 м. Эти особенности в первую очередь влияют на то, что количество ИМК в ореолах рассеивания магматических объектов ААП достаточно низкое. Несмотря на то что использование исключительно шлихоминералогического метода на территориях Архангельской области, которая является “закрытой” в поисковом плане (т. е. трубки не выходят на поверхность), не приведет к обнаружению конкретного магматического объекта, этот метод является неотъемлемой частью геолого-разведочных работ на алмазы в регионе для выявления площадей, перспективных на обнаружение коренных источников алмаза. В связи с этим корректная интерпретация морфологии зерен гранатов из шлихоминералогических проб приобретает особо важное значение, в первую очередь для минимизации пропусков потенциально перспективных территорий.

Факт обнаружения в кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба гранатов с каплевидным рельефом ставит под вопрос однозначную интерпретацию таких зерен из шлихоминералогических проб как признака вторичного коллектора. В связи с этим только максимальная степень растворения гранатов с формированием кубоидов с большей долей вероятности указывает на переотложен-

ный характер ореола, поскольку кубоиды, как правило, формируются по хорошо окатанным зернам. Более того, исследование показало, что зерна гранатов с пирамидально-черепитчатым рельефом могут быть обнаружены не только в кратере кимберлитовой трубки, как считалось ранее (Афанасьев и др., 2008), но и в ее глубинной диатремовой части. Такой тип рельефа формируется в несколько этапов и под воздействием различных факторов. Интерпретация зерен гранатов с зачаточными структурами пирамидально-черепитчатого рельефа из шлихоминералогических проб не может вызывать трудностей: при отсутствии видимых признаков механического износа такие зерна указывают на близость коренного источника. Однако интерпретация гранатов с хорошо развитым пирамидально-черепитчатым рельефом не столь однозначна: зерна с хорошо развитым пирамидально-черепитчатым рельефом, имеющие признаки механического износа, однозначно указывают на переотложенный характер ореола, но гранаты с ярко выраженным пирамидально-черепитчатым рельефом без механического износа могут присутствовать как в кимберлитовом теле, так и в переотложенных ореолах. Необходимо отметить, что преобладающее большинство пиропов лерцолитовой ассоциации (Sobolev et al., 1973), в том числе имеющих высокие концентрации Cr_2O_3 (5–12 мас. %), из недавно обнаруженного на территории ААП магматического объекта KL-01, материал которого интерпретирован как составляющая кратерной части кимберлитовой трубки (Agasheva, 2021), как раз имеют хорошо развитый пирамидально-черепитчатый рельеф без признаков механического износа. Эти зерна гранатов были извлечены из пород, представляющих интервал от 80 до 240 м от поверхности (Agasheva, 2021). Поэтому при обнаружении зерен гранатов с хорошо развитым пирамидально-черепитчатым рельефом без следов механического износа необходимо проводить анализ морфологических особенностей всей ассоциации ИМК для надежной оценки поисковой ситуации.

Принимая во внимания итоги исследования, при интерпретации результатов применения шлихоминералогического метода поисков алмазных месторождений по типоморфным особенностям ИМК на северных территориях Восточно-Европейской платформы можно достичь повышения результативности геолого-разведочных работ на алмазы в данном регионе и минимизировать пропуск перспективных площадей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения морфологических особенностей зерен гранатов из кратерной и диатремовой частей высокоалмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба показали, что наряду с граната-

ми, имеющими “первичную” морфологию, в кимберлитовом теле присутствуют гранаты, морфология которых могла сформироваться только под воздействием постмагматических процессов. Обнаружение в кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба гранатов с каплевидным рельефом ставит под вопрос интерпретацию подобных зерен из шлихоминералогических проб как признака вторичного коллектора. В связи с этим только максимальная степень растворения гранатов с формированием кубоидов с большей долей вероятности указывает на переотложенный характер ореола. Более того, исследование показало, что зерна гранатов с пирамидально-черепитчатым рельефом могут быть обнаружены не только в кратере кимберлитовой трубки, но и в ее глубинной диатремовой части. Процесс формирования такого типа рельефа происходит в несколько этапов и под воздействием различных факторов. Интерпретация зерен гранатов с зачаточными структурами пирамидально-черепитчатого рельефа из шлихоминералогических проб не может вызывать трудностей: при отсутствии видимых признаков механического износа такие зерна указывают на близость коренного источника. Однако интерпретация гранатов с хорошо развитым пирамидально-черепитчатым рельефом не столь однозначна: зерна, имеющие признаки механического износа, однозначно указывают на переотложенный характер ореола, но гранаты без механического износа могут встречаться как в кимберлитовом теле, так и в переотложенных ореолах. Поэтому при обнаружении зерен гранатов с хорошо развитым пирамидально-черепитчатым рельефом без следов механического износа следует проводить анализ морфологических особенностей всей ассоциации ИМК для надежной оценки поисковой ситуации.

Благодарности

Авторы выражают искреннюю благодарность д. г.-м. н. В.П. Афанасьеву за помощь в интерпретации морфологии зерен гранатов и двум анонимным рецензентам за ценные замечания, которые помогли существенно повысить качество статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агашева Е.В., Агашев А.М., Гудимова А.И., Малыгина Е.В., Червяковский В.С., Прусакова Н.А., Щукин В.С., Голубев Ю.К., Похиленко Н.П. (2022) Состав гранатов из кимберлитов Архангельской области как один из признаков алмазности. *Отчет. геол.*, (1), 71-91.
- Афанасьев В.П. (1985) Генезис пирамидально-черепитчатого рельефа растворения на гранатах пироп-альмандинового ряда. *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*, **114**(1), 73-80.
- Афанасьев В.П., Логвинова А.М., Зинчук Н.Н. (2000) Эффект коррозионного растрескивания мантийных минералов. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3), 43-52.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. (2001) Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск: СО РАН, 276 с.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. (2010) Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск: Гео, 650 с.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Соколов В.Н. (1980) Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород. *Минерогения зоны гипергенеза*. (Отв. ред. Д.Г. Сапожников). М.: Наука, 45-54.
- Афанасьев В.П., Шпилева Д.В., Вержак, В.В., Солотчина Э.П. (2008) О новом типе экзогенных изменений кимберлитов и их индикаторных минералов. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (6), 20-27.
- Богатиков О.А., Кононова В.А., Носова А.А., Кондрашов И.А. (2007) Кимберлиты и лампроиты Восточно-Европейской платформы: петрология и геохимия. *Петрология*, **15**(4), 339-360.
- Гудимова А.И., Агашева Е.В., Агашев А.М., Похиленко Н.П. (2022) Состав, строение и термальный режим литосферной мантии в районе высокоалмазносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазносная провинция): данные по химическому составу ксенокристов граната и хромдиопсида. *Докл. РАН*, **505**(1), 38-45.
- Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А., Каргин А.В. (2007) Алмазность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область). *Геол. рудн. месторожд.*, **49**(6), 483-505.
- Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М., Носова А.А., Третьяченко В.В., Травин А.В., Каргин А.А., Юдин Д.С. (2016) Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита. *Петрология*, **24**(6), 607-639.
- Парсаданян К.С., Кононова В.А., Богатиков О.А. (1996) Источники гетерогенного магматизма Архангельской алмазносной провинции. *Петрология*, **4**(5), 496-517.
- Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В., Борисовский С.Е., Третьяченко В.В., Абазова З.М., Грибань Ю.Г. (2015) Оливин кимберлитов трубко-Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазносная провинция): типы, состав, происхождение. *Петрология*, **25**(3), 251-284.
- Ферсман А.Е. (1940) Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.: АН СССР, 446 с.
- Харьков А.Д. (1978) Минералогические основы поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 136 с.
- Харьков А.Д., Волотовский А.Г. (1968) О природе скульптур на зернах пироба из осадочных пород. *Минерал. сб. Львов. ун-та*, **22**(4), 399-402.
- Шевченко С.С., Лохов К.И., Сергеев С.А. (2004) Изотопные исследования во ВСЕГЕИ. Перспективы использования результатов в целях прогноза и поисков месторождений алмазов. *Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. Мат-лы науч.-практ. конф., посвящ. 50-летию открытия первой алмазносной трубки “Зарница”*. СПб.: ВСЕГЕИ, 383-387.

- Щербакова Т.Е. (2005) Типоморфные характеристики минералов кимберлитов в ореолах рассеяния и их использование при поисках месторождений алмазов Зимнего Берега. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 201 с.
- Щукина Е.В., Агашев А.М., Костровицкий С.И., Похиленко Н.П. (2015) Метасоматические изменения литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция. *Геология и геофизика*, **56**(12), 2153-2172.
- Afanasiev V.P., Ashchepkov I.V., Verzhak V.V., O'Brien H., Palessky S.V. (2013) PT conditions and trace element variations of picroilmenites and pyropes from placers and kimberlites in the Arkhangelsk region, NW Russia. *J. Asian Earth Sci.*, **70-71**, 45-63.
- Agasheva E.V. (2021) Magmatic Material in Sandstone Shows Prospects for New Diamond Deposits within the Northern East European Platform. *Minerals*, **11**(4), 339. <https://doi.org/10.3390/min11040339>
- Kargin A.V., Nosova A.A., Sazonova L.V., Tretyachenko V.V., Larionova Yu.O., Kovalchuk E.V. (2021) Ultramafic Alkaline Rocks of Kepino Cluster, Arkhangelsk, Russia: Different Evolution of Kimberlite Melts in Sills and Pipes. *Minerals*, **11**(5), 540. <https://doi.org/10.3390/min11050540>
- Lehtonen M., O'Brien H., Peltonen P., Kukkonen I., Ustinov V., Verzhak V. (2009) Mantle xenocrysts from the Arkhangelskaya kimberlite (Lomonosov mine, NW Russia): constraints on the composition and thermal state of the diamondiferous lithospheric mantle. *Lithos*, **112**(2), 924-933.
- Mahotkin I.L., Gibson S.A., Thompson R.N., Zhuravlev D.Z., Zherdev P.U. (2000) Late Devonian diamondiferous kimberlite and alkaline picrite (proto-kimberlite?) magmatism in the Arkhangelsk region, Russia. *J. Petrology*, **41**(2), 201-227.
- Shchukina E.V., Shchukin V.S. (2018) Diamond exploration potential of the northern east European platform. *Minerals*, **8**(5), 189. <https://doi.org/10.3390/min8050189>
- Shchukina E.V., Agashev A.M., Pokhilenko N.P. (2017) Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia. *Geoscience Frontiers*, **8**(4), 641-651.
- Shchukina E.V., Agashev A.M., Shchukin V.S. (2019) Diamond-Bearing Root Beneath the Northern East European Platform (Arkhangelsk Region, Russia): Evidence from Cr-Pyropes Trace-Element Geochemistry. *Minerals*, **9**(5), 261. <https://doi.org/10.3390/min9050261>
- Sobolev N.V., Lavrentyev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. (1973) Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**(1), 39-52. <https://doi.org/10.1007/BF00371762>
- gion as a proxy for diamond prospectivity. *Otech. Geol.*, (1), 71-91. (In Russ.)
- Afanasiev V.P. (1985) Genesis of pyramidal shingle-like relief dissolution relief on pyrope-almandine garnets. *Zap. Vsesoyuz. mineral. o-va*, **114**(1), 73-80. (In Russ.)
- Afanasiev V.P., Ashchepkov I.V., Verzhak V.V., O'Brien H., Palessky S.V. (2013) PT conditions and trace element variations of picroilmenites and pyropes from placers and kimberlites in the Arkhangelsk region, NW Russia. *J. Asian Earth Sci.*, **70-71**, 45-63.
- Afanasiev V.P., Zinchuk N.N., Pokhilenko N.P. (2001) Morphology and morphogenesis of kimberlite indicator minerals. Novosibirsk, SO RAN, 276 p. (In Russ.)
- Afanasiev V.P., Zinchuk N.N., Pokhilenko N.P. (2010) Exploration mineralogy of diamond. Novosibirsk, Geo, 650 p. (In Russ.)
- Afanasiev V.P., Zinchuk N.N., Kharkiv A.D., Sokolov V.N. (1980) Patterns of changes in mantle minerals in the weathering crust of kimberlite rocks. *Minerageny of the hypergenesis zone*. (Ed. by D.G. Sapozhnikov). Moscow, Nauka Publ., 45-54. (In Russ.)
- Afanasiev V.P., Logvinova A.M., Zinchuk N.N. (2000) Effect of corrosion cracking of mantle minerals. *Izv. vuzov. Geologiya i razvedka*, (3), 43-52. (In Russ.)
- Afanasiev V.P., Shpilevaya D.V., Verzhak V.V., Solotchina E.P. On a new type of exogenous alteration of kimberlites and their indicator minerals. *Izv. vuzov. Geologiya i razvedka*, (6), 20-27. (In Russ.)
- Bogatikov O.A., Kononova V.A., Nosova A.A., Kondrashov I.A. (2007) Kimberlites and lamproites of the East European platform: petrology and geochemistry. *Petrologiya*, **15**(4), 339-360. (In Russ.)
- Gudimova A.I., Agasheva E.V., Agashev A.M., Pokhilenko N.P. (2022) Composition, structure and thermal state of the lithospheric mantle beneath high diamondiferous V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk diamondiferous province): evidence from major-element compositions of garnet and chromium diopside xenocrysts. *Dokl. RAN*, **505**(1), 38-45. (In Russ.)
- Kargin A.V., Nosova A.A., Sazonova L.V., Tretyachenko V.V., Larionova Yu.O., Kovalchuk E.V. (2021) Ultramafic Alkaline Rocks of Kepino Cluster, Arkhangelsk, Russia: Different Evolution of Kimberlite Melts in Sills and Pipes. *Minerals*, **11**(5), 540. <https://doi.org/10.3390/min11050540>
- Kharkiv A.D. (1978) Mineralogical foundations of prospecting for diamond deposits. Moscow, Nedra Publ., 136 p. (In Russ.)
- Kharkiv A.D., Volotovskiy A.G. (1968) About the nature of sculptures on pyrope grains from sedimentary rocks. *Mineral. sb. L'vov. un-ta*, **22**(4), 399-402. (In Russ.)
- Kononova V.A., Golubeva Yu.Yu., Bogatikov O.A., Kargin A.V. (2007) Diamond resource potential of kimberlites from the Zimny Bereg field (Arkhangelsk oblast). *Geol. rudn. mestorozhd.*, **49**(6), 483-505. (In Russ.)
- Larionova Yu.O., Sazonova L.V., Lebedeva N.M., Nosova A.A., Tretyachenko V.V., Travin A.V., Kargin A.A., Yudin D.S. (2016) Kimberlite age in the Arkhangelsk province: Isotopic geochronologic Rb-Sr and ⁴⁰Ar/³⁹Ar and mineralogical data on phlogopite. *Petrologiya*, **24**(6), 607-639. (In Russ.)
- Lehtonen M., O'Brien H., Peltonen P., Kukkonen I., Ustinov V., Verzhak V. (2009) Mantle xenocrysts from the Arkhangelskaya kimberlite (Lomonosov mine, NW Rus-

REFERENCES

- sia): constraints on the composition and thermal state of the diamondiferous lithospheric mantle. *Lithos*, **112**(2), 924-933.
- Mahotkin I.L., Gibson S.A., Thompson R.N., Zhuravlev D.Z., Zherdev P.U. (2000) Late Devonian diamondiferous kimberlite and alkaline picrite (proto-kimberlite?) magmatism in the Arkhangelsk region, Russia. *J. Petrology*, **41**(2), 201-227.
- Parsadanyan K.S., Kononova V.A., Bogatkov O.A. (1996) Sources of heterogeneous magmatism in the Arkhangelsk diamondiferous province. *Petrologiya*, **4**(5), 496-517. (In Russ.)
- Sazonova L.V., Nosova A.A., Kargin A.V., Borisovsky S.E., Tretyachenko V.V., Abazova Z.M., Griban Yu.G. (2015) Olivine from Pionerskaya and V. Grib kimberlite pipes (Arkhangelsk diamond province): types, composition, and origin. *Petrologiya*, **25**(3), 251-284. (In Russ.)
- Shevchenko S.S., Lokhov K.I., Sergeev S.A. (2004) Isotope studies in VSEGEI. Prospects of application of results for predicting and search of diamond deposits. *Efficiency of Prediction and Search for Diamond Deposits: Past, Present, and Future: Proceedings of the Scientific Practical Conference*. St.Petersburg, VSEGEI, 383-387. (In Russ.)
- Shcherbakova T.E. (2005) Typomorphic characteristics of kimberlite minerals in dispersion haloes and their use in prospecting for diamond deposits in Zimniy Bereg. Cand. geol. and min. sci. diss. Moscow, TsNIGRI, 201 p. (In Russ.)
- Shchukina E.V., Agashev A.M., Kostrovitsky S.I., Pokhilenko N.P. (2015) Metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk diamondiferous province. *Geolog. Geofiz.*, **56**(12), 2153-2172. (In Russ.)
- Shchukina E.V., Agashev A.M., Pokhilenko N.P. (2017) Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia. *Geoscience Frontiers*, **8**(4), 641-651.
- Shchukina E.V., Agashev A.M., Shchukin V.S. (2019) Diamond-Bearing Root Beneath the Northern East European Platform (Arkhangelsk Region, Russia): Evidence from Cr-Pyropite Trace-Element Geochemistry. *Minerals*, **9**(5), 261. <https://doi.org/10.3390/min9050261>
- Shchukina E.V., Shchukin V.S. (2018) Diamond exploration potential of the northern east European platform. *Minerals*, **8**(5), 189. <https://doi.org/10.3390/min8050189>
- Sobolev N.V., Lavrentyev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. (1973) Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**(1), 39-52. <https://doi.org/10.1007/BF00371762>
- Fersman A.E. (1940) Geochemical and mineralogical methods of prospecting for minerals. Moscow, AN SSSR, 446 p. (In Russ.)

УДК 552.08:553.81

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-4-637-653

Алмазоносные флюидолиты области сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой области

В. А. Душин¹, С. Г. Сустанов¹, Д. И. Прокопчук¹, Е. Н. Волчек²

¹Уральский государственный горный университет, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30, e-mail: snige@m.ursmu.ru

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: volchek@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 14.02.2023 г., принята к печати 12.05.2023 г.

Объект исследования. В статье охарактеризован, впервые выявленный сылвенский флюидогенно-эксплозивный комплекс, который был установлен в области сочленения Западно-Уральской надвиговой мегазоны (истоки р. Сылва) и восточного крыла Юрюзано-Сылвенской депрессии Предуральского прогиба. **Материалы и методы.** В основу работы включены результаты собственных исследований при выполнении ГДП-200/2 листа О-40-XXIX (Шалинская площадь), а также материалы, полученные при работах по Федеральной программе “Приоритет 2030”, помимо этого также обобщены данные по геологии, петрохимии, петрографии и структурно-тектонической позиции кластогенных породных ассоциаций в зоне влияния Главного Западно-Уральского надвига. В статье приведены результаты исследований на электронном микроскопе TESCAN VEGA LMS, оснащенный энергодисперсионной рентгеновской спектроскопической приставкой Xplore 30 и рентгеновской установке УРС-55, расположенных в лаборатории ФГБОУ ВО УГТУ, а также на спектрометрах CPM-35 и Shimadzu EDX-8000 и дифрактометре XRD-7000 в центре коллективного пользования “Геоаналитик” Института геологии и геохимии УрО РАН. **Результаты.** Впервые установлен минералого-петрографический и химический составы алмазосодержащих пород сылвенского комплекса флюидолитов; произведено рентгеновское определение алмаза и главных минералов породы (санидин, анальцит и др.). Проведенные исследования пород предполагают их возможный флюидно-магматический генезис, на который указывают минералогические особенности, включая акцессорные минералы-индикаторы алмазосности, наличие эллипсообразного и каплевидного вулканического стекла, тонкодисперсная основная масса и слабоокатанные несортированные обломки магматических и осадочных пород. **Выводы.** Полученные авторами результаты указывают на возможное проявление в районе раннемезозойского фреатического вулканизма, повлекшего перенос флюидолитами сылвенского комплекса алмаза и его минералов-спутников.

Ключевые слова: нижняя пермь, туфобрекчии, флюидолиты, алмаз, микросферулы, алмазосность, Юрюзано-Сылвенская депрессия, Главный Западно-Уральский надвиг, сылвенский комплекс

Источник финансирования

Исследования выполнены при частичной поддержке темы № АААА-А19-119072990020-6 государственного задания ИГГ УрО РАН

Diamond-bearing fluidolites in the junction area of East European Platform and Urals fold region

Vladimir A. Dushin¹, Sergei G. Sustavov¹, Denis I. Prokopchuk¹, Elena N. Volchek²

¹Ural State Mining University, 30 Kuibyshev st., Ekaterinburg 620144, Russia, e-mail: snige@m.ursmu.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: volchek@igg.uran.ru

Received 14.02.2023, accepted 12.05.2023

Research subject. To characterize the Sylva fluidogenic-explosive complex, which was established in the junction area of the West Ural thrust megazone (head of the Sylva River) and the eastern wing of the Yuryuzano-Sylva depression of the Pre-Ural trough. **Materials and methods.** The authors' materials collected during research works at GSA200/2 sheet O-40-XXIX (Shalinskaya Ploshchad), as well as those collected during the work under the Priority 2030 Federal Pro-

Для цитирования: Душин В.А., Сустанов С.Г., Прокопчук Д.И., Волчек Е.Н. (2023) Алмазоносные флюидолиты области сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой области. *Литосфера*, **23**(4), 637–653. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-637-653>

For citation: Dushin V.A., Sustavov S.G., Prokopchuk D.I., Volchek E.N. (2023) Diamond-bearing fluidolites in the junction area of East European Platform and Urals fold region. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 637–653. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-637-653>

© В.А. Душин, С.Г. Сустанов, Д.И. Прокопчук, Е.Н. Волчек, 2023

gram, were used. Data on the geology, petrochemistry, petrography, structural and tectonic position of clastogenic rock associations in the area of influence of the Main West Ural thrust were employed. Experimental data were obtained using a TESCAN VEGA LMS electron microscope equipped with an Xplore 30 energy dispersive X-ray spectroscopic prefix, and an URS-55 X-ray unit (Ural State Mining University), as well as CPM-35 and Shimadzu EDX-8000 spectrometers and an XRD-7000 diffractometer (Geoanalitik Centre, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences). *Results.* For the first time, the mineralogical-petrographic and chemical compositions of diamond-bearing rocks of the Sylva fluidogenic complex were established. Diamonds and minerals contained in the studied rocks were determined by XRD (sanidine, analcime, etc.). The conducted analysis of the rocks suggests their possible fluid-magmatic genesis, which is indicated by mineralogical features, including accessory minerals-indicators of diamond content, the presence of ellipsoid and teardrop-shaped volcanic glass, finely-dispersed bulk and poorly-rolled unsorted fragments of igneous and sedimentary rocks. *Conclusions.* The results obtained indicate the possibility of manifestation of Early Mesozoic phreatic volcanism in the studied area, which led to the transfer of the Sylva diamond complex and accessory minerals by fluidolites.

Keywords: Lower Perm, tufobreccia, fluidolites, diamond, microspherules, diamondiferous, Yuryuzano-Sylva depression, Main West Ural thrust, Sylva complex

Funding information

The research was partially supported by the topic No. AAAA-A19-119072990020-6 of the state assignment of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

ВВЕДЕНИЕ

Россия занимает одно из ведущих мест в мире по запасам и добыче алмазов, а Урал является колыбелью алмазной отрасли, так как именно здесь в Адольфовом логу на Крестовоздвиженском золотороссыпном прииске была установлена и документально зафиксирована первая находка этого минерала в 1829 г. (Малахов, 1993). Вероятно, с этой даты перед геологами встала проблема поисков его коренных источников. Это весьма актуально и в наши дни в связи с тем, что большинство исследователей относят уральские объекты к россыпному типу, первоисточниками сырья в которых предполагают удаленные, пока еще проблематичные кимберлиты-лампроиты Русской платформы, либо промежуточные коллекторы, представленные грубоэригированными осадками основания федоровской (RF₃), колчимской (S₁) и такатинской (D₂) свит (Лукьянова и др., 2011). Не исключается и дискутируется вклад щелочно-базит-ультрабазитового магматизма Урала. К последнему можно отнести проблематичные кимберлиты хартесского, лампроиты сертыньинского, шарьюского, шеинского, ахмеровского комплексов и перидотиты косвинского комплекса, содержащих единичные алмазы (Ишков, 1966; Гневушев, Шеманина, 1967). Отдельные геологи предполагали метаморфогенное, либо ударно-метаморфогенное происхождение алмазов (Рапопорт и др., 1998). Ранее было установлено, что алмазы из уральских россыпей весьма своеобразны и отличаются от кристаллосырья других провинций морфологией (округлые формы), повышенным средним весом, изотопным составом, высоким ювелирным качеством и т. д. Эти особенности наряду с поисками вероятных областей питания с учетом и тенденций переноса материала указывали на местный источник формирова-

ния известных месторождений Красновишерского района (Лукьянова и др., 2011). Полученные данные были дополнены материалами о присутствии в районе своеобразного фреатического вулканизма и особенностями глубинного строения Западно-Уральской надвиговой мегазоны.

В конце прошлого века появилась так называемая “туффизитовая” концепция обосновывающая местный источник алмазов. Она была предложена пермскими геологами В.Г. Остроумовым (1996) и А.Я. Рыбальченко (1996) и поддержана геологами ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеологии Л.И. Лукьяновой, В.В. Жуковым и Роснедра – А.Ф. Морозовым и др. для объектов Красновишерского узла (Лукьянова и др., 2011). Это послужило толчком к активному переосмыслению материалов предшествующих работ, в которых участвовали геологи “Пермьгеолдобыча”, АО “Уралалмаз”, ВСЕГЕИ, ПГГ СП “Геокарт”, ИГЕМ, ТОО “Прогноз Д”, УКГСЭ, ИГиМ (г. Миасс), ЦНИГРИ, ИГ Коми ФАН, СНИГЭ (УГГУ), ПГУ (г. Пермь) и др. (Гневушев, Шеманина, 1967; Малахов, 1993; Шурубор, 1999; Чайковский, 2001).

В настоящее время в Западно-Уральской минерагенической мегазоне, представляющей собой окраину сложнопостроенной палеорифтовой структуры, сформированной на гетерогенном архейско-раннепротерозойском основании (Золотов и др., 2006; Коротеев и др., 2020), выделяют следующие рудно-россыпные районы Вишерской алмазональной провинции: Ныробский, Вишерский, Яйвинский, Нижнеустьевский, Горнозаводской, Чусовской, Березовский, Велсовский, Койвинский и Бисертский. При этом только в Вишерском, Яйвинском, Горнозаводском районах установлены месторождения и рудопроявления алмазов (Лукьянова и др., 2011). По данным исследователей, алмазональные туффизиты и ксенотуффизиты западного склона Урала выступают в качестве наиболее

важного местного коренного источника алмазов, имеют эруптивно-эксплозивную природу, отчасти претерпевшую коровые преобразования (Шурубор, 1999). Как показали горные работы, наряду с пластообразными формами данные породы образуют трубчатые и дайково-жильные тела, что и позволяло геологам считать их магматическими образованиями, близкими к трубкам взрыва.

Таким образом, судя по литературным источникам (Рапопорт и др., 1998; Лукьянова и др., 2011), включая и наши исследования (Душин и др., 2014), вопросы происхождения первоисточников алмазов остаются до настоящего времени дискуссионными. Находка нами алмаза в своеобразных кластогенных экструзивных породах (флюидолитах), прорывающих ниже-пермские отложения, позволяет уточнить понимание проблемы первоисточников алмазов (Душин и др., 2022).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Работа посвящена краткому описанию геологического положения и характеристике экструзивного тела сылвенского комплекса как возможного источника обнаруженного алмаза. Работы проводились в рамках геологического доизучения листа О-40-XXIX (Шалинская площадь) масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200/2) и программы “Приоритет 2030 ФГБОУ ВО УГГУ на 2021–2030 гг.” Исследования включали широкий круг задач от изучения литологии, петрографии, петрохимии пород до выяснения их геохимического, минералогического составов, а также геологического строения, тектонических и геоморфологических особенностей территории.

Изучение морфологии, внутреннего строения, химического состава как алмаза, так и вмещающих породных комплексов осуществлено в лабораториях ФГБОУ ВО УГГУ (г. Екатеринбург). Морфологическое изучение кристалла было проведено с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA LMS фирмы TESCAN с энергодисперсионной приставкой Xplore 30 фирмы Oxford Instruments, при определении состава использовался BSE детектор $U = 20$ кВ, $I = 3$ нА (аналитик И.А. Власов, ФГБОУ ВО УГГУ). Рентгенографическое исследование выполнено методом монокристалла на установке УРС-55 в камере РКД, излучение $Fe_{\alpha+\beta}$, $U = 40$ кВ, $I = 10$ мА (аналитик С.Г. Суставов, ФГБОУ ВО УГГУ) и с помощью рентгеновского дифрактометра XRD 7000 (Shimadzu) в области углов Θ от 3 до 70°, режим работы трубки 40 кВ, 30 мА, рентгенофлуоресцентный энергодисперсионный метод на спектрометрах CPM-35 и EDX-8000 (Shimadzu) в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург). Петрографические работы проведены на микроскопах DM2700P, S9i, M205C фирмы Leica.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геология района (истоки р. Сылва) развития выявленных нами при ГДП-200/2 эндогенных флюидолитов определяется расположением ее в зоне сочленения Юрюзано-Сылвенской депрессии Предуральского прогиба с западными фрагментами Язьвинско-Чусовской складчатонадвиговой зоны Западно-Уральской структурно-формационной мегазоны. Наиболее древними породами, слагающими Западно-Уральский сегмент, являются песчано-алевролит-карбонатные осадки уткинской свиты верхнего карбона, принадлежащие к глинисто-известково-доломитовой формации, которые локализованы в субпараллельных тектонических пластинах шириной 2–5 км (рис. 1). Отложения Предуральской мегазоны в Юрюзано-Сылвенской депрессии сложены терригенными комплексами, чигишанской ($P_{1\check{c}g}$), капысовской (P_{1kp}), бисертской (P_{1bs}) и белокатайской (P_{1bk}) свит гжельского, ассельского, сакмарского и артинского ярусов, содержащих широкий спектр фораминифер, миоспор, фузулинид, кораллов, мшанок и брахиопод. Основные перерывы в осадконакоплении установлены в основании капысовской и белокатайской свит. Обращает также на себя внимание проявление мезозойской линейной коры выветривания и аргиллизитовых зон по отдельным швам Главного Западно-Уральского надвига (ГЗУН) (Душин и др., 2022).

В районе высоты 404.5 м, в донной части карьера размером 40 × 120 м, нами закартирован флюидогенно-эксплозивный сылвенский комплекс ($\alpha\beta T-J?s!$), прорывающий нижепермские терригенные образования капысовской свиты (P_{1kp}) в пределах восточного крыла Юрюзано-Сылвенской депрессии в зоне влияния ГЗУН. Он локализован в узле пересечения Верхнебисертского и Сылвенского разломов (сателлиты ГЗУН) и их оперяющих трещин, активизированных в мезозое. Тело наиболее массивных флюидолитов (экструзивная фация) мощностью 0.4–0.8 м сложной “крабообразной” морфологии прослежено по простиранию на 30 м, в виде отдельных щупальцеподобных сегментов, мощностью до 0.1 м. Оно импрегнирует мелко-грубообломочный конгломерато-гравелитопесчанистый вмещающий комплекс пород капысовской свиты по субширотной зоне трещиноватости, образуя плосковершинный останец размером 120 × 70 м и высотой до 5 м, возможно представляющий собой экструзивное тело (рис. 2).

Порода имеет зеленовато-серую окраску, массивную до брекчиевой текстуру с неровным изломом. В шлифах микроструктура неравномернозернистая, текстура обломочная, брекчиевая, наблюдаются редкие порфиroidные выделения. Минеральный состав: изотропные обломки анальцита, реже вулканического стекла с просечками и редкими

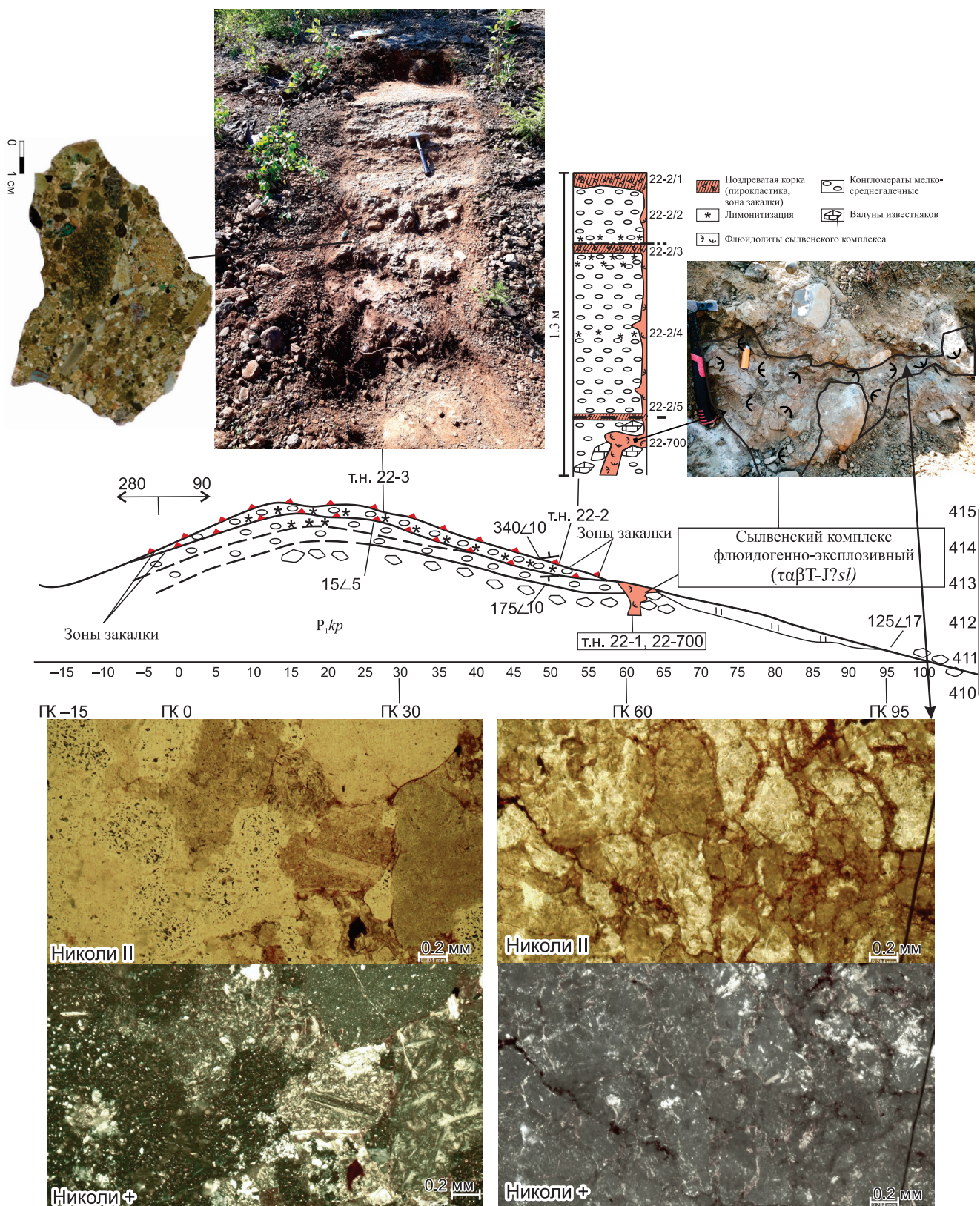


Рис. 2. Внешний вид, геологическое строение, петрографическая характеристика и петрохимический состав сыльвенского комплекса (таβT-J?sl).

Fig. 2. External view, geological structure, petrographic characteristics and petrochemical composition of the Sylven complex (таβT-J?sl).

прожилками кварц-карбонатного, карбонатного и хлоритового состава.

Рентгеновская диагностика порошковой пробы (рентгенофазовый анализ) показала наличие анальцима 27%, около 62% низкого санидина, доли процентов стекла, гидрослюды (вермикулит), присутствие гетита. Акцессорные минералы (по данным минералогического анализа) – магнетит, лейкоксен, рутил, апатит, лимонит, циркон. Кроме того, в протолочке обнаружены биотит, хлорит, амфибол, карбонат, плагиоклаз.

При электронномикроскопическом изучении и определении состава минералов с помощью энергодисперсионной приставки в флюидолите были выявлены и идентифицированы следующие минералы: калиевый полевой шпат (санидин) с переменным вхождением в него натриевого, иногда бариевого миналов, анальцим, амфибол, титанит, апатит, рутил.

Калиевый полевой шпат составляет основную матрицу породы. Состав его не является постоянным и содержит переменное количество альбитового и гиалофанового миналов (табл. 1).

Постоянные изоморфные примеси в составе калиевого полевого шпата представлены Na_2O , содержание которого варьирует от 0 до 4.5 мас. %, Fe_2O_3 – 0–0.97 мас. %. В единичном случае была выявлена изоморфная примесь BaO – 0.65 мас. %. В виде механической примеси встречен MgO – 0.93 мас. %. Особенность состава калиевых полевых шпатов данного типа пород заключается в непрерывном изменении некоторых компонентов в пре-

делах отдельных, небольших участков. В шлифах он окрашен в буровато-серые цвета из-за пелитизации, двупреломление колеблется от 0.006 до 0.007 Ng-Np , Ng – 1.530–1.531; Np – 1.524–1.527; обломки неправильной формы, часто в ассоциации с альбитом (Np – 1.528; Ng – 1.534; отмечены реликты двойников, представленные альбит-олигоклазом Ng – 1.543–1.546; Np – 1.535–1.537).

Анальцим образует в породе на первом участке в одних случаях линзовидные образования с утолщением по краям, в других – небольшие овальные обособления. На втором участке он представлен брекчированным агрегатом обломков остроугольной формы, сцементированных калиевым полевым шпатом. Размер первых колеблется от 0.05 до 0.18 мм в длину и от 0.003 до 0.02 мм по мощности, вторых – 0.01–0.03 мм по удлинению и 0.008–0.013 мм в поперечнике. На втором участке размер обломков составляет 0.04–0.19 мм в поперечнике.

Изучение химического состава анальцима показывает, что иногда состав его довольно прост и содержит только видообразующие элементы, но местами состав осложнен изоморфными примесями щелочных и щелочноземельных элементов (табл. 2).

В виде изоморфной примеси в составе анальцима присутствуют оксиды следующих элементов (мас. %): K_2O – 0.86–3.00, CaO – 1.75–1.88, MgO – 0.40–0.98, в виде механической примеси: TiO_2 – 0.20–0.41, FeO – 1.66–2.95, в одном случае встре-

Таблица 1. Химический состав калиевого полевого шпата (мас. %)

Table 1. Chemical composition of potassium feldspar (wt %)

Оксиды	730	731	732	733	756	757
Na_2O	3.62	2.43	4.5	2.93	1.14	–
K_2O	11.08	13.07	10.03	12.29	14.75	16.58
BaO	–	–	–	–	–	0.65
Al_2O_3	19.11	19.28	19.26	19.18	18.81	19.00
Fe_2O_3	0.97	0.45	0.91	0.93	0.66	–
SiO_2	65.22	64.77	65.3	64.67	64.64	63.77
Сумма	100	100	100	100	100	100
$(\text{K}_{0.64}\text{Na}_{0.32})_{0.96}[\text{Al}_{1.02}\text{Fe}_{0.03}\text{Si}_{2.97}\text{O}_8]$ $(\text{K}_{0.76}\text{Na}_{0.22})_{0.98}[\text{Al}_{1.04}\text{Fe}_{0.02}\text{Si}_{2.96}\text{O}_8]$ $(\text{K}_{0.58}\text{Na}_{0.40})_{0.98}[\text{Al}_{1.03}\text{Fe}_{0.03}\text{Si}_{2.96}\text{O}_8]$ $(\text{K}_{0.72}\text{Na}_{0.26})_{0.98}[\text{Al}_{1.03}\text{Fe}_{0.03}\text{Si}_{2.96}\text{O}_8]$ $(\text{K}_{0.87}\text{Na}_{0.10})_{0.97}[\text{Al}_{1.02}\text{Fe}_{0.02}\text{Si}_{2.98}\text{O}_8]$ $(\text{K}_{0.98}\text{Ba}_{0.01})_{0.99}[\text{Al}_{1.04}\text{Si}_{2.97}\text{O}_8]$						

Примечание. Прочерк – содержание элемента ниже чувствительности прибора.

Note. Dash – the content of the element is below the sensitivity of the device.

Таблица 2. Химический состав анальцима (мас. %)

Table 2. Chemical composition of analcime (wt %)

Оксиды	734	735	736	737	758	759
Na_2O	8.45	8.05	8.50	12.07	12.06	12.33
K_2O	3.00	1.95	0.86	–	–	–
CaO	1.80	1.88	1.75	–	–	–
MgO	0.40	0.98	0.50	–	–	–
Al_2O_3	21.83	23.46	23.89	21.69	22.19	22.26
SiO_2	56.34	55.43	56.2	57.94	57.45	57.11
H_2O	8.18	8.25	8.30	8.30	8.30	8.30
Сумма	100	100	100	100	100	100
$(\text{Na}_{0.60}\text{K}_{0.14}\text{Ca}_{0.07}\text{Mg}_{0.02})_{0.83}[\text{Al}_{0.94}\text{Si}_{2.06}\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$ $(\text{Na}_{0.57}\text{K}_{0.09}\text{Ca}_{0.07}\text{Mg}_{0.05})_{0.77}[\text{Al}_{1.01}\text{Si}_{2.02}\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$ $(\text{Na}_{0.60}\text{K}_{0.04}\text{Ca}_{0.07}\text{Mg}_{0.03})_{0.74}[\text{Al}_{1.02}\text{Si}_{2.03}\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$ $\text{Na}_{0.85}[\text{Al}_{0.92}\text{Si}_{2.09}\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$ $\text{Na}_{0.85}[\text{Al}_{0.95}\text{Si}_{2.08}\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$ $\text{Na}_{0.87}[\text{Al}_{0.95}\text{Si}_{2.07}\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$						

Примечание. Прочерк – содержание элемента ниже чувствительности прибора. Вода в эмпирической формуле определена по стехиометрии.

Note. Dash – the content of the element is below the sensitivity of the device. Water in the empirical formula is determined by stoichiometry.

чен $\text{WO}_3 - 1.22$. При расчете эмпирических формул минерала установлен дефицит катионов, который может составлять 36% от формульной единицы (ф.е.). Содержание алюминия и кремния в радикале также испытывает существенные колебания: 0.92–1.02 ф.е. (Al) и 2.02–2.09 ф.е. (Si). При этом соотношение между ними, как правило, выше стехиометрии, но при этом баланс валентностей при расчете сохраняется. Анальцит (в шлифе) слабо окрашенный в зеленовато-бурый цвет, изотропный, с отчетливой шагреновой поверхностью, образует сравнительно крупные зерна неправильной формы размером 0.1–0.3 мм. Показатели преломления ниже канадского балзама.

Амфибол в составе флюидолита встречается эпизодически, в виде призматических зерен размером 0.009–0.045 мм в длину и 0.004–0.009 мм в поперечнике. Он имеет следующий химический состав (мас. %): $\text{K}_2\text{O} - 1.39-1.70$, $\text{CaO} - 0.91-1.92$, $\text{MgO} - 11.31-12.74$, $\text{MnO} - 1.25-1.55$, $\text{FeO} - 16.45-16.50$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 9.50-9.99$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 18.96-19.45$, $\text{SiO}_2 - 37.56-37.77$, $\text{TiO}_2 - 0-1.05$, $\Sigma - 100.00$. При пересчете его на эмпирическую формулу на 23 атома кислорода имеем $(\text{K}_{0.32}\text{Ca}_{0.30})_{0.62}(\text{Mg}_{2.48}\text{Fe}_{2.03}\text{Mn}_{0.19})_{4.70}(\text{Fe}_{1.05}\text{Al}_{0.95})_{2.00}[\text{Al}_{2.34}\text{Ti}_{0.12}\text{Si}_{5.54}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Необычность состава заключается в том, что минерал недосыщен кремнеземом и пересыщен глиноземом, имеет относительно высокое количество калия и совсем не содержит натрия. Амфибол отвечает феррижедриту – промежуточному члену ряда жедрит-феррижедрит, обогащенному трехвалентным железом, калием, кальцием и титаном.

Титанит встречается в виде относительно крупного отдельного обломка караваеобразной формы с прямоугольным выступом с размерами основного зерна 0.45×0.19 мм и выступа – 0.21×0.11 мм. Обломок содержит трещины спайности и включения более мелких зерен апатита, похож на фрагмент кристалла. Состав его в двух точках следующий (мас. %): $\text{CaO} - 19.35-21.93$, $\text{MgO} - 2.14-3.43$, $\text{MnO} - 0.30-0.41$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 8.57-10.97$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 9.26-9.47$, $\text{V}_2\text{O}_5 - 1.08-1.25$, $\text{SiO}_2 - 33.48-33.97$, $\text{TiO}_2 - 21.15-23.23$, $\Sigma - 100.00$. Анализ состава титанита показывает присутствие в нем элементов ему не характерных – магния и ванадия, отмечаемых в виде примесей при концентрации 0.н%. В нашем случае содержание в десять раз выше – первые проценты. Обращает на себя внимание резкое колебание содержаний оксидов таких элементов как CaO, Fe_2O_3 , TiO_2 , и более плавные для Al_2O_3 и SiO_2 . Расчет эмпирической формулы минерала дает следующий вид $(\text{Ca}_{0.75}\text{Mg}_{0.10}\text{Mn}_{0.01})_{0.86}(\text{Ti}_{0.56}\text{Al}_{0.35}\text{Fe}_{0.21}\text{V}_{0.03})_{1.15}[\text{Si}_{1.07}\text{O}_4]\text{O}$ и указывает на нестехиометрию в составе. Отмеченные избыток кремния, недостаток кальция и титана, а также высокие содержания примесей алюминия и железа это свидетельствуют о неравновесных условиях образования титанита (Дир и др., 1965).

Anatitum в породе приурочен к выделению титанита, а также встречается в виде мелких зерен в ассоциации с калий-натровым полевым шпатом и анальцитом. Форма выделений удлиненная, клиновидная, караваеобразная, реже изометричная, размеры по удлинению составляют 0.015–0.152 мм, поперек 7.5–60.0 мкм. При изучении химического состава апатита было установлено присутствие в нем в качестве основных элементов кальция, фосфора, фтора и хлора, в отдельных случаях отмечаются изоморфные примеси железа, марганца и натрия и механическая примесь анальцита (табл. 3). Состав апатита однозначно указывает на его образование из магматического расплава. Такое соотношение между фтором и хлором в апатите характерно для магматических пород, образующихся из остаточного расплава (Дир и др., 1965).

Рутил в основной ткани породы был встречен в виде единичного выделения овальной формы, с размерами 0.025 мм по удлинению и 0.012 в поперечнике.

В его составе выявлены следующие элементы (мас. %): $\text{K}_2\text{O} - 0.15$, $\text{CaO} - 0.32$, $\text{MgO} - 1.43$, $\text{FeO} - 2.13$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 1.33$, $\text{TiO}_2 - 90.64$, $\text{ZrO}_2 - 1.04$, $\text{SiO}_2 - 2.96$, $\Sigma - 100$. Данные по составу рутила из вулканических пород в опубликованной литературе практически отсутствуют.

Полученные результаты показывают присутствие в рутиле элементов-примесей, характеризующих два различных парагенезиса: магний, кальций типичны для основных и отчасти ультраосновных пород, в то время как калий, натрий, алюминий и цирконий присущи щелочным породам. Учитывая микронные размеры кристаллов рутила, следует большинство элементов-примесей отнести к механическим, обилие элементов в породе связа-

Таблица 3. Химический состав апатита (мас. %)

Table 3. Chemical composition of apatite (wt %)

Оксиды	751	752	753	754
Na_2O	0.31	–	–	–
MnO	0.27	–	–	–
FeO	0.26	0.35	–	–
CaO	53.38	54.08	54.87	54.47
Al_2O_3	0.66	–	–	–
SiO_2	1.37	–	–	–
P_2O_5	40.59	41.81	41.39	42.03
F	2.51	3.26	3.33	3.02
Cl	0.54	0.5	0.41	0.48
Сумма	99.89	100	100	100

Примечание. Прочерк – содержание элемента ниже уровня чувствительности прибора.

Note. Dash – the content of the element is below the sensitivity level of the device.

но с высокими температурами образования, неравновесными условиями, слабой индивидуализацией отдельных минеральных фаз.

Карбонат образует в породе отдельные плохо индивидуализируемые зерна брусковидной или изометричной формы, размер их не превышает 0.08×0.02 мм. На разных участках карбонат имеет различный состав. В одном случае это магнезиальный кальцит с содержанием $MgO - 0.39-0.61(3)$ мас. %, в другом – марганцовистый $MnO - 0.25-3.06(5)$ с примесью $FeO - 0.30-1.33(3)$ мас. %. Один из анализов на втором участке, наряду с максимальными содержаниями железа и марганца, содержит $MgO - 0.59$ мас. %. Помимо этого, в породе местами встречаются отдельные обособления кварца (глобули), имеющие изометричную или слегка удлиненную форму, размер этих выделений не превышает 0.1 мм.

В единичных случаях присутствует кварц, состав которого бывает близким к идеальному, но в большинстве содержит примеси различных элементов, природу которых установить не всегда представляется возможным. Наиболее высокая чистота кварца составляет 99.68 мас. % и $SiO_2 - 0.32$ мас. % приходится на механическую примесь кальцита. Местами в нем встречается только примесь Al_2O_3 или суммы K_2O , Cr_2O_3 , FeO в количествах 0.69 и 0.78 мас. %.

В целом порода представляет собой агломерат частиц размером от 0.5 до 0.00п мм, самых разнообразных и причудливых форм, химический состав которых постоянно меняется при переходе от одного участка к другому, а порой в пределах одного выделения. Это свидетельствует о формировании ее в неравновесных и быстро меняющихся условиях, когда состав породообразующих минералов испытывает значительные вариации и в большинстве случаев отклоняется от стехиометрического.

Для более полной характеристики комплекса следует сказать несколько слов о его взрывчатой фации, которая представлена пирокластической массой, пронизывающей вмещающие гравелитоконгломераты, участвующие, по-видимому, в едином взрывчатом процессе. Мощности отдельных прослоев 0.5–1.2 м. Они залегают плащеобразно (аз. пд. $340^\circ \angle 10^\circ, 15^\circ, 5^\circ$) и обнажаются к северу от субширотного линейного центра эрупции, сложенного собственно брекчиевыми флюидолитами, описанными выше.

Это породы серо-светло-желтого цвета от крупно-мелкогалечной до галечно-щебнистой обломочной структуры и неяснослоистой брекчиевой текстуры.

В шлифах наблюдается неравнозернистая, среднезернистая микроструктура и текстура от массивной до брекчиевой. В породах отсутствует сортировка по размеру, и ксенолиты харак-

теризуются различной степенью окатанности. Содержание обломков составляет от 80–85 до 90%. Они обладают остроугольной, изометричной, либо призматической формой. Наиболее крупные обломки (от 2–4 до 10 см) представлены кварцитами, кремнями, базальтами, трахитами, риолитами, известняками и алевролитами. Псаммитовая фракция сложена обломками кварцита, алевролита, песчаника, молочно-белого кварца, халцедона, опала, кавернозного известняка. Связующее вещество (матрица) составляет 7–10% от объема породы и представлена лейстами плагиоклазов от альбита до андезина (25–30%), изометричными включениями кварца (20%), чешуйками гастингсита (10%), паргасита (5–7%), $Mg-Fe$ слюды флогопита (10%), мусковита (5–7%), а также изотропным вулканическим стеклом каплевидной и эллипсоидальной формы (10–20%).

В шлифах встречены округлые (оплавленные по краям?) сферические стеклофазы кварца и алюмосиликатов, размером 0.1–0.2 до 0.4 мм. Основная масса – цемент (10–15%) от контурного, смешанного до закрытого порового типа кварц-полевошпат-глинистого состава. Часто наблюдается распад и дробление обломков и зерен с проникновением в них цемента. Химический состав последнего (табл. 4) характеризуется повышенными концентрациями кремнезема, глинозема и щелочей. Рентгеновская диагностика (фазовый анализ) тонкой фракции основной массы свидетельствует о присутствии в пробе кварца, кислого плагиоклаза с примесью калиевого полевого шпата, либо анальцита, а также значительного количества монтмориллонита. Подобная характеристика экструзивной и взрывчатой фации позволяет более или менее достоверно идентифицировать породу с учетом обломочной (брекчиевой) текстуры, как брекчию флюидолитов, аналогичную во многом породам Вишерского района (см. табл. 4).

Порода характеризуется повышенным содержанием глинозема и щелочей, особенно калия, а в взрывчатой фации (цемент) заметную роль играют относительно высокие содержания кремнезема (61–65 мас. %) при относительно стабильной концентрации железа (4–6 мас. %) и титана (0.5–0.7 мас. %), тогда как сумма остается примерно на одном уровне, но уже с $K-Na$ спецификой (см. табл. 4).

По химическому составу, согласно TAS диаграмме, порода вероятнее всего соответствует трахиандеизобазальтам (рис. 3). Минералогический состав ее, в основном, анальцим-калишпатовый (низкий санидин), содержащий стекло, биотит-вермикулит и амфибол, позволяет соотнести ее с анальцимовыми шошонитами, возможно санидиновыми анальцимитами (см. табл. 4), перекликаясь с составами шошонитов Западно-Сибирской плиты (Медведев и др., 2003).

Таблица 4. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в туфизитах Вишерского района (1–3) и в флюидолитах верховья р. Сылва (4–6) (Душин и др., 2022)

Table 4. The content of petrogenic oxides (wt %) in tuffizites of Vishersky district (1–3) and in fluidolites of the upper Sylva River (4–6) (Dushin et al., 2022)

Оксиды	Участки*			Верховья р. Сылва*		
	Волынка № 3	Южная Рассольная	Чурочная	18-50 цемент	18-205 цемент	22-700 порода
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	63.15	65.8	61.5	65.95	61.34	52.40
TiO ₂	0.82	0.70	0.73	0.552	0.693	0.74
Al ₂ O ₃	16.25	16.30	18.90	13.12	16.94	19.37
Fe ₂ O ₃ общ	4.21	4.80	5.10	4.28	6.12	6.24
FeO	0.1	2.0	0.56	—	—	—
MnO	0.0044	0.016	0.033	0.08	0.125	0.177
MgO	1.65	2.2	1.5	1.65	1.81	2.63
CaO	1.54	0.38	0.58	3.25	1.19	2.41
Na ₂ O	0.04	1.1	1.2	3.36	3.94	2.92
K ₂ O	4.15	2.1	3.3	3.12	2.97	4.15
P ₂ O ₅	0.05	0.072	0.28	0.238	0.498	0.219
П.п.п.	6.35	4.0	6.4	4.2	4.4	8.32
Сумма	100.3	99.5	100.1	100.9	100.06	100.09

*Рентгеноспектральный анализ выполнен в лабораториях ВСЕГЕИ (1–3) и ЦКП “Геоаналитик” УрО РАН (4–6).

*X-ray spectral analysis was performed in the laboratories of VSEGEI (1–3) and the Central Research Center “Geoanalytic” of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (4–6).

Вопросы диагностики весьма затруднительны из-за брекчиевых текстур, приводящих к искажению истинного состава флюидолитов.

Согласно дискриминационным диаграммам магматиты соответствуют образованиям, сформированным при континентальном рифтогенезе либо в условиях надспрединговых островов (см. рис. 3) и близки шошонит-латитам скважины Бахилловская-123 Уренгойского грабен-рифта.

Геохимические особенности (табл. 5) проявляются в повышенных содержаниях (Кк): лития, бериллия, скандия, бария, стронция, мышьяка, урана, серебра, церия, а остальные элементы находятся на нижекларковых значениях.

Анализ содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в пирокластическом цементе и породе в целом свидетельствует о преобладании легких лантаноидов над тяжелыми при общем содержании РЗЭ – 51.6–85.7 г/т (см. рис. 3). При этом концентрации РЗЭ в целом соответствуют составам кимберлитов-лампроитов, при некотором возрастании тяжелых лантаноидов (Лукьянова и др., 2011). Изучение проб-протолок показало наличие в них следующих акцессорных минералов: магнетита, апатита, титанита, лейкоксена, циркона, эпидота, пирита, рутила, гематита. В единичных пробах встречается золото, молибденит, ильменит, монацит, алмаз, корунд, вулканическое стекло, серпентин, муассанит, магнитные и стеклянные сферулы, хромшпинелиды. Определение акцессорных мине-

ралов из протолок было произведено оптически методами, а монокристалл алмаза диагностирован с привлечением рентгеноструктурного анализа. Для последнего был рассчитан дифракционный спектр, в котором присутствуют следующие Ка линии: 2.05 (10)–1.263 (7)–1.077 (10), что однозначно идентифицирует его как алмаз (Душин и др., 2022).

Это плоскогранный кристалл (см. рис. 1) размером около 0.4 мм в поперечнике. Ограничение его составляют две простые формы: октаэдр “о” {111} и куб “а” {100}. Ребра простых форм на кристалле равны, а площадь граней октаэдра в ограничении кристалла в 4 раза больше, площади граней куба, поэтому грани октаэдра доминируют в ограничении кристалла. Кристалл развит неравномерно и несколько удлинен по одной из осей четвертого порядка, что приводит к искажению граней куба, так как некоторые из них приобретают форму прямоугольника, также искажается симметрия граней октаэдра. Последние имеют зеркальную поверхность, в то время как строение граней куба мелкошероховатое. Одна из граней октаэдра сколота полностью, на другой сколотой частично видна совершенная спайность. На ней также присутствует мелкое треугольное углубление с индукционной поверхностью от минерала, росшего одновременно с внешней зоной кристалла. Отдельные ребра притупляют узкие мелкие грани гексаоктаэдра “s” {321}. Остальные ребра на кристалле острые, что указывает на незначительное перемещение кристалла от места образования.

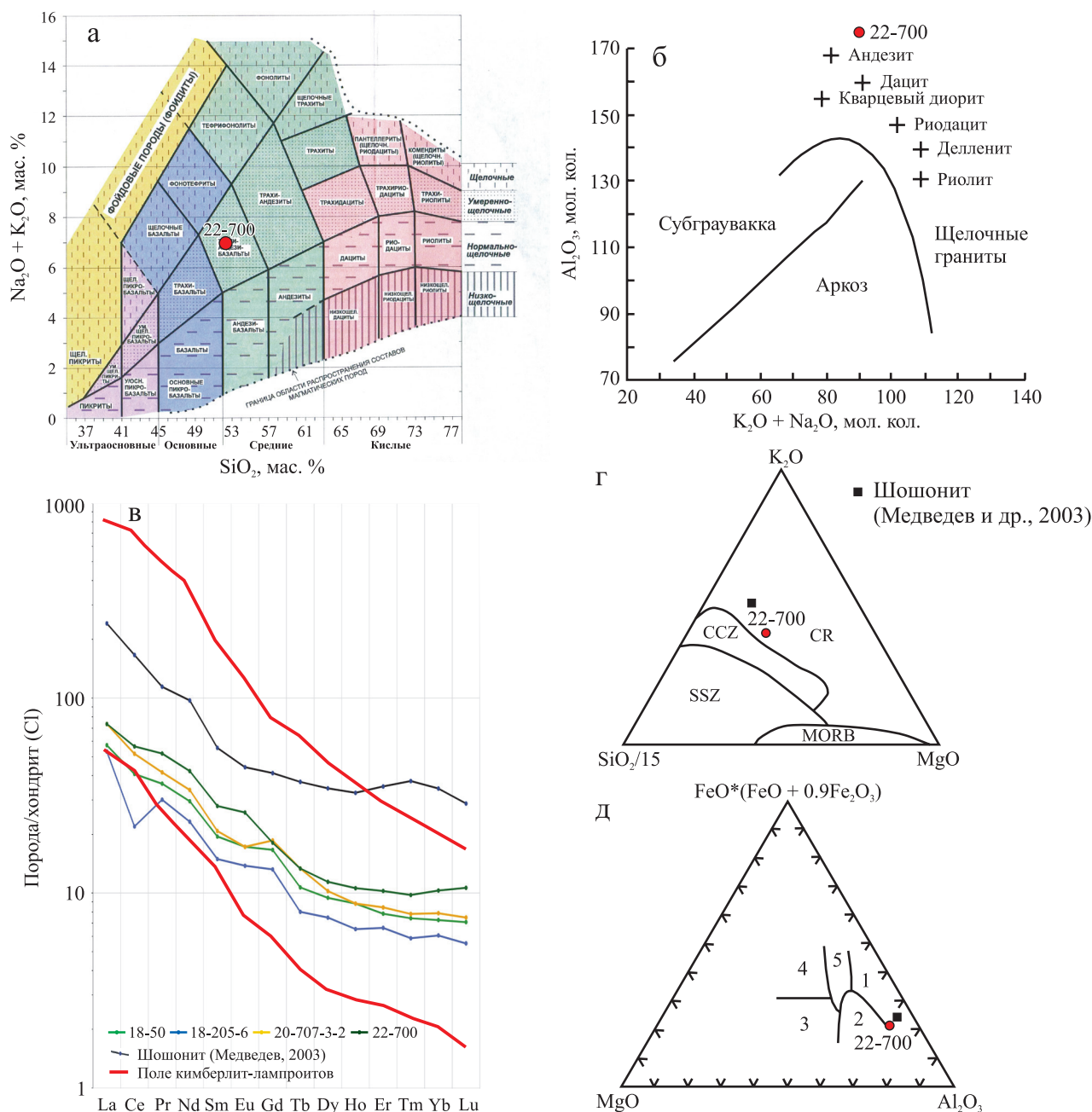


Рис. 3. Классификационные диаграммы пород сылвенского комплекса.

а – TAS-диаграмма; б – диаграмма Al_2O_3 –($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) (мол. кол.) для отличия обычных субграувакк и аркозов от средних и кислых магматитов; в – хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для пород сылвенского комплекса; г – тройная дискриминационная диаграмма для вулканитов с использованием K_2O , SiO_2 , MgO , по (Демина, Симонов, 1999). Поля составов вулканитов: CR – континентальных рифтов, CCZ – областей межконтинентальной коллизии, MORB – срединно-океанических хребтов, SSZ – зон субдукции; д – тройная дискриминационная диаграмма для пород базальтового и андезитового состава MgO – FeO – Al_2O_3 , по (Pearce et al., 1977). Поля составов базальтов: 1 – надспрединговых островов, 2 – островных дуг, 3 – срединно-океанических хребтов, 4 – океанических островов, 5 – континентальных.

Fig. 3. Classification diagrams of the rocks of the Sylven complex.

а – TAS diagram; б – Al_2O_3 – $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ diagram (mol. count) to distinguish ordinary subgrauvaccae and arcose from medium and acidic magmatites; в – chondrite-normalized REE spectra for rocks of the Sylven complex; г – triple discrimination diagram for volcanites using K_2O , SiO_2 , MgO , by (Demina, Simonov, 1999). Volcanic composition fields: CR – continental rifts, CCZ – areas of intercontinental collision, MORB – mid-oceanic ridges, SSZ – subduction zones; д – triple discrimination diagram for rocks of basalt and andesite composition MgO – FeO – Al_2O_3 , by (Pearce et al., 1977). Fields of basalt compositions: 1 – overspread islands, 2 – island arcs, 3 – mid-oceanic ridges, 4 – oceanic islands, 5 – continental.

Таблица 5. Содержание элементов (г/т) в породах сылвенского комплекса*

Table 5. The content of elements (g/t) in the rocks of the Sylven complex*

Элемент/ Проба	22-700	18-50	18-205-6	20-707-3	Элемент/ Проба	22-700	18-50	18-205-6	20-707-3
	1	2	3	4		1	2	3	4
Li	40.0	2.4	2.6	3.0	Te	<0.01	0.02	0.01	0.04
Be	1.30	0.07	0.08	0.08	Cs	70.0	0.5	1.0	0.9
Sc	4.1	9.0	11.0	12.0	Ba	800.0	410.0	390.0	420.0
Ti	4000.0	2800.0	3400.0	3000.0	La	18.0	14.0	13.0	18.0
V	120.0	100.0	140.0	120.0	Ce	36.0	26.0	14.0	33.0
Cr	13.0	60.0	40.0	60.0	Pr	5.0	3.5	2.9	4.0
Mn	1100.0	400.0	600.0	600.0	Nd	20.0	14.0	11.0	16.0
Co	5.0	8.0	15.0	17.0	Sm	4.3	3.0	2.3	3.2
Ni	6.0	11.0	19.0	16.0	Eu	1.5	1.0	0.8	1.0
Cu	60.0	50.0	60.0	60.0	Gd	3.7	3.4	2.7	3.8
Zn	90.0	40.0	60.0	60.0	Tb	0.5	0.4	0.3	0.5
Ga	18.0	10.0	14.0	12.0	Dy	2.9	2.4	1.9	2.6
Ge	1.3	0.9	0.9	0.9	Ho	0.6	0.5	0.37	0.5
As	33.5	25.2	26.9	24.2	Er	1.7	1.3	1.1	1.4
Se	0.53	0.5	0.49	0.55	Tm	0.25	0.19	0.15	0.2
Rb	89.0	47.0	51.0	56.0	Yb	1.7	1.2	1.0	1.3
Sr	500.0	400.0	300.0	300.0	Lu	0.27	0.18	0.14	0.19
Y	15.0	14.0	13.0	16.0	Hf	3.0	1.5	1.7	1.5
Zr	140.0	81.0	100.0	87.0	Ta	0.27	0.16	0.18	0.17
Nb	6.0	4.0	5.3	5.0	W	0.7	0.3	0.4	0.4
Mo	1.0	0.4	0.6	0.7	Tl	0.08	0.03	0.04	0.04
Ag	0.24	0.15	0.18	0.17	Pb	4.0	2.3	8.0	6.0
Cd	0.3	0.03	0.03	0.06	Bi	0.06	0.02	0.04	0.03
Sn	1.1	0.7	0.8	0.8	Th	4.6	1.6	1.0	1.5
Sb	0.18	0.18	0.31	0.28	U	1.8	0.7	1.2	1.2

*ICP-MS анализ выполнен в лаборатории ЦКП “Геоаналитик” УрО РАН.

*ICP-MS analysis was performed in the laboratory of the Central Research Center “Geoanalytic” of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences.

Подобной формы-плоскогранные октаэдры были описаны только из россыпей Среднего Урала, где их количество в россыпи составляет 3%, находки кубических кристаллов единичны, а находок этих двух форм в комбинации друг с другом не отмечено вообще (Гневусhev, Шеманина, 1967).

Необычна и окраска кристалла, она имеет зеленовато-желтый цвет. Кристалл прозрачен. Внутри видны следы хрупких деформаций вокруг белого веретенообразного включения и два мелких изометричных включения, требующие дальнейшего исследования. При изучении химического состава как алмаза, так и его приповерхностного слоя, кроме углерода, никаких других элементов на кристалле не обнаружено.

Изучение составов отдельных акцессорных минералов-спутников алмаза, таких как хромшпинелиды и ильменит, показало их близость как к аналогичным минералам из “туффизитов” Чикманского рудного узла, так и пикритам (пос. Теплая Го-

ра, р. Кусья) и включениям из анкармитов горы Благодать (Малахов, 1993; Лукьянова и др., 2011). Проанализированное зерно хромшпинелида содержит (%): Cr_2O_3 – 49.8, FeO – 25.8, Fe_2O_3 – 2.3, Al_2O_3 – 15.9, MgO – 5.6, V_2O_5 – 0.3 и TiO_2 – до 0.4 (среднее из 6 определений), а зерно ильменита содержит (%): FeO – 45.5, TiO_2 – 51.9, MnO – 2.6 (среднее по трем анализам), а в качестве незначительных примесей в последнем отмечаются кальций и кремнезем, что также сопоставимо с составами из “туффизитов”.

Таким образом, по своим петрографическим и петрохимическим параметрам алмазосодержащие породы сылвенского комплекса отвечают составам умереннощелочных вулканитов близким к анальцимовым шононитам, либо санидиновым анальцимитам, свойственным областям эпиplatformенных рифтов, проявившихся на Урале в раннем мезозое. Триас-юрский возраст принят на основании внедрения флюидолитов в нижнепермские отло-

жения с учетом находок аналцимсодержащей пирокластики в верхней перми и корелляции с мезозойским рифтогенезом Уралосибирского сегмента Евразии (Душин и др., 2014), а также проявлением Сибирского суперплюма (Добрецов, 1997).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ геологического строения районов развития алмазоносных флюидолитов свидетельствует о весьма сложном тектонически напряженном состоянии территории. Это определяется расположением ее в области сочленения окраинно-континентальной рифтовой системы Восточно-Европейской платформы (Предуральский прогиб) и Уральской аккреционно-складчатой системы (Западно-Уральская структурно-формационная мегазона). Последняя реализована в виде пакетов субмеридиональных и северо-западных пластин, ограниченных тектоническими швами-сателлитами ГЗУН, сложенными верхнекарбовыми отложениями уткинской свиты. На плечах надвига картируются олистоплаки известняков и псаммитовые останцы чигишанской и капысовской свит нижней перми. Район проявления флюидолитов осложнен наиболее молодыми северо-восточными и северо-западными нарушениями сбросовой морфологии и кольцевыми морфоструктурами (Куарская) размером в поперечнике до 20 км. Последняя является частью более крупной морфоструктуры ($d \approx 220$ км), осложняющей восточный край Восточно-Европейской платформы (рис. 4).

Следует заметить, что в пределах влияния швов ГЗУН, как в истоках р. Сылва, так и правых притоках р. Чусовой предыдущими исследователями были установлены проявления алмазов в рыхлых четвертичных отложениях (см. рис. 1). Южнее в этой же зоне в полосе влияния Главного надвига нами выявлены в рыхлых и коренных отложениях бассейнов рек Пут и Баская специфическая акцессорная минералогия: флюорит, киноварь, самородные свинец и медь, барит, силикатные и металлические шарики. Последние представлены титановым аналогом санборнита ($BaTi_2O_5$) и железистым хромом, они рассматриваются в настоящее время как индикаторы своеобразных флюидонасыщенных магматических глубинных систем (Pearce et al., 1977; Рычагов и др., 1996; Сустанов и др., 2021), которые, вероятно, могут контролировать алмазоносные структуры. Как показали исследования в районах известных алмазоносных провинций мира, главным образом в Африке и Бразилии коренные месторождения связаны в основном с алмазоносными дайками, жилами, тогда как настоящие диатремы здесь весьма редки (Ваганов 2000; Лукьянова и др., 2011). Во всяком случае, подобная морфология продуктивных тел, как нашего района, так и в месторождениях Красновишерско-Пашийской груп-

пы хорошо укладывается в данную схему, и основной поисковый интерес будут, по-видимому, представлять межслоевые, либо дискордантные, пирокластические тела. При этом их раннемезозойский возраст, скорее всего, сопряжен с общеуральским корообразованием, в эмерсивную рифтогенную стадию развития территории и обусловлен рифтогенезом в краевой части Восточно-Европейской платформы.

Мезозойский рифтогенез, по мнению В.М. Нечехина с коллегами (2009), относится к резонансному типу на основании определенных связей с геодинамическими процессами растяжения в пределах основания Западно-Сибирской плиты, обусловленных влиянием Сибирского суперплюма. Этот процесс, в пределах Урала, достаточно надежно фиксируется щелочно-базит-ультрабазитовым (включая лампроиты, аналцимиты) магматизмом как на востоке (ахтыльский комплекс), так и на западе (чикманский, киргишанский комплексы) в Западно-Уральской зоне складчатости. В пределах последней перспективными по геофизическим критериям (Рапопорт и др., 1998; Чурсин и др., 1998) на обнаружение первоисточников алмазов являются две полосы, вытянутые в субмеридиональном направлении, от широты г. Красновишерска на севере до верховьев р. Уфы на юге (Лукьянова и др., 2011). Они образуют соответственно Западную и Восточную прерывистые полосы источников россыпной алмазоносности, контролируя размещение свит – промежуточных коллекторов (такатинская, федоровская и др.) и спорадических проявлений базит-щелочно-ультрабазитового магматизма (колчимский, чигишанский, ефимовский, сертыньинский комплексы), линейных кор выветривания и кольцевых зон разуплотнения. Последние представляют из себя вихреобразные и кольцевые морфоструктуры гравиметровых полей с преобладанием пониженных гравитационных и низких магнитных аномалий, размером от 6×6 до 21×30 км (Лукьянова и др., 2011). Восточная полоса расположена в западной зоне влияния Главного Уральского надвига, где интродуцируется несколькими малыми телами сертыньинского алмазосодержащего комплекса щелочно-ультраосновных лампроитов (Лукьянова и др., 2011). Западная полоса совпадает с областью влияния Западно-Уральского глубинного надвига и, по-видимому, контролирует размещение крупнейших россыпных объектов Красновишерского узла и проявления алмазоносных туффизитов и ксентуффизитов (полюдово-колчимский и др. комплексы). При этом на юге на широте истоков р. Бисерть в пределах Киргишанского аллохтона установлено несколько тел общей мощностью до 100 м (дайки) ортоклазовых и аналцим-ортоклазовых эссексит-тешенитов, вскрытых скважиной 2705 на глубине 500 м, которые также свидетельствуют о проявлении здесь щелочно-базитового магматизма

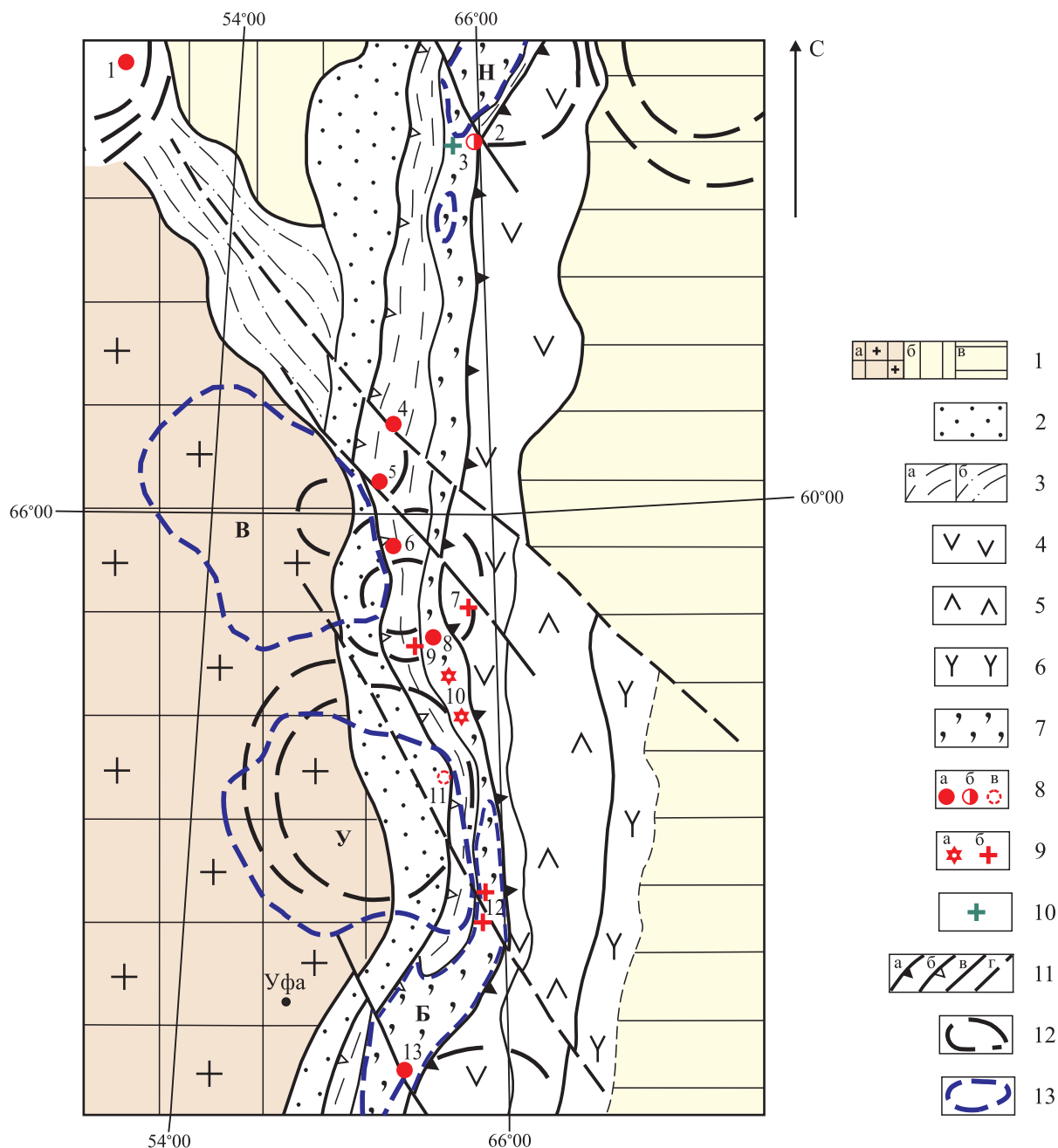


Рис. 4. Геолого-структурная схема размещения алмазоносных комплексов Урала.

1 – платформенные ассоциации чехла Восточно-Европейской (а), Печерской (б) и Западно-Сибирской плит (в); 2 – карбонатно-терригенные ассоциации Предуральского краевого прогиба; 3 – нерасчлененные полиформационные ассоциации Западно-Уральской складчатой мегазоны (а) и Канинско-Тиманской гряды (б); 4 – нерасчлененные полиформационные ассоциации (океанические, островодужные, коллизионные) ассоциации Тагило-Магнитогорской мегазоны; 5 – полиформационные ассоциации Восточно-Уральской мегазоны с блоками пород фундамента (террейны); 6 – полиформационные вулканогенно-плутонические ассоциации Зауральской мегазоны (Денисовско-Валерьяновский пояс); 7 – нерасчлененные рифейско-вендские полиформационные ассоциации субплатформенно-платформенного чехла с блоками AR-PR фундамента; 8 – проявления (месторождения) алмазоносных (а) и слабоалмазоносных с единичными находками алмазов в кимберлит-лампроит-флюидолитовых (б), и флюидолитовых (туфизитовых) комплексах (в); 9 – находки алмазов в рыхлых отложениях (а), в породах не кимберлит-лампроитовой природы (б); 10 – комплексы не алмазоносных кимберлит-лампроитов; 11 – тектонические нарушения: Главный Уральский надвиг (а), Главный Западно-Уральский надвиг (б), прочие дизъюнктивы (в), трансрегиональные поперечные нарушения (г); 12 – главные морфоструктуры центрального типа; 13 – крупные блоки платформенного типа, включающие щелочно-ультраосновной магматизм (Б – Башкирский, В – Верхнекамский, Н – Нягинский, У – Уфимский). Алмазодержащие районы, комплексы и проявления (цифры на схеме): 1 – Ичет-Ю, 2 – Хартес, 3 – Сертынья, 4 – Березовское, 5 – Красновишерские, 6 – Чикманский, 7 – Камекушинский, 8 – Верхнекойвинский, 9 – Кусьинский, 10 – Висимо-Уткинский, 11 – Сылвенский, 12 – Тараташский, 13 – Ахмеровский.

Fig. 4. Geological and structural scheme of placement of diamond-bearing complexes of the Urals.

1 – platform associations of the cover of the East European (a), Pechersk (б) and West Siberian plates (в); 2 – carbonate-terrigenous associations of the Pre-Ural marginal trough; 3 – undifferentiated polyformational associations of the West Ural folded megazone (a) and the Kaninsko-Timansky ridge (б); 4 – undifferentiated polyformational (oceanic, island-arc, collision) associations of the Tagilo-Magnitogorsk megazone; 5 – polyformational associations of the East Ural megazone with blocks of basement rocks (terrane); 6 – polyformational volcanogenic-plutonic associations of the Trans-Ural megazone (Denisovo-Valerian belt); 7 – undifferentiated Riphean-Vendian polyformational associations of a sub-platform-platform cover with AR-PR foundation blocks; 8 – manifestations (deposits) of diamond-bearing (a) and weakly diamond-bearing with single diamond finds in kimberlite-lamproite-fluidolite (б), fluidolite (tuffsite) complexes (в); 9 – diamond finds in loose sediments (a) and in rocks of non-kimberlite-lamproite nature (б); 10 – complexes of non-diamond-bearing kimberlite-lamproites; 11 – tectonic disturbances: the Main Ural thrust (a), the Main West Ural thrust (б), other disjunctiva (в), trans-regional transverse disturbances (г); 12 – the main morphostructures of the central type; 13 – large platform-type blocks, including alkaline-ultrabasic magmatism (Б – Bashkir, В – Verkhnekamsky, Н – Nyartinsky, У – Ufa). Diamond-bearing areas, complexes and manifestations (figures on the diagram): 1 – Ichet-Yu, 2 – Khartes, 3 – Sertynya, 4 – Berezovskoye, 5 – Krasnovishersky, 6 – Chikmansk, 7 – Kamekushinsky, 8 – Verkhnekoivinsky, 9 – Kusinsky, 10 – Visimo-Utkinsky, 11 – Sylvensky, 12 – Taratashsky, 13 – Akhmerovsky.

(киргизанский комплекс). Севернее в границах Чусовского алмазо-россыпного района известны россышпроявления по рекам Межевая Утка, Чусовая, Серебряная, из которых при поисках суммарно извлечено 122 кристалла, а также установлены единичные находки алмазов в аллювии рек Шайтанка, Боевская, Распаиха. Первоисточники и промежуточные коллекторы (Западная зона) слабо проявлены. Так, в районе Кыновской перспективной площади выявлены туфобрекчии, близкие к продуктивным аналогам Красновишерского района, в которых зафиксирована высокая концентрация хромшпинелидов кимберлитовой ассоциации. Южнее, в этой же полосе, по данным Н.А. Мамина (устное сообщение), на реках Каменушка, Гуриха обнаружены несколько перидотитовых и трахибазальтовых трубок.

Таким образом, исходя из имеющихся материалов, в пределах активизированных фрагментов Восточно-Европейской платформы (Юрюзано-Сылвенская депрессия) и Уральской складчатой области (Язьвенско-Чусовская складчато-надвиговая зона) в междуречьи рек Чусовая и Сытва можно выделить новый Сылвенский алмазно-рудно-россыпной потенциальный узел, контролируемый Западно-Уральской шовной зоной. Он выделяется на фоне высоких значений гравитационных полей, связанных, вероятно, с подъемом тяжелых масс гранулит-базитового слоя (Остроумов и др., 1996) и проявлением флюидно-эксплозивных процессов, реализованных в алмазосодержащих флюидолитах, месторождениях и проявлениях газа (Бухаровское) и минерализованных вод (Накоряковское, Лакташское). По-видимому, основные перспективы алмазности районов и узлов Красновишерского типа связаны главным образом с областью сопряжения Восточно-Европейской платформы и Западно-Уральской зоной складчатости, представляющей собой активизированную шовную зону шириной не менее 10 км. Размеры последней обусловлены как областью влияния сопрягающихся структур, контролируемых проявлениями флюидно-эксплозивных процессов, реализован-

ных в виде экзотризм и субсогласных залежей продуктивных пирокластитов (флюидолитов), сопровождаемых в области контакта цепочкой аллохтонных органогенных построек, терригенных останков линейных горст-антиклиналей со значительными амплитудами сбросов, уверенно выделяемых геолого-геофизическими методами.

Как показали проведенные исследования ведущая роль в размещении алмазной минерализации флюидно-магматического (лампроитового) типа принадлежит эндогенным структурно-петрологическим факторам. Эти наблюдения опираются на анализ (в широком смысле) геолого-геофизических, аэрокосмогеологических, петрографо-петрогеохимических данных, включая информацию по смежным регионам Урала. Прежде всего, обращает на себя внимание постоянное размещение алмазоносных районов, узлов и единичных находок (см. рис. 4) к восточному обрамлению Восточно-Европейской платформы, включая и ее отторженцы (террейны) в складчатом поясе (Ляпинский, Тараташский и Башкирский блоки). При этом устанавливается повышенная продуктивность в зонах сочленения уральских (субмеридиональных) и тиманских (северо-западных) глубинных структур (зоны повышенной проницаемости) отвечающих, по-видимому, за тепломассоперенос вещества, ведущего к формированию “расплав-флюидных образований на верхнемантийном или нижнекоровом уровнях” (Шарпенюк и др., 2018). Не менее важным является наличие в фундаменте докембрийских, в том числе архейско-раннепротерозойских раздробленных блоков, сложенных гнейсами, эклогитами, эндебритами, анортозитами, метагаббро-норитами, амфиболитами ограниченных и рассеченных субмеридиональными, северо-восточными и северо-западными разломами глубинного заложения (области подъема фундамента с повышенной трещиноватостью). Последние как правило, определяют размещение углеродсодержащих объектов (Бухаровское месторождение газа) в плитном и складчатом секторах. Они испытали впоследствии неоднократные подновления

и в сочетании с разномасштабными кольцевыми структурами (Куарская и др.) контролируют размещение активизационного флюидогенного магматизма. Следует отметить и важность полифазного (полиимпульсного) развития разновозрастных продуктивных щелочно-ультрабазитовых и щелочно-базитовых (ультракалийевых) вулканических, фациально разнообразных, в том числе флюидолитовых (сылвенский флюидогенно-эксплозивный комплекс ($\alpha\beta T-J?sI$), туфизитовых (Чикманский и др.) комплексов, содержащих анальцит, санидин, стекло и акцессорные муассанит, оливин, циркон, корунд, алмаз, золото, барит, гранат, хромшпинелиды, рутил, магнитные и стеклянные глобулы (шарики).

ВЫВОДЫ

Впервые в пределах восточной Юрюзано-Сылвенской депрессии Предуральского прогиба в зоне влияния ГЗУН установлен и закартирован алмазсодержащий флюидогенно-эксплозивный сылвенский комплекс, прорывающий терригенные породы нижней перми. Это эксплозивно-эруптивные породы, состоящие из санидина, анальцита, вулканического стекла, биотит-вермикулита с учетом химического и минералого-геохимического составов соответствуют семейству трахиандезитобазальтов, конкретнее анальцитомовым шошонитам (санидино-вым анальцитам). Они характеризуются повышенными концентрациями лития, бериллия, скандия, церия, мышьяка, урана, серебра, содержат алмаз, хромшпинелиды, золото, магнетит, апатит, рутил, монацит, циркон, магнитные и стеклянные сферулы. Последние совместно с каплевидными и эллипсообразными выделениями вулканического стекла можно рассматривать, судя по публикациям (Рычагов и др., 1996), в качестве индикаторов флюидно-магматического процесса при проявлении фреатического вулканизма на изучаемой территории (Суставов и др., 2021). На основании имеющихся материалов данный комплекс брекчированных флюидолитов имеет, по-видимому, весьма широкое распространение и полифазное развитие в пределах области сопряжения ГЗУН и Предуральского прогиба. Эта активная зона в раннем мезозое принадлежала краевой части древней Русской платформы и проявилась функционированием сосредоточенного фреатического вулканизма, доставляя к поверхности не только алмазоносные парагенезисы, но и оливин, серпентин, андалузит, ставролит, кианитовые ассоциации минералов AR-PR фундамента. Ареалы развития подобных парагенезисов совпадают с геохимическими аномалиями, проявлениями Li, Ce, Ag нефтегазовых объектов и минерализованных источников напорных вод, зон дезинтеграции и флюидизации, выявленных геофизическими методами (Чурсин и др.,

1998), а также районов распространения глыбовых конглобрекций. Становление комплекса происходило при окраинно-континентальном рифтогенезе, по-видимому, в мезозойский эмерсивный триас-юрский (?), а возможно, что в пермо-триасовый этап развития территории сопряженный с функционированием Сибирского суперплюма.

К ведущим факторам алмазоносности относятся: приуроченность объектов различного ранга к восточному краю древней Русской платформы, в поднадвиговой (на востоке) части которой в пределах Западно-Уральской мегазоны устанавливается подъем гетерогенного (AR-PR) фундамента; наличие зон сочленения и сопряжения уральских и тиманских региональных структур глубинного заложения, способствующих активному тепло-массопереносу вещества из подкорового уровня (см. рис. 4); полифазное и полихронное проявление сосредоточенного флюидно-эксплозивного вулканизма, содержащего продуктивную кимберлит-лампроитовую минерализацию; постоянная связь с проявлениями высокоуглеродистых флюидов, включая проявления нефти, газа, минерализованных вод и т. п.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ваганов В.И. (2000) Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). М.: Геоинформ-марк, 371 с.
- Ветчинов В.А. (1980) К вопросу об источниках алмазов уральских россыпей. *Геология и геофизика*, (9), 164-168.
- Гневушев М.А., Шеманина Е.И. (1967) Некоторые особенности уральских алмазов и их возможные первоисточники. *Минералы изверженных горных пород и руд Урала*. Л.: Наука, 27-40.
- Демина Л.И., Симонов Д.А. (1999) Вулканыты как индикаторы процесса континентальной коллизии. *Докл. АН*, **366**(6), 793-796.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. (1965) Породообразующие минералы. Ортосиликаты и кольцевые силикаты. М.: Мир. Т. 1, 371 с.
- Добрецов Н.Л. (1997) Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма. *Докл. АН*, **354**(2), 220-223.
- Душин В.А., Остроумов В.Р., Малюгин А.А., Сердюкова О.П. (2014) Потенциальная алмазоносность Полярного Урала. Екатеринбург: УГГУ, 200 с.
- Душин В.А., Суставов С.Г., Прокопчук Д.И., Трутнев А.К., Козьмин В.С. (2022) Первая находка алмаза из нижнепермских отложений в районе истоков р. Сылва (Свердловская область). *Региональная геология и металлогения*, (91), 68-78. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2022_91_68-78
- Золов К.К., Додин Д.А., Коротеев В.А., Морозов А.Ф. (2006) Тектоническое районирование и минералогия Урала. М.: ГЕОС, 179 с.
- Ишков В.Д. (1966) Источники алмазов уральских россыпей на примере Красновишерского района. *Тез. докл. II Всесоюз. совещ. по геологии алмазных месторождений*, 35-37.

- Коротеев В.А., Нечеухин В.М., Душин В.А., Волчек Е.Н. (2020) Особенности формирования и геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. *Литосфера*, **20**(5), 607-629. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-5-607-629>
- Лукьянова Л.И., Остроумов В.Р., Рыбальченко А.Я. (2011) Алмазоносные флюидо-эксплозивные образования Пермского Приуралья. (Ред. А.Ф. Морозов). М.; СПб.: ГЕОКАРТ; ГЕОС; ВСЕГЕИ, 240 с.
- Малахов И.А. (1993) Алмазы Урала и их спутники. *Изв. вузов. Горный журнал*, (11), 57-60.
- Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П. (2003) Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири. *Геология и геофизика*, **44**(1-2), 86-100.
- Нечеухин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г. (2009) Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. Объяснит. записка к Геодинамической карте Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1 : 2 500 000. Екатеринбург: УрО РАН; УГТУ, 158 с.
- Остроумов В.Р., Морозов А.Ф., Киреев А.С., Магадеев Б.Д. (1996) Открытие коренных источников уральских алмазов (к 50-летию прииска "Уралалмаз"). *Геологическое изучение и использование недр*. Науч.-технич. информ. сб. АОЗТ. М.: Геоинформмарк. Вып. 6, 3-13.
- Рапопорт М.С., Левин В.Я., Рудица Н.Н. (1998) Алмазоносность Урала (достижения и задачи исследований). *Геология и металлогения Урала*. Кн. 1. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 256-277.
- Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Рыбальченко Т.М. (1996) О новом типе магматизма как возможном источнике уральских алмазов. *Моделирование геологических систем и процессов*. Мат-лы регион. конф. Пермь: Перм. ун-т, 111-113.
- Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандмирова Е.И. (1996) Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералорудообразования в современной гидротермальной системе Бранского (о-в Итуруп). *Геология руд. месторождений*, **38**(1), 31-40.
- Суставов С.Г., Душин В.А., Власов И.А., Трутнев А.К., Жуклин Е.А., Прокопчук Д.И. (2021) Металлические и стеклянные сферулы в рыхлых отложениях истоков реки Пут (Средний Урал). *Литосфера*, **21**(2), 273-282. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-2-273-282>
- Чайковский И.И. (2001) Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Перм. ун-т, 324 с.
- Чурсин А.В., Ставротти В.И., Кудряшов А.М. (1998) Валлообразные поднятия дорифейского фундамента Западного склона Урала, их отражение в геофизических полях и связь с алмазоносностью. *Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы*. Мат-лы Междунар. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 215-217.
- Шарпенко Л.Н., Лукьянова Л.И., Петров О.В. (2018) Геолого-петрологическая модель формирования алмазоносных флюидоэксплозивных брекчиевых структур (уральский тип). *Литосфера*, **18**(5), 743-757. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-5-743-757>
- Шурубор Ю.В. (1999) Инициативная экспертиза сообщений об открытии магматических источников алмазов на Урале. *Отеч. геология*, (9), 42-45.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. (1977) The Relationship between Major Element Chemistry and Tectonic Environment of Basic and Intermediate Volcanic Rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 121-132.

REFERENCES

- Chaikovskiy I.I. (2001) Petrology and mineralogy of intrusive diamond-bearing pyroclastites of the Vishersky Urals. Perm, Perm. un-t Publ., 324 p. (In Russ.)
- Chursin A.V., Starostin V.I., Kudryashov A.M. (1998) Shaft-like uplifts of the Dorifean basement of the Western slope of the Urals, their reflection in geophysical fields and their connection with diamond bearing. *Problems of geodynamics, seismicity and minerageny of mobile belts and platform areas of the lithosphere*. Materials of the International conference. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 215-217. (In Russ.)
- Demina L.I., Simonov D.A. (1999) Volcanites as indicators of the process of continental collision. *Dokl. Akad. Nauk*, **366**(6), 793-796. (In Russ.)
- Dir U.A., Howie R.A., Zusman J. (1965) Rock-forming minerals. Orthosilicates and ring silicates. Moscow, Mir Publ. V. 1, 371 p. (In Russ.)
- Dobretsov N.L. (1997) Permian magmatism and sedimentation in Eurasia as a reflection of the superplume. *Dokl. Akad. Nauk*, **354**(2), 220-223. (In Russ.)
- Dushin V.A., Ostroumov V.R., Malyugin A.A., Serdyukova O.P., (2014) Potential diamond content of the Polar Urals. Ekaterinburg, UGSU Publ., 200 p. (In Russ.)
- Dushin V.A., Sustavov S.G., Prokopchuk D.I., Trutnev A.K., Koz'min V.S. (2022) The first discovery of a diamond from the Lower Permian deposits in the area of the sources of the Sylva river (Sverdlovsk region). *Regional geology and metallogeny*, (91). 68-78. (In Russ.) https://doi.org/10.52349/0869-7892_2022_91_68-78
- Gnevushev M.A., Shemanina E.I. (1967) Some features of Ural diamonds and their possible primary sources. *Minerals of igneous rocks and ores of the Urals*. Leningrad, Nauka Publ., 27-40. (In Russ.)
- Ishkov V.D. (1966) Sources of diamonds of the Ural placers on the example of Krasnovishersky district. *Abstracts of the II All-Union Meeting on the geology of diamond deposits*, 35-37. (In Russ.)
- Koroteev V.A., Necheukhin V.M., Dushin V.A., Volchek E.N. (2020) Features of formation and geodynamic map of the Ural-Timan-Paleoasiatic segment of Eurasia. *Lithosphere (Russia)*, **20**(5), 607-629. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-5-607-629>
- Luk'yanova L.I., Ostroumov V.R., Rybalchenko A.Ya. (2011) Diamond-bearing fluid-explosive formations of the Permian Urals. (Ed. A.F. Morozov). Moscow; St.Petersburg, GEOART; GEOS; VSEGEI Publs., 240 p. (In Russ.)
- Malakhov I.A. (1993) Diamonds of the Urals and their satellites. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Mining J.*, (11), 57-60. (In Russ.)

- Medvedev A.Ya., Almukhamedov A.I., Kirda N.P. (2003) Geochemistry of Permian volcanites of Western Siberia. *Geol. Geofiz.*, **44**(1-2), 86-100. (In Russ.)
- Necheukhin V.M., Dushin V.A., Olovyanishnikov V.G. (2009) Paleogeodynamic associations and tectono-geodynamic elements of the Ural-Timan-Paleo-Asiatic segment of Eurasia. Explanation note to the Geodynamic map of the Ural-Timan-Paleoasian segment of Eurasia, scale 1 : 2,500,000. Ekaterinburg, UrO RAN; UGGU Publ., 158 p. (In Russ.)
- Ostroumov V.R., Morozov A.F., Kireev A.S., Magadev B.D. (1996) Discovery of the indigenous sources of Ural diamonds (to the 50th anniversary of the Uralalmaz mine). *Geological study and use of subsurface resources*. Scientific and technical inform. sb. JSC. Moscow, Geoinformmark Publ. Iss. 6, 3-13. (In Russ.)
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. (1977) The Relationship between Major Element Chemistry and Tectonic Environment of Basic and Intermediate Volcanic Rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 121-132.
- Rapoport M.S., Levin V.Ya., Ruditsa H.H. (1998) Diamond bearing of the Urals (achievements and research objectives). *Geology and metallogeny of the Urals*. B. 1, Ekaterinburg, UGSE Publ., 256-277. (In Russ.)
- Rybalchenko A.Ya., Kolobyanin V.Ya., Rybalchenko T.M. (1996) On a new type of magmatism as a possible source of Ural diamonds. *Modeling of geological systems and processes*. Materials Regional conference. Perm, Perm. un-t. Publ., 111-113. (In Russ.)
- Rychagov S.N., Glavatskikh S.F., Sandimirova E.I. (1996) Ore and silicate magnetic beads as indicators of structure, fluid regime and mineral ore formation in the modern Bransky hydrothermal system (Iturup Island). *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **38**(1), 31-40. (In Russ.)
- Sharpenok L.N., Luk'yanova L.I., Petrov O.V. (2018) Geological and petrological model of the formation of diamond-bearing fluid-explosive breccia structures (Ural type). *Lithosphere (Russia)*, **18**(5), 743-757. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-5-743-757>
- Shurubor Yu.V. (1999) Initiative examination of reports on the discovery of magmatic sources in the Urals. *Otech. Geologiya*, (9), 42-45. (In Russ.)
- Sustavov S.G., Dushin V.A., Vlasov I.A., Trutnev A.K., Zhuklin E.A., Prokopchuk D.I. (2021) Metal and glass spheres in loose sediments of the sources of the Prut River (Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, **21**(2), 273-282. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-2-273-282>
- Vaganov V.I. (2000) Diamond deposits of Russia and the world (fundamentals of forecasting). Moscow, Geoinformmark Publ., 371 p. (In Russ.)
- Vetchinov V.A. (1980) On the question of the sources of diamonds of the Ural placers. *Geol. Geofiz.*, (9), 164-168. (In Russ.)
- Zoloev K.K., Dodin D.A., Koroteev V.A., Morozov A.F. (2006) Tectonic zoning and mineralogy of the Urals. Moscow, GEOS Publ., 179 p. (In Russ.)

УДК 553.81:068.5(571.56)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-4-654-671

Особенности петрографического состава алмазоносных карнийских образований Булкурской антиклинали северо-востока Сибирской платформы

М. Н. Голобурдина^{1,2}, С. А. Граханов^{1,2}, В. Ф. Проскурнин¹

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), 199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр-т, 74, e-mail: marina_goloburdina@vsegei.ru

²ПАО “Алмазы Арктики” (АЛМАР), 678000, Республика Саха (Якутия), г. Якутск, ул. Чернышевского, 8/2, оф. 2, e-mail: s.grakhanov@rambler.ru

Поступила в редакцию 07.04.2023 г., принята к печати 26.06.2023 г.

Объект исследования. Алмазоносные взрывно-обломочные и осадочно-вулканокластические породы основания карнийского яруса верхнего триаса, приуроченные к западному крылу Булкурской антиклинали на северо-востоке Сибирской платформы. **Цель.** Выявление признаков алмазоносности пород основания карнийского яруса. **Материалы и методы.** В работе рассматриваются авторские оригинальные материалы, полученные при поисково-оценочных работах ООО “Арктическая горная компания” в 2022–2023 гг., представленные результатами полевых наблюдений и минералого-петрографических исследований. Определение типов пород осуществлялось посредством петрографического изучения в прозрачных шлифах на микроскопе Leica DM2700P с использованием известных классификаций. Алмазы и минералы-спутники были выделены из шлиховых проб и описаны в ЦАЛ Виллюйской геологоразведочной экспедиции ПАО “АЛРОСА”. Оценка содержания алмазов и пиропов в керновых и валовых пробах (кар/т) сделана с учетом их прямой корреляции. **Результаты.** Установлено, что максимальные концентрации алмазов локализованы в породах западного крыла Булкурской антиклинали, где они выявлены в лапиллиевых туфах, ксенотуфобрекчиях и ортотуфитах. Меньшей алмазоносностью обладают паратифиты и туфоалевропесчаники. **Выводы.** Алмазоносность пород основания карнийского яруса положительно коррелирует с содержанием пиропов и степенью насыщенности вулканокластическим материалом. Потенциально алмазоносными являются туфоалевропесчаники булкурской пачки основания осипайской свиты и перекрывающие их органогенные аргиллиты – “ракушняки”. Алмазоносные образования имеют значительную мощность и высокую продуктивность, что позволяет рассчитывать на существенное увеличение прогнозного потенциала алмазов в арктической зоне Российской Федерации.

Ключевые слова: алмаз, месторождение, россыпь, триас, север Сибирской платформы

Petrographic composition of diamond-bearing Carnian formations of the Bulkur anticline the north-eastern Siberian Platform

Marina N. Goloburdina^{1,2}, Sergey A. Grakhanov^{1,2}, Vasily F. Proskurnin¹

¹A.P. Karpinsky All-Russian Research Geological Institute, 74 Srednii av., St. Petersburg 199106, Russia, e-mail: marina_goloburdina@vsegei.ru

²AO ALMAR – Almazы Arktiki, 8/2 Chernyshevsky st., Yakutsk 677000, Sakha Republic, Russia, e-mail: s.grakhanov@rambler.ru

Received 07.04.2023, accepted 22.06.2023

Research subject. Diamondiferous explosive detrital and sedimentary volcanoclastic rocks of the Carnian base of the Upper-Triassic confined to the west flank of the Bulkur Anticline in the north-eastern Siberian Platform. **Aim.** To identify diamondiferous features of Carnian rocks. **Materials and methods.** The materials collected by the authors while performing prospecting and evaluation works by the ООО Arctic Mining Company in 2022–2023 were used. The materials were represented by field observation results and mineral-petrographic studies. Rock types were defined by petrographic analysis in thin sections using a Leica DM2700P microscope and known classifications. Diamonds and accessory minerals were dis-

Для цитирования: Голобурдина М.Н., Граханов С.А., Проскурнин В.Ф. (2023) Особенности петрографического состава алмазоносных карнийских образований Булкурской антиклинали северо-востока Сибирской платформы. *Литосфера*, 23(4), 654–671. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-654-671>

For citation: Goloburdina M.N., Grakhanov S.A., Proskurnin V.F. (2023) Petrographic composition of diamond-bearing Carnian formations of the Bulkur anticline the north-eastern Siberian Platform. *Lithosphere (Russia)*, 23(4), 654–671. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-654-671>

© М.Н. Голобурдина, С.А. Граханов, В.Ф. Проскурнин, 2023

tinguished from steam sediment samples and described at the central analytical laboratory of the Vilyuysk Geosurvey Expedition, PJSC Alrosa. The estimation of diamond and pyrope content in core- and bulk samples (CPT) was performed considering their direct correlation. *Results.* The highest concentrations of diamonds were found to be localized in rocks in the west flank of the Bulkur Anticline. These formations were detected in lapilli tuffs, xenotuff breccia and orthotuffites. Paratuffites and tuff aleuro-sandstones exhibit a lesser diamond potential. *Conclusions.* The diamond potential of rocks of the Carnian base correlates well with the pyrope content and saturation of volcanoclastic materials. Tuff aleuro-sandstones of the Bulkur member in the Osipay base and overlying shell deposits are considered potentially diamondiferous. Diamondiferous formations possess considerable thickness and productive efficiency, thus assuming a substantial increase in the diamond prospective potential in the Russian Arctic.

Keywords: *diamond, deposit, placer, Triassic, Arctic zone of Siberia*

Acknowledgements

The authors are grateful to A.V. Karhu, A.V. Zudikhin, V.I. Pavlov, A.Yu. Popov, S.I. Etigyasov, A.V. Cheremkin, A.V. Yadrenkin for joint productive work in the field, as well as to E.L. Gruzovoy and A.V. Antonov for their help with analytical studies.

ВВЕДЕНИЕ

На северо-востоке Сибирской платформы наиболее масштабным древним коллектором алмазов является осадочно-вулканогенное основание осипайской свиты карнийского яруса верхнего триаса (булкурская пачка). Алмазоносность карнийских отложений верхнего триаса установлена от Верхоянья до Анабарской губы (Гогина, 1979; Натапов и др., 1980; Граханов и др., 2009). Большой вклад в изучение алмазоносности карнийских отложений внесли геологи НПО “Аэрогеология” (Н.И. Гогина, Ю.М. Сибирцев, Р.О. Галабала, А.Ю. Егоров, В.В. Селиванова); Чернышевской экспедиции ПГО “Якутскгеология” (С.А. Граханов, Н.И. Горев); ФГБУ “ВСЕГЕИ” (В.Ф. Проскурнин, А.В. Гавриш); ОАО “Нижне-Ленское” (С.А. Граханов, В.И. Павлов, С.И. Этигясов, А.В. Черемкин). В настоящее время на западном склоне Булкурской антиклинали поисково-оценочные работы проводит Арктическая горная компания (рис. 1), результаты бурения и опробования которой использованы в данной работе. Промышленно-алмазоносными могут оказаться другие участки выходов пород основания карнийского яруса, пока не охваченные поисковыми работами.

Объект исследования расположен в Арктической зоне республики Саха (Якутия) на левом берегу устьевом отрезке р. Лена и западном склоне Булкурской антиклинали, в специфическом в структурно-тектоническом отношении регионе (складчатая окраинная часть Сибирской платформы). Алмазоносные породы тяготеют к основанию карнийского яруса верхнего триаса и выделены в булкурскую пачку (Граханов и др., 2022).

До 2021 г. изучение продуктивного пласта на западном склоне Булкурской антиклинали базировалось только на одном естественном обнажении в долине р. Булкур, единственной буровой линии БГ1, пробуренной ОАО “Нижне-Ленское”, и канавах, пройденных НПО “Аэрогеология”, ОАО

“Нижне-Ленское” и Арктической горной компанией. По этим данным детально были изучены петрографо-минералогический состав пород; типоморфные особенности минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) и алмазов; химический состав МИК и содержание пиропов алмазной ассоциации; определен возраст кимберлитовых цирконов в продуктивной пачке; изотопный состав углерода и состав пленок на алмазах (Афанасьев и др., 1986; Граханов и др., 2010, 2015; Павлушин и др., 2010, 2016; Граханов, Смелов, 2011; Соболев и др., 2013; Летникова и др., 2013; Николенко и др., 2018; Граханов и др., 2022). Авторы в исследованиях поразному определяли породы: туффиты (Граханов и др., 2010, 2015; Граханов, Смелов, 2011); гравелиты базального горизонта (Летникова и др., 2013); туффиты и средне-крупнообломочные туфы на стекловатом филлосиликатном цементе (по неопубликованным данным С.А. Граханова (2013); (Граханов и др., 2022)).

Результаты изучения петрографии, геохимии и минералогии алмазоносных пород основания карнийского яруса показывают, что их образование связано главным образом с вулканическими процессами, а сами породы являются туфами, ксено-туфами, туффитами, туфоконгломератами и конгломератами. Данные породы по химическому составу не похожи на известные коренные месторождения алмазов что, по-видимому, обусловлено их расположением в специфическом в структурно-тектоническом отношении регионе (складчатая окраинная часть платформы). Минеральный состав тяжелой фракции туфогенных пород уникален по широкому спектру цветовых разновидностей пиропов и их ураганному содержанию (до 3000 кар/т), а также повышенному содержанию хромшпинелидов и рутила. Содержание пиропов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса редко превышает 1–2%. В то же время значительна доля (12.5%) гранатов эклогитового парагенезиса с примесью $MnO > 0.5$ мас. %, что (по Н.В. Соболеву)

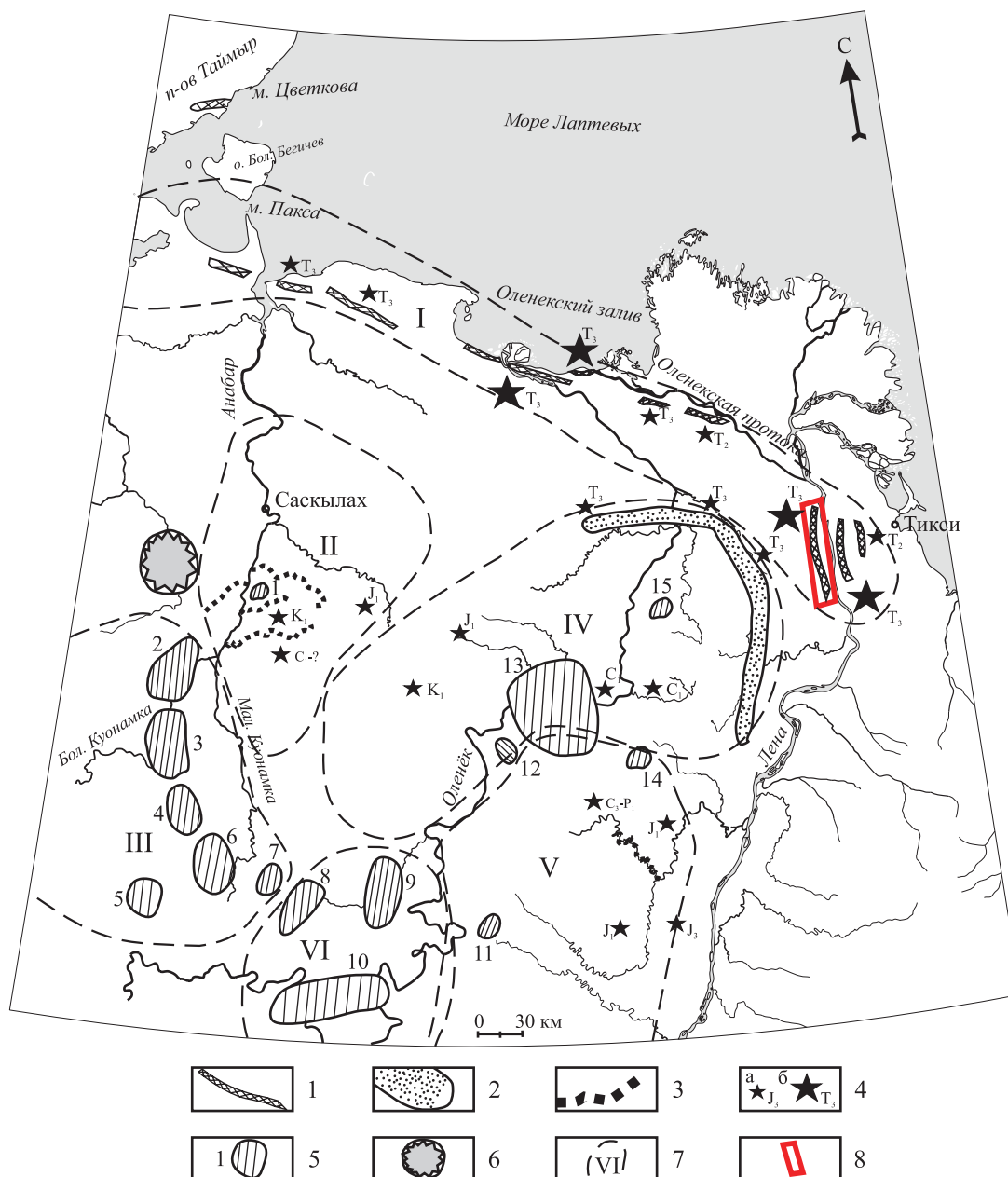


Рис. 1. Проявления древней алмазности в пределах Лено-Анабарской субпровинции (Граханов и др., 2010).

1 – выходы алмазonoсных пород карнийского яруса на уровне современного среза; 2 – потенциально промышленные рэ-тские россыпи; 3 – промышленные четвертичные россыпи; 4 – находки алмазов в разновозрастных промежуточных коллекторах, их возраст (а – низкие содержания, б – высокие и ураганные); 5 – кимберлитовые поля (1 – Анабарское, 2 – Старореченское, 3 – Ары-Мастакское, 4 – Дюкенское, 5 – Биригиндинское, 6 – Куранахское, 7 – Лучаканское, 8 – Западно-Укукитское, 9 – Восточно-Укукитское, 10 – Чомурдахское, 11 – Огонер-Юряхское, 12 – Мерчимденское, 13 – Куойско-Молодинское, 14 – Толуопское, 15 – Хорбусуонское); 6 – Попига́йская астроблема; 7 – алмазonoсные районы (I – Приморский, II – Анабарский, III – Куонамский, IV – Нижне-Оленекский, V – Приленский, VI – Средне-Оленекский); 8 – лицензионная площадь Арктической горной компании.

Fig. 1. Ancient diamond deposits within the Lena-Anabar subprovince (Grakhanov et al., 2010).

1 – Outcrops of Carnian diamondiferous rocks at the current level slice; 2 – potentially commercial Rhaetian placers; 3 – commercial quaternary placers; 4 – diamond occurrences in age-diverse intermediate headers, their age (a – low grades, б – high and top-cut grades); 5 – kimberlite fields (1 – Anabar, 2 – Starorechensk, 3 – Ary-Mastakh, 4 – Duken, 5 – Beriginde, 6 – Kuranakh, 7 – Luchakansk, 8 – West Ukukit, 9 – East Ukukit, 10 – Chomurdakh, 11 – Ogonyor-Yurakh, 12 – Merchimdensk, 13 – Kuoika-Molodo, 14 – Toluopka, 15 – Khorbusuonka); 6 – Popigai astrobleme; 7 – diamondiferous regions (I – Primorsk, II – Anabar, III – Kuonam, IV – Lower-Olenek, V – Pre-Lena, VI – Middle-Olenek); 8 – Arctic Mining Company's license area.

характерно для высокоалмазоносных пород. В них впервые фиксируются алмазы V + VII разновидностей (по Ю.Л. Орлову (1984)). Предполагается, что формирование россыпей с едиными типоморфными особенностями алмазов на большой территории северо-востока Сибирской платформы обусловлено следующим: эксплозии алмазоносных туфов охватывали значительные площади в позднеладинское и раннекарнийское время, а затем кратерные фации перерабатывались и перемещались в рэтскую и плинсбахскую трансгрессии. Фактически максимальное развитие раннеюрской трансгрессии охватывает область распространения экзо-тических алмазов V + VII разновидностей.

Возраст коренных источников алмазов исследуемых пирокластических образований может характеризоваться “кимберлитовыми” цирконами средне-позднетриасового тектономагматического этапа, уверенно прослеживаемых в более молодых мезозойских и кайнозойских промышленных россыпях, где отсутствуют средне-позднелазовские спектры цирконов, типичные для коренных месторождений алмазов центральной части Якутии. Осадочно-вулканогенные породы отличаются высокой алмазоносностью. Туфы западного крыла Булкурской антиклинали выделяются ураганной алмазоносностью – до 12.63 кар/м³, при средних параметрах 4.89 кар/м³. На этот участок оформлена лицензия на геолого-разведочные работы ООО “Арктическая горная компания”, которая входит в ПАО “Алмазы Арктики” (см. рис. 1).

В целом петрографические и аналитические исследования проводились предшественниками для пород, насыщенных пирокластикой и отобранных лишь в отдельных выходах. Породы, перекрывающие продуктивный пласт (туфоалевропесчаники и туфопесчаники), не опробовались, так как ни у кого не вызывало сомнения их осадочное происхождение. В связи с осуществляемыми поисково-оценочными работами появилась уникальная возможность уточнить мощности, вещественный состав и алмазоносность пород карнийского горизонта на западном склоне Булкурской антиклинали.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

С 2021 г. на западном крыле Булкурской антиклинали Арктической горной компанией было пройдено 406 скважин на 45 буровых линиях по сети (100–200–400) × (10–40) м общим объемом 6765 м (рис. 2). Бурение проводилось с отбором керновых и петрографических проб.

На данное время обработано и просмотрено 480 керновых шлиховых минералогических проб в Центральной аналитической лаборатории Вилюйской геолого-разведочной экспедиции ПАО

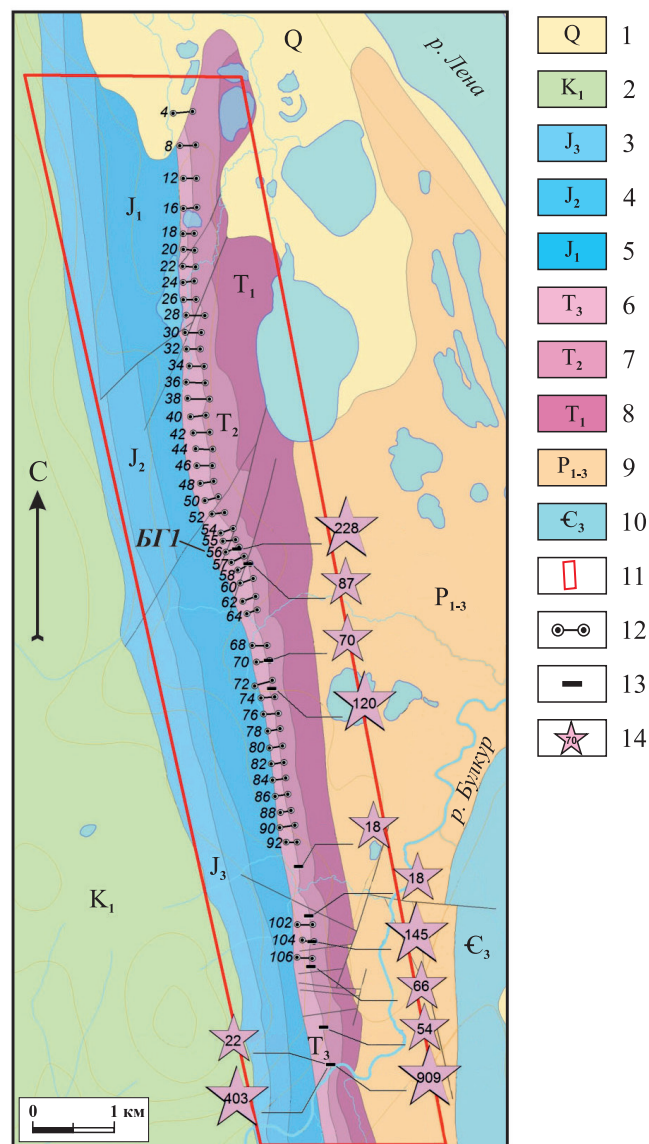


Рис. 2. Схема поисково-оценочных работ, проводимых Арктической горной компанией на северном фланге Булкурской антиклинали.

1 – квартал; 2 – меловая система, нижний отдел: песчаники, алевролиты; 3 – юрская система, верхний отдел: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 – юрская система, средний отдел: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 5 – юрская система, нижний отдел: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 6 – триасовая система, верхний отдел: ксенотуфобрекчии, ортогудфиты, паратугфиты, “ракушняки”, алевропесчаники, аргиллиты; 7 – триасовая система, средний отдел: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 8 – триасовая система, нижний отдел: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 9 – пермская система нерасчлененная: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 10 – кембрийская система, верхний отдел: доломиты; 11 – площадь работ Арктической горной компании в 2016–2022 гг.; 12 – буровые линии; 13 – канавы; 14 – находки алмазов в канавках, шт.

Fig. 2. The plan of the prospecting and evaluation works done by the Arctic Mining Company at the northern flank of the Bulkur Anticline.

1 – Quaternary; 2 – Lower Cretaceous: sandstones, aleurolites; 3 – Upper Jurassic: sandstones, aleurolites, argillites; 4 – Middle Jurassic: sandstones, aleurolites, argillites; 5 – Lower Jurassic: sandstones, aleurolites, argillites; 6 – Upper Triassic: xenotuff breccias, orthotuffites, paratuffites, shell deposits, aleuro-sandstones, argillites; 7 – Middle Triassic: sandstones, aleurolites; 8 – Lower Triassic: sandstones, aleurolites, argillites; 9 – Undivided Permian: sandstones, aleurolites, argillites; 10 – Upper Cambrian: dolomites; 11 – exploration area of the Arctic Mining Company in 2016–2022; 12 – drill lines; 13 – trenches; 14 – diamond occurrences in trenches, pcs.

“Алроса”, где были выделены и описаны алмазы и их минералы-спутники (пироп, хромшпинелид, пикроильменит и др.). Учитывая яркую прямую корреляционную связь содержания алмазов и пиропов, был сделан расчет их содержания в керновых пробах (кар/т), что впоследствии позволило ранжировать по продуктивности разновидности исследуемых пород. Во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ) нами описаны 300 шлифов с частичной диагностикой микроанализатором минерального состава, что и легло в основу данной статьи. При петрографической характеристике пород использовалась терминология, предложенная в Петрографическом кодексе (2009). Для пород с заметным содержанием осадочного материала применялась классификация А.В. Вана и Ю.П. Казанского (1985). Термин “туфоалевропесчаники” употреблен для осадочных пород, но в связи с присутствием примеси пирокластического материала ($\leq 10\%$) к наименованию породы прибавлена часть “туфо”, по аналогии с вариантом, предложенным в работе Е.Ф. Малеева (1980), для отнесения подобных образований. Состав минералов анализировался в напыленных углеродом шлифах на электронном микроскопе VEGA-3 производства фирмы Tescan (Чехия), оснащенный современным ЭДС-детектором Ultimmax 100 фирмы Oxford Instruments (Великобритания), обладающим высоким разрешением (до 10 Нм).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как уже отмечено, ранее изучалось только маломощное высокопродуктивное основание карнийского яруса, сложенное туффитами и туфами (Граханов и др., 2010, 2022), а туфоалевропесчаники, перекрывающие их до слоя “ракушняков”, не опробовались. Впервые Арктической горной компанией проведено минералогическое и петрографическое опробование перекрывающей туфы пачки, уточнены терминология и состав эксплозивно-обломочных и осадочно-вулканокластических об-

разований. В результате изучения минералогических проб и описания шлифов установлены алмазность и пестрый петрографический состав данных пород. В разрезе туфоалевропесчаники в разной мере и в различных количественных соотношениях включают линзы-прослои туфов, пара- и ортотуффитов, что отражается на прямой корреляции доминирующего пирокластического материала с высоким содержанием пиропов и находками алмазов (рис. 3). Тем самым установлено, что мощность такого потенциально продуктивного пласта может значительно возрастать, достигая по отдельным скважинам до 4–6 м. В итоге продуктивная пачка включает в себя прослои и линзы: туфов, туфов лапиллиевых, ксенотуфобрекчий, туфоконгломератов, ортотуффитов (пирокластиты от 50 до 90%), паратуффитов (пирокластиты от 10 до 50%), туфопесчаников и туфоалевролитов (пирокластиты $\leq 10\%$).

Геолого-петрографическая характеристика пород основания карнийского горизонта

Булкурская пачка залегает на континентальных песчаниках туус-балыкской пачки ладинского яруса среднего триаса (см. рис. 3, 4). Основание алмазонасной пачки обычно начинается слоем слаболифитизированных, участками лифитизированных, буровато-коричневых, бежево-серых средне-крупнообломочных ксенотуфов мощностью 0.2 м. В породе визуально фиксируются крупные пиропы. В кровле ксенотуфов в канаве ХГ56, пройденной Арктической горной компанией по буровой линии ОАО “Нижне-Ленское” БГ1 (см. рис. 2), была вскрыта линза выветрелых базальтов мощностью 15–20 см. Выше залегают линзовидные прослои темно-серых мелкозернистых толстоплитчатых туфоалевролитов мощностью 0.1–0.2 м. Туфоалевролиты (и, возможно, пепловые туфы) очень плотные, толстоплитчатые с ровными поверхностями напластования, четкими нижним и верхним контактами. Порода содержит невысокие концентрации пиропов. Верхнюю часть разреза булкурской пачки венчают черные блестящие и темно-серые мелколапиллиевые ксенотуфы с лапиллями черного шамозита и округлыми иллитовыми включениями. В породе фиксируются уплощенные ксенолитокласты песчаников и алевролитов. В средней части залегает прослой буровато-черных, буровато-коричневых туфов, где количество обломков кислых и средних пород увеличивается. Мощность лапиллиевых туфов варьирует от 0.3 до 0.7 м, в среднем составляя 0.4 м. Перекрывает булкурскую пачку слой мощностью 2.0 м темно-серых туфоалевропесчаников с тонкими линзами-прослоями туфогравелитов и по отдельным разрезам светло-серых грубозернистых песчаников мощностью 1.0–2.0 м, на которых залегают органогенные алевролиты и

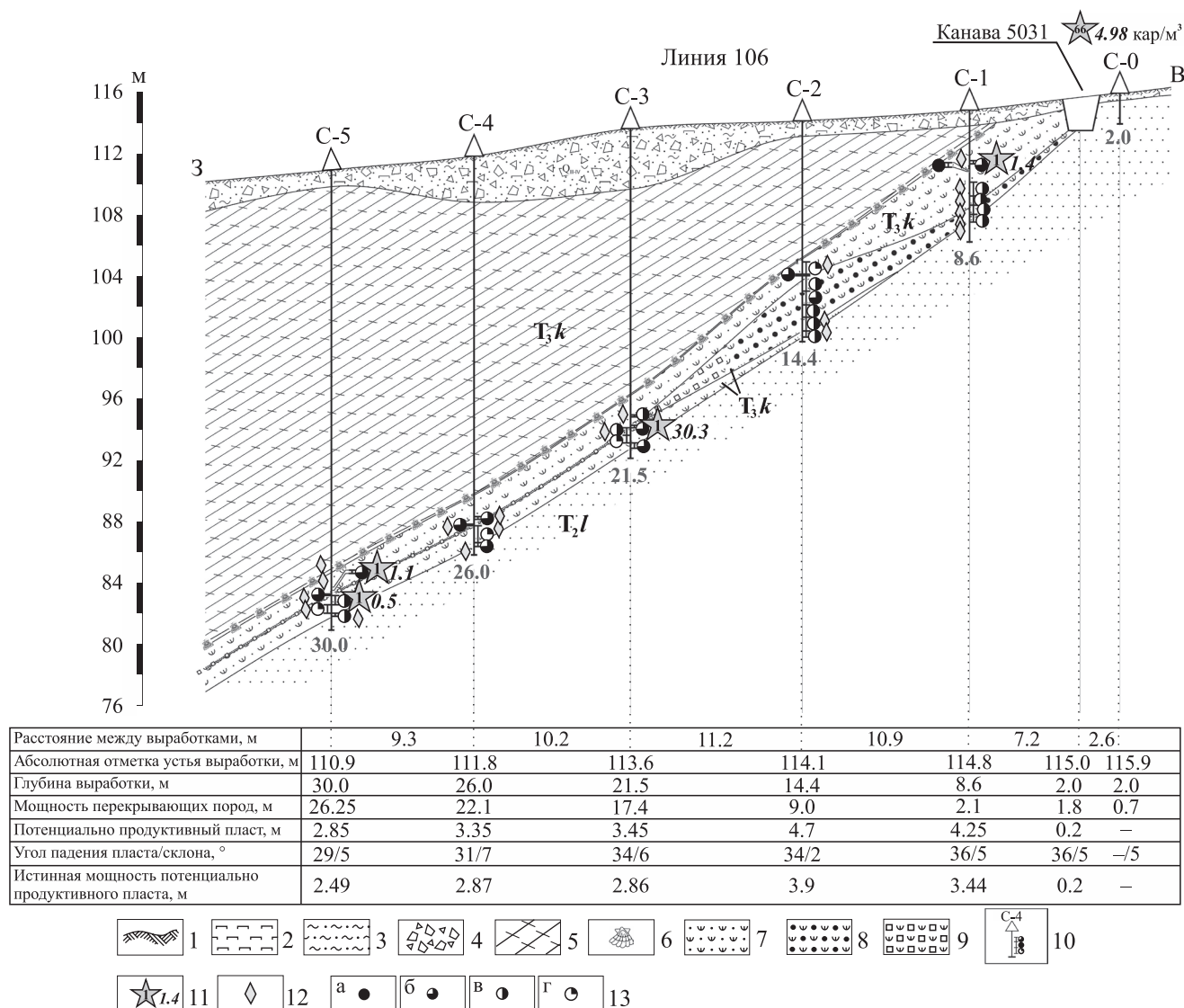


Рис. 3. Разрез осадочно-вулканокластических пород основания карнийского яруса.

1 – почвенно-растительный слой; 2 – лед; 3 – суглинки; 4 – дресса, щебень, глыбы; 5 – аргиллиты; 6 – “ракушняк”; 7 – туфоалевропесчаники с редкими интервалами паратUFFитов и ортотUFFитов; 8 – ортотUFFиты; 9 – ксенотUFFобрекчии; 10 – скважина, ее номер, результаты опробования; 11 – находки алмазов, шт.; среднее содержание, кар/т; 12 – места отбора петрографических проб; 13 – содержание пиропов, кар/т: а – 1000, б – 100–1000, в – 10–100, г – 0–10.

Fig. 3. Section of Carnian sedimentary volcanoclastic rocks.

1 – top soil; 2 – ice; 3 – loam soil; 4 – gruss, detritus, boulders; 5 – argillites; 6 – shell deposits; 7 – tuff aleuro-sandstones with occasional intervals of paratuffites and orthotuffites; 8 – orthotuffites; 9 – xenotuff breccias; 10 – well, its number, sampling results; 11 – diamond occurrences, pcs; average grade of CPT; 12 – petrographic sampling; 13 – pyrope grade, CPT: a – 1000, б – 100–1000, в – 10–100, г – 0–10.

аргиллиты осипайской свиты с многочисленной карнийской фауной (“ракушняки”, см. рис. 3, 4). Туфоалевропесчаники и “ракушняки” до настоящего времени не были изучены и опробованы, хотя не исключалась их потенциальная алмазоносность (Граханов и др., 2022). Мощность туфов и ксенотUFFобрекчий варьирует от 0.1 до 2.2 м, туфоалевропесчаников – от 2.0 до 4.0 м.

КсенотUFFобрекчии темно-серые, серые, бежево-серые, коричневатые-серые кристалло-витро-литокластические крупно-среднеобломочные, крупно-мелко-среднеобломочные породы образованы овальными, округлыми и угловатыми измененными литокластами, витро-литокластами (~80–90%) и кристаллокластами кварца, полевых шпатов, чешуй гидратированной слюды, псевдоморфоз по

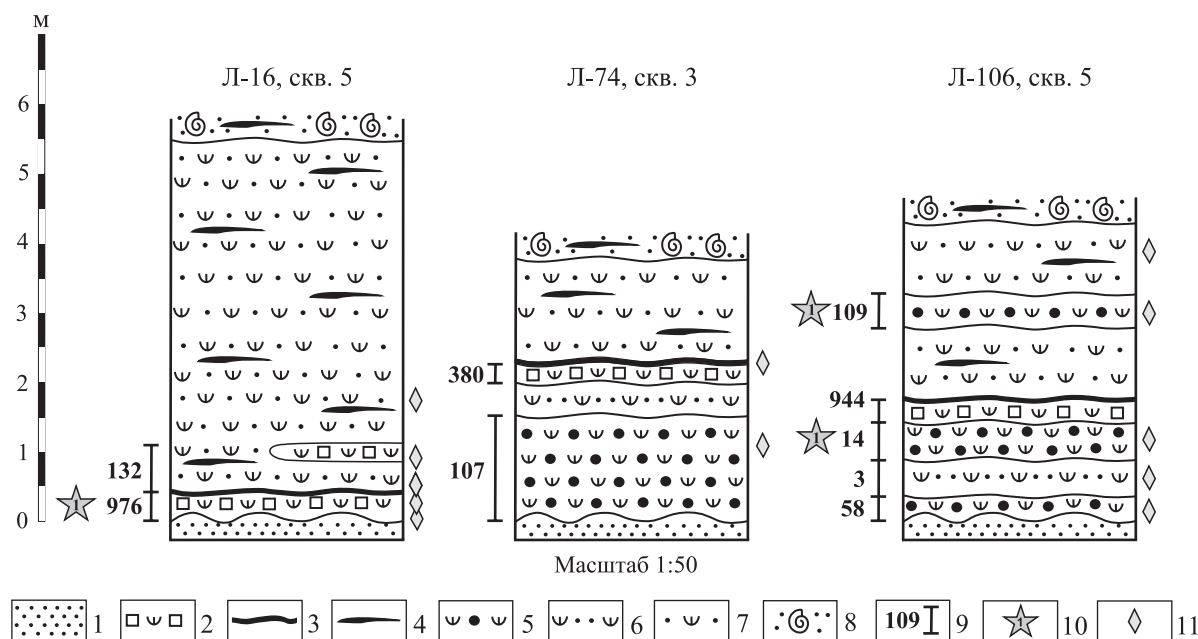


Рис. 4. Разрез осадочно-вулканокластических пород булкурской пачки основания карнийского яруса.

1 – песчаники ладинского горизонта; 2 – ксенотуфобрекчии; 3 – туфы; 4 – линзы пепловых туфов тонкообломочных; 5 – ортотуффиты; 6 – паратуффиты; 7 – туфоалевропесчаники; 8 – “ракушняк”; 9 – интервал кернового опробования, содержание пиропов, кар/т; 10 – находки алмазов, шт.; 11 – места отбора шлифов.

Fig. 4. Section of sedimentary volcanoclastic rocks of the Bulkur member of the Carnian base.

1 – sandstones of the Ladinian horizon; 2 – xenotuff breccias; 3 – tuffs; 4 – lens of fine ash tuffs; 5 – orthotuffites; 6 – paratuffites; 7 – tuff aleuro-sandstones; 8 – shell deposits; 9 – core sampling intervals, pyrope grade of CPT; 10 – diamond occurrences, pcs; 11 – section sampling sites.

оливину (?), чрезвычайно редкими биокластами, заключенными в основную массу, выполненную хлоритом, гидрослюдой, кальцитом (рис. 5, 6).

Преобладающие витро-литокласты имеют апогиалиновую и апокриптокристаллическую структуру, массивную текстуру, сложены оливковым хлоритом, бежево-оливковым хлорит-гидрослюдистым агрегатом с микровкраплениями рудного минерала. Подобным редким округлым литокластам свойственно концентрически-зональное строение, обусловленное закономерным распределением рудных минералов. В ксенотуфобрекчии распространены бежево-коричневые и буровато-коричневые литокласты, в разной степени пропитанные пылеватым агрегатом лейкоксена и/или гидроксидов железа, подчеркивающим порфировые и кристаллокластические структуры, брекчиевые и автолитовые текстуры, и насыщенные мелкими лейкоксенизированными железо-титанистыми минеральными фазами и рутилом. Встречаемые отдельные бурые округлые литокласты и их обломки с автолитовой текстурой, маркированной бежевыми и буровато-бежевыми тонкими кольцевыми зонами, в центре могут содержать кварц, пироп, хромшпинелид, преобразованные железомagneзиальные силикаты. В редких включениях с автоли-

товой структурой в центральной части наблюдаются обломки полностью хлоритизированных долеритов с апоофитовой структурой. В автолитовых литокластах может быть проявлена радиальная трещиноватость, происхождение которой является дискуссионным. В различных количествах рассмотренные литокласты могут содержать мелко-среднеобломочные осадочные зерна.

Наблюдаемая сопряженность двух приведенных разновидностей пород, а именно единичные включения бурых автолитов в хлоритизированных витрокластах или бурые оболочки с флюидальной текстурой, обрамляющие витрокласты, свидетельствует об их принадлежности к единому источнику, связанному с минералами-спутниками и алмазами.

В меньшем объеме в ксенотуфобрекчиях присутствуют овальные и угловатые обломки мелко- и среднекристаллических долеритов с офитовой структурой, замещенных хлоритом и хлорит-гидрослюдистым агрегатом, иногда до такой степени, что едва заметны контуры псевдоморфоз. Встречаются округлые обломки базальтов с апоинтерсертальной структурой, угловатые обломки порфировых и афировых андезитов с пилотакситовой и микролитовой основной массой, оваль-

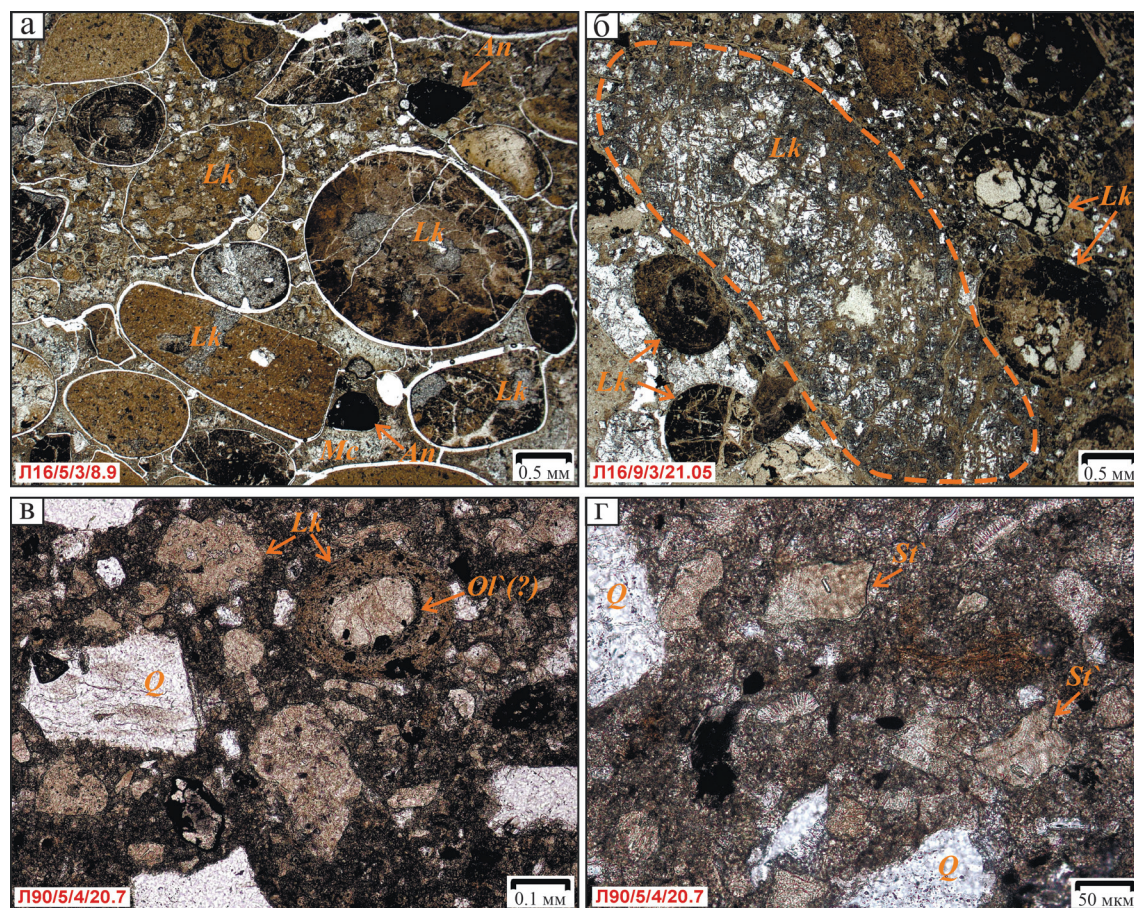


Рис. 5. Микрофотографии шлифов ксенотуфобрекчий и включений пепловых туфов.

а – типичная структура и неоднородная связующая масса ксенотуфобрекчий; б – в центре крупный карбонатизированный обломок с реликтовой панидиоморфной структурой (дунит?); в, г – сидеритизированные пепловые туфы; шлифы без анализатора. *Lk* – литокласты; *St'* – измененное стекло; *An* – анатаз; *Mc* – гидрослюда; *Ol*(?) – псевдоморфоза тонкочешуйчатого хлорита по оливину; *Q* – кварц.

Fig. 5. Photomicrographs of xenotuff breccia sections and enclaves of ash tuffs.

а – a typical structure and heterogenous binder mass of xenotuff breccias; б – a large carbonized fragment with relic panidiomorphic texture (dunite?); в, г – sideritized ash tuffs, sections without analyzers. *Lk* – lithoclasts; *St'* – metamorphosed glass; *An* – anatase; *Mc* – hydromica; *Ol*(?) – pseudomorphosis of fine chlorite by olivine; *Q* – quartz.

ные обломки трахитов и слюдитов. Удлиненно-овальные обломки, нацело кальцитизированные, с реликтовой панидиоморфной структурой могут относиться к преобразованным дунитам (см. рис. 5б).

В породе распространены овальные и удлиненно-овальные буровато-кирпичные литокласты тонко-мелкообломочных, средне-тонко-мелкообломочных пепловых туфов лито-витро-кристаллокластических размером от 1.5×1.0 до 2×5 см, с типичной темно-серой тонкой оболочкой. Пепловые туфы сложены преобладающими обломками преобразованных магнезиально-железистых силикатных минералов (выполненными микрочешуйчатым хлоритом, хлорит-гидрослюдистым агрегатом) и хлоритизированных витрокластов, оскольчатого кварца (15%), чешуями светлой и темной слю-

ды, встречаются редкие осколки пиропы и углефицированный растительный детрит (см. рис. 5в, г). Для некоторых округлых измененных включений характерна автолитовая текстура, обусловленная концентрически-зональным распределением микрокристаллов титаножелезистых оксидов, рутила и буровато-серого пылеватого лейкоксена. В центре автолита может находиться овальная псевдоморфоза хлорит-гидрослюдистого агрегата по оливину (?). Связующая масса и кластический материал пепловых туфов обычно замещены сидеритом (25–80%) в ассоциации с альбитом. В породе отмечаются рудные минералы – лейкоксенизированный рутил и мелкие псевдоморфозы преобразованного рутила по ильмениту с сохранившейся келифитовой каймой.

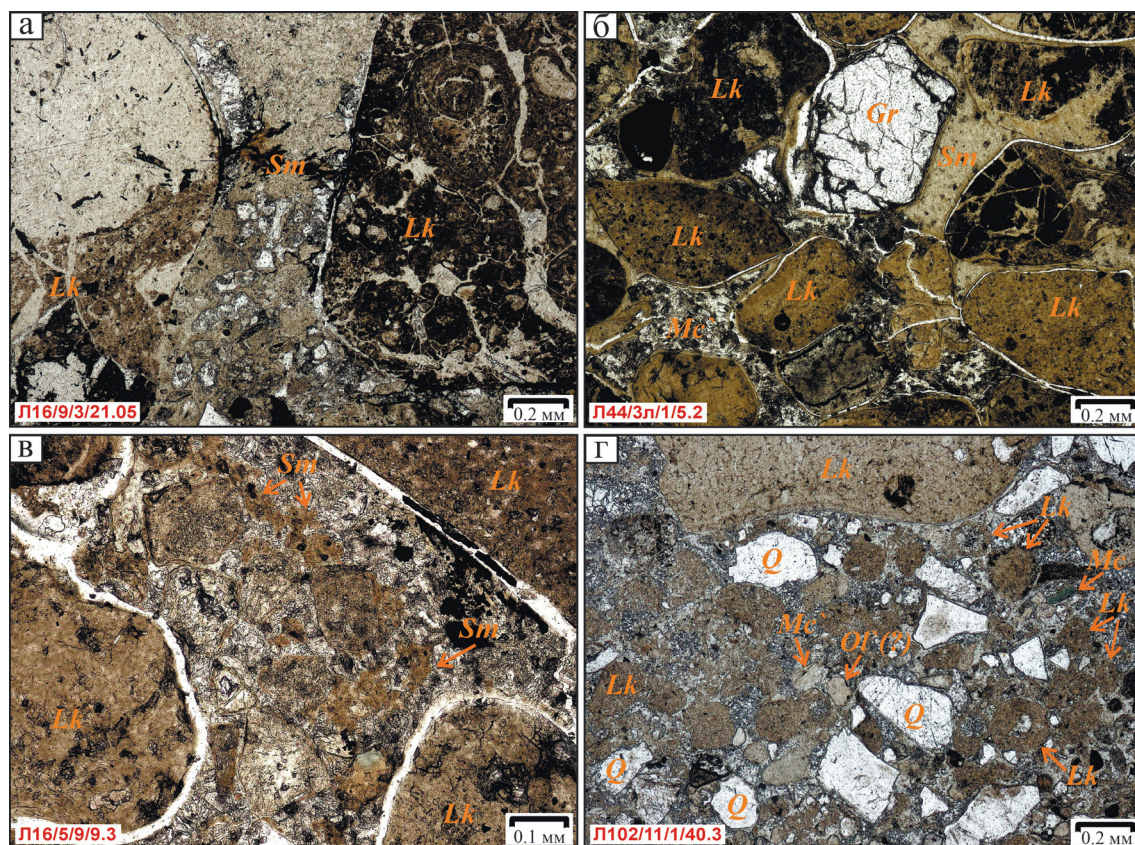


Рис. 6. Микрофотографии шлифов ксенотуфобрекчий.

а, б – преобразованные литокласты туфобрекчий, литокласты с апокриптокристаллической структурой и обломок граната, заключенные в апогиалиновую хлоритизированную основную массу, на отдельных участках гидрослюдастую; в – реликты связующей массы; г – сегрегационная текстура связующей массы, обособленные литокласты с включениями тонко раздробленных осадочных зерен; в крайней правой части показана зеленая фукситовая слюда; шлифы без анализатора. *Lk* – литокласты; *Mc* – слюда; *Mc'* – гидратированная слюда; *Gr* – гранат; *Ol*(?) – псевдоморфоза тонкочешуйчатого хлорита по оливину; *Q* – кварц; *Sm* – связующая масса.

Fig. 6. Photomicrographs of xenotuff breccia sections.

а, б – altered lithoclasts of tuff breccias, lithoclasts with apocryptocrystal structure and a garnet fragment confined in apohyaline chloritized ground mass, in some places – hydromicas; в – relicts of the binder mass; г – segregated texture of the binder mass, separate lithoclasts with enclaves of finely divided sedimentary grains; the rightmost part demonstrates green fuchsite mica; sections without analyzers. *Lk* – lithoclasts; *Mc* – mica; *Mc'* – hydrated mica; *Gr* – garnet; *Ol*(?) – pseudomorphosis of fine chlorite by olivine; *Q* – quartz; *Sm* – binder mass.

Связующая масса ксенотуфобрекчий имеет неоднородное строение, главным образом полностью сложена хлоритом, гидрослюдой, кальцитом в ассоциации с анальцимом или альбитом. На отдельных участках представлена оливковой хлоритовой и бежево-оливковой хлорит-гидрослюдистой апостекловатой основной массой с реликтовыми гиалиновой или криптокристаллической структурами (см. рис. 6а, б). В области насыщения осадочными зернами в основной массе просматривается флюидальная текстура по ориентированному и потоковидному распределению чешуй вторичного хлорит-гидрослюдистого агрегата. При преобладании кальцита, пачек гидрослюды и светло-зеленоватого хлорита в связующей массе наблюда-

ются ее реликтовые фрагменты в виде амебовидных участков, тонких оболочек вокруг зерен (см. рис. 6в), а также обособлений в качестве мелких округлых и овальных литокластов, иногда с ядерными автолитовыми текстурами (см. рис. 6г).

Акцессорные минералы ксенотуфобрекчий – циркон, хромшпинелид, пироп (табл. 1), лейкоксенизированные анатаз и рутил, турмалин.

В кровле ксенотуфобрекчий прослеживаются прослои-линзы серых, коричнево-серых туфов среднеобломочных литокластических мощностью до 10 см. Породы образованы овальными и округлыми литокластами с реликтовой криптокристаллической структурой (рис. 7а, б). Основная масса литокластов полностью хлоритизирована

Таблица 1. Химический состав аксессуарных минералов из шлифов туфогенных пород основания карнийского яруса западного склона Булкурской антиклинали

Table 1. Chemical composition of accessory minerals from tufogenic rocks of the Carnian base the west flank of the Bulkur Anticline

Пироп										
№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Сумма	
1	39.81	1.01	21.87	10.33	0.29	21.53	4.54	1.12	100.49	
2	42.55	1.05	21.81	8.86	0.32	20.66	4.01	0.67	99.94	
3	43.11	0.84	21.43	7.77	0.23	21.95	4.18	1.29	100.78	
4	42.88	0.24	22.71	6.35	0.26	22.9	3.77	0.89	100.00	
Шпинелиды										
№ п.п.	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MgO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма			
5	4.56	7.36	25.42	15.87	—	46.39	99.60			
6	—	44.20	13.07	19.27	0.27	23.27	100.07			
Флогопит										
№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	F	Сумма
7	38.85	5.93	11.04	9.33	18.77	0.70	7.13	2.81	4.09	98.67
8	40.63	4.27	12.22	8.27	20.76	1.21	7.50	—	6.48	101.34
Анальцит										
№ п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	Сумма					
9	54.87	21.05	0.12	12.39	88.42					
10	55.22	21.26	0.11	12.64	89.23					
Альбит										
№ п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	Сумма						
11	61.19	24.22	14.55	99.96						
Хлоритовый и гидрослюдисто-хлоритовый агрегаты										
№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
12ц	25.09	—	22.76	34.47	5.12	—	—	—	—	87.44
13ц	27.87	—	24.70	31.93	4.02	—	0.28	—	—	88.80
14в	29.33	0.22	23.05	28.06	3.82	0.33	0.89	0.45	—	86.15
15в	31.56	0.40	22.16	30.86	3.93	0.42	0.75	0.26	—	90.34
16в	29.44	0.61	22.74	28.74	4.69	0.26	0.61	—	—	87.09
17в	25.34	1.39	19.91	26.10	4.27	0.26	0.48	—	0.25	77.99
Герсдорфит										
№ п.п.	Fe	Co	Ni	Sb	As	S	Сумма			
18	9.38	5.07	19.53	0.33	39.79	25.9	100.00			
19	13.22	4.24	16.10	—	38.38	28.06	100.00			
20	13.56	3.79	17.87	—	37.52	27.26	100.00			
Пирит										
№ п.п.	Fe	Ni	As	S	Сумма					
21	43.26	2.49	7.74	46.51	100.00					
22	44.20	—	0.48	55.33	100.00					
23	44.91	—	—	55.09	100.00					

Примечание. Туфы (№ 1, 12ц – обр. Л116/5/3/8.9); ксенотуфобрекчии (№ 2, 11, 14в–17в – обр. Л44/1/3/13.6); пепловые туфы (№ 3, 7, 8, 18–23 – обр. Л90/5/4/20.7); ортотуффиты (№ 4–6, 9, 10 – обр. Л106/3/1/18.67); паратуффиты (№ 13ц – обр. Л92/5/3/23.9); ц – цемент, в – литокласт. Прочерк – не обнаружено.

Note. Tuffs (No. 1, 12ц – sample Л116/5/3/8.9); xenotuff breccias (No. 2, 11, 14в–17в – sample Л44/1/3/13.6); ash tuffs (No. 3, 7, 8, 18–23 – sample Л90/5/4/20.7); orthotuffites (No. 4–6, 9, 10 – sample Л106/3/1/18.67); paratuffites (No. 13ц – sample Л92/5/3/23.9); ц – cement, в – litoclast. Dash – not found.

на и равномерно пропитана микрокристаллами сидерита, включает мелкие чешуи слюды, точечные вкрапления железотитанистых оксидов, спорадически встречаются алевроаргиллитовые зерна кварца, полевых шпатов, округлые псевдоморфозы хлорита по оливину (?) и раковины гастропод. Связую-

щая масса от литокластов слегка отличается чуть большим содержанием железотитанистых оксидов и может в значительном количестве концентрировать зерна, находящиеся на контакте алевропесчаников, подчеркивая контуры обломков. На контакте, в вышезалегающих алевропесчаниках, наблюда-

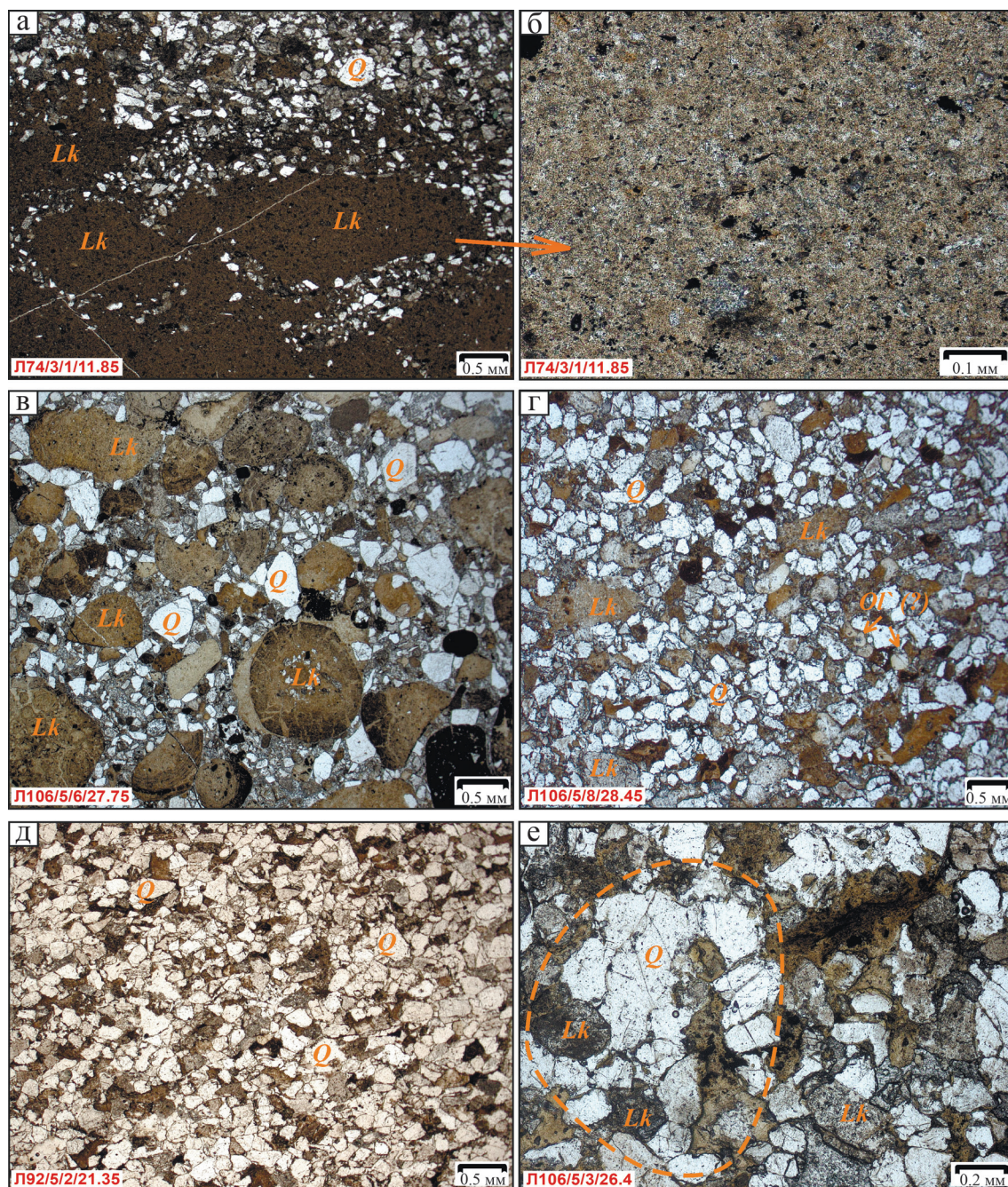


Рис. 7. Микрофотографии пород.

а – туфы на контакте с туфоалевропесчаниками; б – апокриптокристаллическая структура хлоритизированной основной массы туфов; в – ортотуффиты; г – паратуффиты; д, е – туфоалевропесчаники; е – штриховой линией выделен обломок частично дезинтегрированного песчаника с включениями андезибазальтов; прослеживается флюидальная текстура в хлоритизированной и лейкоксенизированной связующей массе; шлифы без анализатора. *Lk* – литокласты; *Q* – кварц; *Ol*(?) – псевдоморфоза тонкочешуйчатого хлорита по оливину.

Fig. 7. Photomicrographs of rocks.

а – tuffs at the interface with tuff aleuro-sandstones; б – apocryptocrystalline structure of chloritized ground mass of tuffs; в – orthotuffites; г – paratuffites; д, е – tuff aleuro-sandstones; е – dashed line highlights a fragment of a partly disintegrated sandstone with enclaves of andesibasalts; fluidal texture is traced in chloritized and leucoxenized binder mass; sections without analyzers. *Lk* – lithoclasts; *Q* – quartz; *Ol*(?) – pseudomorphosis of fine chlorite by olivine.

ются дезинтеграция и брекчиевая текстура за счет хаотичного распределения линз литокластов туфов согласно контакту либо в виде связующей массы, обрамляющей отдельные округлые обломки алевропесчаников и выполняющей в них межзерновое пространство.

В некоторых разрезах и канаве БГ-1 в приведенных породах отмечались линзы-прослои темно-коричнево-серых и темно-серых лапшилиевых туфов мощностью 0.3–0.7 м, отличающиеся выдержанным размером (0.1–0.3 см) округлых и овальных лапиллей (около 70%), образованных шамозитом и иллитом. Структура пород крупно-среднеобломочная литокластическая. Тип цемента – контактово-поровый карбонатный, может содержать терригенный материал (<5%). Лапилли подобны витро-литокластам из ксенотуфобрекчий по реликтовым структурно-текстурным особенностям, вторичным преобразованиям, количественному соотношению.

Ортотуффиты светло-бежево-серые, бежево-серые среднеобломочные, мелко-среднеобломочные и средне-мелкообломочные породы с кристалло-литокластической структурой и слоистой текстурой, сложены преобладающими обломками и включениями пирокластики (55–70%, редко 80–85%), осадочными зернами кварца, полевых шпатов, чешуями гидратированной слюды и углефицированным растительным детритом. Связующая масса либо отсутствует (контакт обломков соответствует типу соприкосновения), либо имеет магматическое происхождение, либо находится в сочетании с цементом пленочным гидрослюдистым и поровым хлоритовым с кальцитом, анальцитом и альбитом (см. табл. 1).

Пирокластический материал в основном присутствует в виде овальных, округлых и пламевидных включений пород, полностью замещенных тонко-чешуйчатым хлоритом, хлорит-гидрослюдистым агрегатом и различающихся реликтовыми структурами – гиалиновой, гиалопилитовой, криптокристаллической, порфировой, микролитовой, и текстурами – массивной, флюидальной, автолитовой и концентрически-зональной (см. рис. 7в). Структурно-текстурные особенности литокластов просматриваются благодаря разной степени концентрации пылеватого лейкоксена и по распределению мелких кристаллов лейкоксенизированных железотитанистых или титанистых оксидов (ильменит?, рутил), а также дифференцированному соотношению хлорита и гидрослюды. Особенности их строения и взаимоотношения подобны приведенным для литокласт из ксенотуфобрекчий. Границы данных литокласт неопределенные, могут иметь четкие контуры или теряться в осадочном материале в виде проникновения “расплава” по трещинам в осадочных зернах, представляя собой связующую массу, о чем свидетельствуют иногда

присущие им струйчатые, струйчато-флюидальные и флюидальные текстуры.

В значительно меньшем количестве (7–10%) в породе отмечаются овальные и угловатые обломки хлоритизированных долеритов с реликтовой офитовой структурой; угловатые и округлые обломки андезибазальтов с плагиофировой структурой и пилотакситовой основной массой, гиалопилитовых и порфировых андезитов, порфировых и афировых дацитов с микрофельзитовой основной массой; оскольчатые и угловатые обломки риолитов с микрофельзит-вариолитовой и вариолитовой структурами; овальные обломки (порода/минерал?), образованные пачками гидрослюды. В породе встречаются (≈1%) идеально овальные, реже округлые мелкие включения, выполненные относительно светло-зеленым тонкочешуйчатым хлоритом. Возможно, подобные включения являются псевдоморфозами по ранее серпентинизированному железомagneзиальному силикату (по оливину?).

Зерна осадочного материала угловатые, оскольчатые, реже оглаженные, обычно трещиноватые, зачастую раздроблены с характерными элементами деформационного угасания.

Акцессорные минералы ортотуффитов – гранат, хромшпинелид, рутил, анатаз, турмалин, циркон.

Паратуффиты светло-серые и светло-бежево-серые среднеобломочные, мелко-среднеобломочные (?) средне-мелкообломочные, мелкообломочные породы с лито-кристаллокластической структурой и слоистой текстурой (см. рис. 7г), сложены преобладающими осадочными зернами кварца (50–75%) и полевых шпатов (≈10–15%) с примесью биотита, мусковита, гидрослюды и подчиненным количеством обломков вулканических пород (15–40%). Паратуффиты в разной степени насыщены углефицированным растительным детритом, иногда образующим частые тонкие прослои. В целом по морфологическим особенностям осадочных зерен, составу, структурно-текстурным особенностям, количественным соотношениям и преобразованиям обломков пирокластики, типу цемента и набору акцессорных минералов паратуффиты являются аналогом ортотуффитов.

Туфоалевропесчаники серые, светло-зеленовато-серые, зеленовато-серые неравномерно зернистые неяснослоистые с тонкой комковато-линзово-слоистой текстурой, образованы разноразмерными (0.03–0.35 мм) осадочными зернами преобладающего кварца (≈65–70%), плагиоклаза (альбита, серицитизированного олигоклаза-андезина), калиево-натриевого полевого шпата, микроклина, чешуями гидрослюды и темной слюды (биотит, флогопит?), редкими овальными псевдоморфозами хлорита и гидрослюды по железомagneзиальному минералу (оливину?), угловатыми обломками кремней, средних и кислых по составу вулканических пород (5–7%), обломками песчаника, раковин

нами гастропод (см. рис. 7д). В породе тип цемента, поровый и соприкосновения, представлен хлоритом и кальцитом, также развитыми по пирокластике и отдельным осадочным зернам. Вблизи ксенотуфовых и туфовых линз в туфоалевропесчаниках наблюдается увеличение доли оливковой измененной апостекловатой или апокриптокристаллической основной массы ($\approx 10\%$) с флюидальной текстурой, хлорит-гидрослюдистым составом и микровключениями лейкоксенизированных железотитанистых минеральных фаз.

Обломки вулканических пород имеют оскольчатые и угловатые формы, по особенностям реликтовой структуры и вторичных преобразований могут относиться к андезибазальтам, андезитам, дацитам и риолитам. Подобные по составу включения средних и кислых вулканических пород отмечаются в уцелевших от дезинтеграции мелких обломках туфоалевропесчаника (см. рис. 7е).

В породе распространены буровато-рыжие линзы тонкообломочного пеплового туфа, преобразованного в лейкоксен-хлорит-гидрослюдистый агрегат либо замещенного микрокристаллическим сидеритом с характерными комковатой и струйчато-флюидальной текстурами. Подобные линзы содержат в разных количественных соотношениях алеврит-алевролитовые и песчаные осадочные зерна. Границы линз отчетливые или теряются, образуя связующую массу в приконтактовом осадочном материале.

Акцессорными минералами туфоалевропесчаников являются циркон, лейкоксенизированные

анатаз и рутил, хромшпинелид (0.07×0.07 мм), турмалин.

На отдельных частях разреза в основании горизонта туфоалевропесчаников присутствуют мало мощные (до 10 см) рыжевато-серые линзы пиритизированных, полностью преобразованных, кристалло-лито-витрокластических туфов крупно-среднеобломочных (рис. 8а), сложенных округлыми и овальными включениями с гиалиновой или криптокристаллической основной массой, превращенной в хлорит-гидрослюдистый агрегат. В литокластах прослеживаются измененные кристаллиты, редкие мелкие вкрапленники, микрокристаллы лейкоксенизированных железотитанистых оксидов. Более половины включений неравномерно пропитано пылевым агрегатом лейкоксена, подчеркивающим флюидальную, брекчиевую, зонально-концентрическую и автолитоподобную текстуры пород. Связующая масса (5–7%) образована хлоритом и содержит осадочные зерна (2%). В данной породе обнаружены обломки трещиноватых пиропов (см. табл. 1, № 1) размером от 0.3×0.3 до 1.5×1.0 мм (рис. 8б).

“Ракушняк” обычно светло-зеленовато-серый, светло-бежево-серый с зеленоватым оттенком мелко-средне-крупнообломочный, образован в основном крупными обломками раковин двустворок (25–45%) и зачастую хаотично расположенными зеленовато-серыми, серыми и темно-серыми линзовидными, овальными и караваеобразными литокластами (0.5×0.5 до 3×5 см), заключенными в осадочно-пирокластический мат-

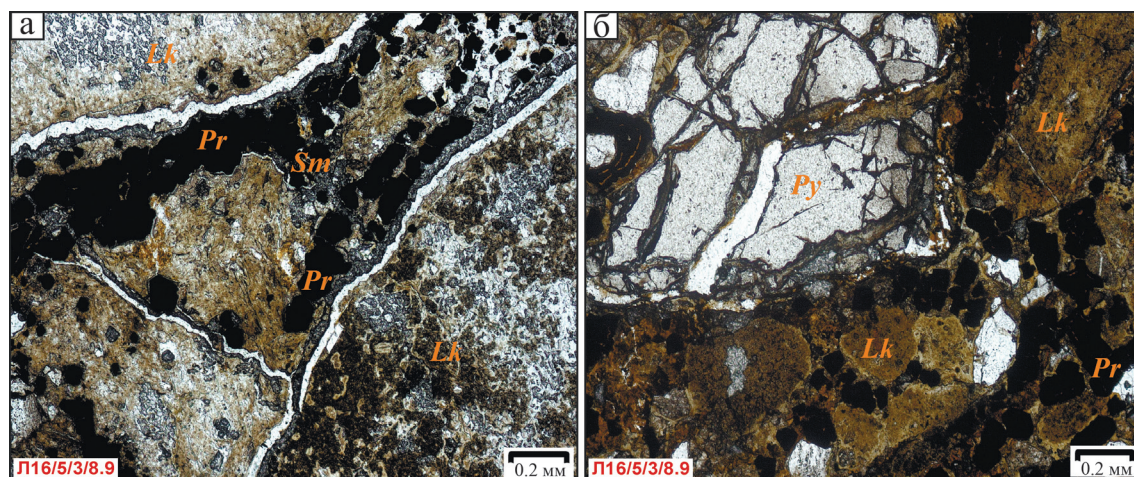


Рис. 8. Микрофотографии туфов.

а – хлоритизированные витро-литокласты и апостекловатая основная масса, неравномерно пиритизированная; б – кристаллокласт пиропы (см. состав в табл. 1, № 1); шлифы без анализатора. Lk – литокласты; Sm – связующая масса; Py – пироп; Pr – пирит.

Fig. 8. Photomicrographs of tuffs.

а – chloritized vitroclasts and apovitic ground mass, heterogeneously pyritized; б – pyrope crystalloclast (composition in Tabl. 1, No. 1); sections without analyzers. Lk – lithoclasts; Sm – binder mass; Py – pyrope; Pr – pyrite.

рикс с мелко-среднеобломочной (рис. 9а), мелко-тонкообломочной, мелкообломочной структурами. Наблюдаемая по вертикали смена структур осадочно-пирокластического материала определяет слоистую текстуру, а на отдельных интервалах – хаотичное распределение крупных включений, иногда обрамленных створками раковин, и различная ориентировка створок по удлинению обуславливают брекчиевую текстуру “ракушняка”.

Исследованные серые крупные включения представлены туфом средне-крупнообломочным лито-витрокластическим андезитового (?) либо основного состава (?), неравномерно насыщенным отдельными зернами и обломками полевошпатовых кварцевых туфоалевропесчаников (см. рис. 9б), биокластикой. Среди крупных включений также отмечаются пепловые туфы.

Мелко-среднеобломочный (0.01–2.00 мм) осадочно-пирокластический матрикс представлен обломками пирокластике (25%), оскольчатymi, угловатыми и оглаженными зернами кварца (10–20%), плагиоклаза, калиево-натриевого полевого шпата (первые проценты), раковинами гастропод (см. рис. 9а). Пирокластический материал определяется по реликтовым структурно-текстурным признакам, выделяются округлые и овальные обломки долеритов с офитовой структурой, вариолитовых базальтов (?), андезибазальтов, гиалопилитовых андезитов; оскольчатые и угловатые обломки дацитов (?) и риолитов. В небольшом количестве присутствуют обломки туфов с концентрически-зональными, автолитовыми структурами и мелкие идеально овальные хлоритизированные включения

(силикатный минерал либо измененное стекло?). Цемент поровый карбонатный, порой с мелкими идиоморфными кристаллами анальцима. Карбонатом замещена часть включений пирокластике и зерен осадочных пород.

Мелко-тонкообломочный (≤ 0.1 мм) осадочно-пирокластический матрикс (пепловый туф) имеет комковатую текстуру и состоит из аллотриоморфного альбита, чешуй мусковита и гидрослюда, преобразованного рудного минерала (титаномагнетит, ильменит?) и преобладающей болотно-оливковой основной массы хлорит-гидрослюдистого состава с реликтовой криптокристаллической структурой, практически нацело сидеритизированной и неравномерно кальцитизированной. На отдельных интервалах пепловый туф приобретает тонкослоистую текстуру в связи с разной степенью обогащения мелко- и среднеобломочными зернами кварца и полевых шпатов, включениями пирокластике, чешуями мусковита, биокластами (створками, раковинами гастропод).

Акцессорные минералы “ракушняка” – циркон, осколки граната ($0.05 \times 0.05 - 0.1 \times 0.3$ мм), угловатые обломки хромшпинелида (0.3×0.15 мм), лейкоксенизированные рутил и анатаз.

В рассмотренных разновидностях пород основания карнийского горизонта элементом эруптивного воздействия является наблюдаемая трещиноватость осадочных зерен с характерными для них деформационными элементами угасания, вплоть до раздробленности на микроблоки, что наиболее проявлено в кварце как в крайне хрупком минерале. Магматическая природа отдельных участ-

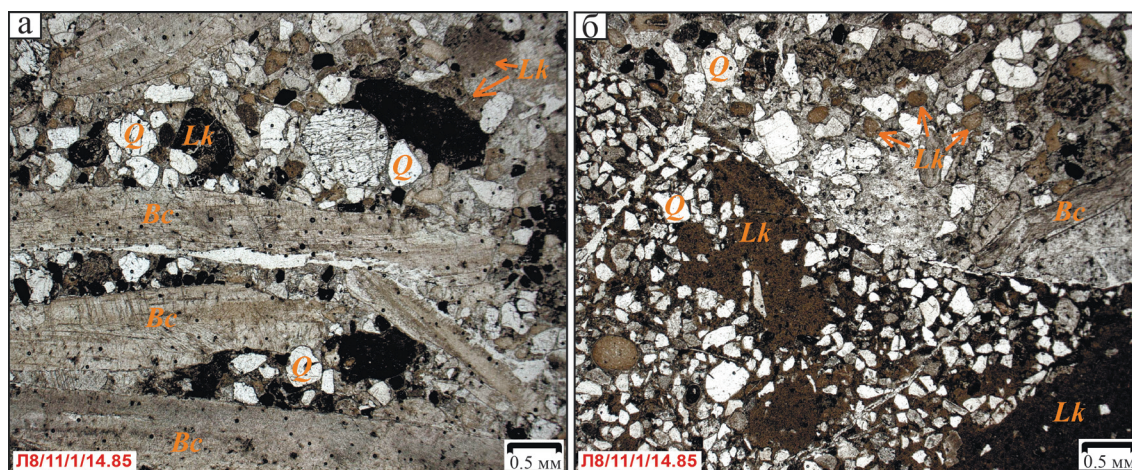


Рис. 9. Микрофотографии “ракушняка”.

а – обломки створок заключены в мелко-среднеобломочный осадочно-пирокластический матрикс; б – “ракушняк” (верху) на контакте с туфом; шлифы без анализатора. Lk – литокласты; Bc – биокласты; Q – кварц.

Fig. 9. Photomicrographs of shell deposits.

а – valve fragments are confined in fine-to-medium detrital sedimentary-pyroclastic matrix; б – shell deposits (top) at the interface with tuff; sections without analyzers. Lk – lithoclasts; Bc – bioclasts; Q – quartz.

ков связующей основной массы объясняется флюидальной текстурой, подчеркнутой пылеватым агрегатом лейкоксена и “обтеканием” зерен и включений, а также подтверждается проникновением расплава по трещинам и разьединением минералов, реже более ранних включений пирокластики на отдельные фрагменты. Данные признаки свидетельствуют о принадлежности пород к кратерной фации и близком расположении жерла.

Наиболее поздние преобразования охарактеризованных пород выражены в карбонатизации, пиритизации и глинизации. Карбонатом (> кальцит, сидерит, анкерит) спорадически замещаются основная масса, отдельные обломки пород и зерна. Пирит в виде изометричных кристаллов и сплошного выполнения отдельных участков основной массы прослеживается в породах вдоль напластования и преимущественно локализован в пирокластическом материале. В туфах и ксенотуфобрекциях пирит маркирует внешние и внутренние границы включений, иногда полностью заполняя их и связующую массу, а также трассирует линейные зоны, пронизывающие породы. Глинизация наиболее типична для ксенотуфобрекций, туфов и ортотуффигов, в результате породы приобретают рыжий и желтоватый оттенки и превращаются в сыпучий агрегат.

Аналитические исследования показали (см. табл. 1), что практически все разновидности содержат пироп, встречаются шпинелиды разного парагенезиса. Определенные фтористые и бариевые флогопиты по составу сопоставимы с флогопитами из лампроитов (Mitchell, Bergman, 1991). В цементе пород подтверждена ассоциация кальцита с анальцимом и альбитом, а также сидерита с альбитом (рис. 10а). Хлорит из цемента пород и литокласт однотипный железистый с относительно низким количеством оксида магния. Тонкие секущие прожилки в породах выполнены баритом и целестином (рис. 10б). Выявленная сульфидизация представлена пиритом и герсдорфитом (рис. 10в, г), состав и морфологические особенности которых подтверждают парагенезис пирит – герсдорфит и указывают на их гидротермальное происхождение.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате изучения и частичного минералогического и петрографического опробования всего разреза булкурской пачки основания осипайской свиты установлено, что она вся в разной мере насыщена алмазоносным вулканокластическим материалом, естественно, от этого зависит и продуктивность слоя. При отборе керновых проб объективным методом является минералогическое опробование, по которому мы видим, что в наиболее продуктивном слое ксенотуфобрекций содержание пиропов достигает 500–3000 кар/т, а в обогащенных

осадочным материалом ортотуффитах, паратуффитах и туфоалевропесчаниках – не превышает 5–450 кар/т, хотя и в них, непредставительных для опробования на алмазы керновых проб, встречаются кристаллы (см. рис. 3, скв. 1). Любопытно, что и в “ракушняках”, перекрывающих булкурскую пачку, содержатся пиропы от 0.0 до 9.7 кар/т, что свидетельствует об их потенциальной алмазоносности. При опробовании керна прослой ортотуффитов, паратуффитов и туфоалевропесчаников изучались не в полном объеме, поэтому в данный момент нельзя оконтурить в разрезе промышленный пласт и на разведочной стадии Арктической горной компании целесообразно провести крупнообъемное опробование с учетом литологических разностей пород. При этом важно начинать отбор проб из горных выработок со слоя “ракушняков”, который, являясь основанием карнийской трансгрессии, формировался за счет размыва подстилающей алмазоносной вулканогенно-осадочной булкурской пачки и может содержать алмазы в промышленных концентрациях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Установлено, что алмазоносные туфогенные породы Булкурской антиклинали по составу отличаются от таковых известных коренных месторождений алмазов (Граханов и др., 2010; Проскурнин и др., 2012), что, по-видимому, обусловлено их расположением в специфическом в тектоническом отношении регионе (складчатой окраинной части платформы) и своеобразным типом коренного источника.

2. Приведенные петрографические особенности подтверждают взрывно-обломочную и осадочно-вулканокластическую природу пород основания карнийского горизонта западного склона Булкурской антиклинали.

3. Сопряженность разных по структуре литокласт, приуроченность к ним пиропов, хромшпинелидов и преобразованных железомagneзиальных силикатов, а также алмазоносность исследованных пород указывают на их единый источник, содержащий минералы-спутники и алмазы.

4. Присутствие фтористых и бариевых флогопитов свидетельствует об участии в рассматриваемых образованиях минералов и пород щелочного магматизма, который, судя по составу слюды, соответствует лампроитовому.

5. Распространенные в породах сульфаты и сульфиды обусловлены избытком кислорода и серы в вулканогенной системе и являются продуктом гидротермального процесса.

6. По прогнозному потенциалу россыпных алмазов туфогенно-осадочные породы карния включают уникальные ресурсы. Даже для отработки только открытым способом (до глубины 10–20 м) их ре-

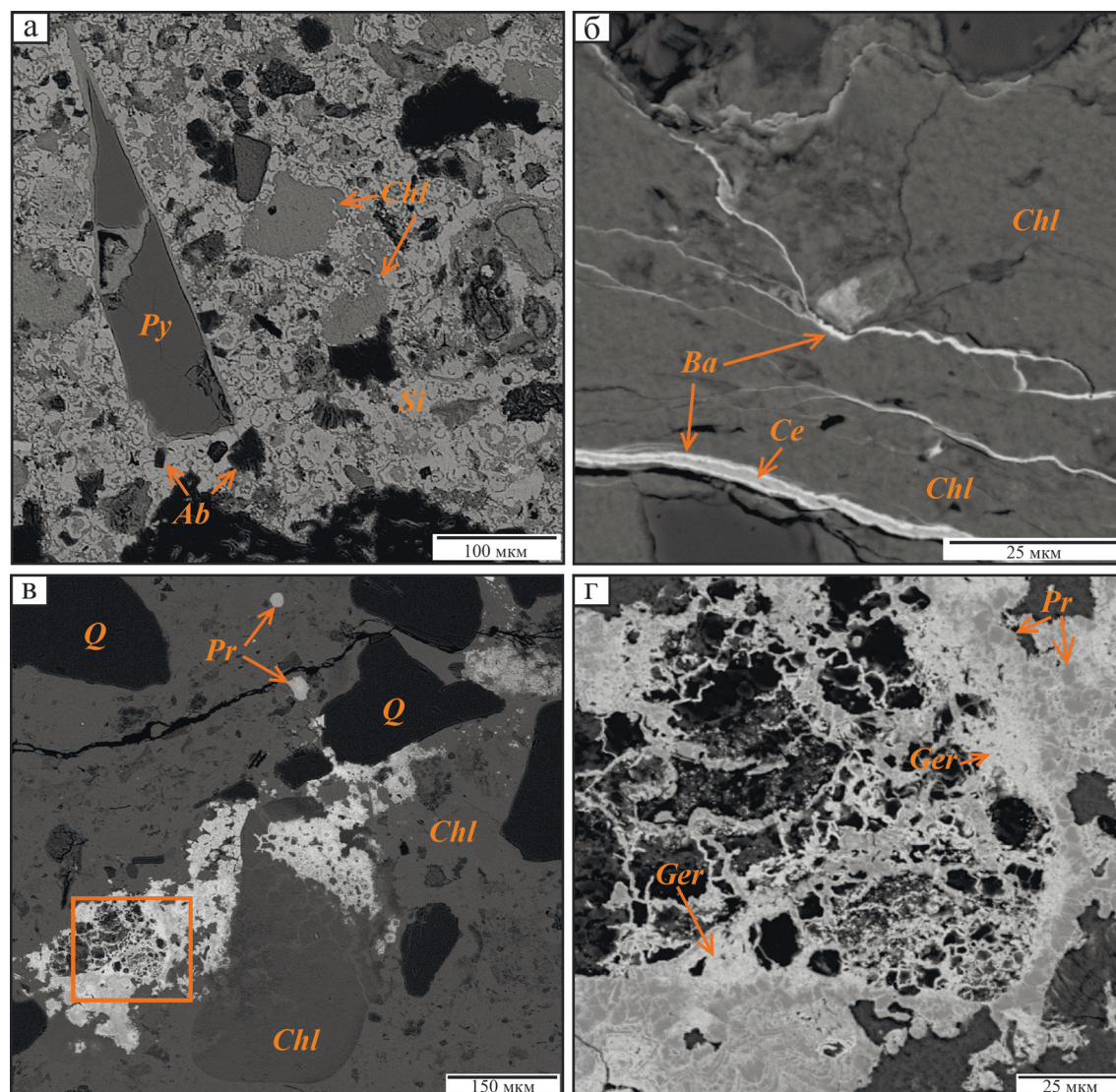


Рис. 10. BSE-изображения минералов пеплового туфа (обр. Л90/5/4/20.7).

Py – пироп; *Ab* – альбит; *Chl* – хлорит; *Q* – кварц; *Si* – сидерит; *Ba* – барит; *Ce* – целестин; *Pr* – пирит; *Ger* – герсдорфит. Изображение “г” обозначено квадратом. Остальные пояснения см. в тексте.

Fig. 10. BSE-images of ash tuff minerals (sample Л90/5/4/20.7).

Py – pyrope; *Ab* – albite; *Chl* – chlorite; *Q* – quartz; *Si* – siderite; *Ba* – barite; *Ce* – celestite; *Pr* – pyrite; *Ger* – gersdorffite. Square shows image “г”. See text for other explanations.

сурсы значительны и превосходят по объему многие четвертичные россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы.

7. Данной работой доказано, что мощность продуктивного пласта карнийской россыпи значительно больше, чем предполагалось ранее, включая перекрывающие туфы, ортотуффиты и частично паратуффиты. Это существенно увеличивает прогнозный потенциал. При оценке и разведке россыпи крупнообъемным опробованием, кроме туфов, целесообразно оценивать ортотуффиты, паратуффи-

ты, частично и “ракушняки”, которые в начале карнийской трансгрессии формировались за счет перемыва подстилающей алмазоносной булкурской пачки.

Благодарности

Авторы выражают благодарность А.В. Карху, А.В. Зудихину, В.И. Павлову, А.Ю. Попову, С.И. Этигасову, А.В. Черемкину, А.В. Ядренкину за совместную результативную работу в поле, а также Е.Л. Грузовой и А.В. Антонову за помощь при аналитических исследованиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев В.П., Егоров А.Ю., Сибирцев Ю.М. (1986) О кимберлитовых минералах из древних прибрежно-морских коллекторов. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (2), 15-19.
- Гогина Н.И. (1979) Находка алмаза в низовьях р. Лены. *Докл. АН СССР*, **239**(5), 1168-1169.
- Ван А.В., Казанский Ю.П. (1985) Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука, 126 с.
- Граханов С.А., Зарукин А.О., Богущ И.Н., Ядренкин А.В. (2009) Открытие верхнетриасовых россыпей алмазов в акватории Оленекского залива моря Лаптевых. *Отеч. геология*, (1), 53-61.
- Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. (2010) Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы. *Отеч. геология*, (5), 3-12.
- Граханов С.А., Смелов А.П. (2011) Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии. *Отеч. геология*, (5), 56-64.
- Граханов С.А., Молотков А.Е., Олейников О.Б., Павлушин А.Д. (2015) Типоморфизм и изотопия алмазов триасовых туффицитов Булкурской антиклинали. *Отеч. геология*, (5), 16-22.
- Граханов С.А., Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Соболев Н.В. (2022) Алмазоносные туфогенно-осадочные породы триаса арктической зоны Сибири. *Геология и геофизика*, **63**(4), 550-578. <https://doi.org/10.15372/GiG2021195>
- Летникова Е.Ф., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Изох А.Э., Николенко Е.И. (2013) Источники поступления обломочного материала в карнийский алмазоносный горизонт северо-востока Сибирской платформы. *Докл. АН*, **451**(2), 193-196. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13070131>
- Малеев Е.Ф. (1980) Вулканиды: справочник. М.: Недра, 240 с.
- Натапов Л.М., Гогина Н.И., Сибирцев Ю.М. (1980) Новый промежуточный коллектор минералов-спутников алмаза на Сибирской платформе. *Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия*. (Отв. ред. В. В. Ковальский). Якутск: ЯФ СО АН СССР, 18-21.
- Николенко Е.И., Логвинова А.М., Изох А.Э., Афанасьев В.П., Олейников О.Б., Биллер А.Я. (2018) Ассоциация хромшпинелидов из верхнетриасовых гравелитов северо-востока Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, **59**(10), 1680-1701. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.09.011>
- Орлов Ю.Л. (1984) Минералогия алмаза. 2-е изд. М.: Наука, 264 с.
- Павлушин А.Д., Граханов С.А., Смелов А.П. (2010) Парагенетические ассоциации минералов на поверхности кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы. *Отеч. геология*, (5), 45-51.
- Павлушин А.Д., Граханов С.А., Олейников О.Б., Новгородов А.Н. (2016) Находки алмазов III разновидности в карнийских туфах Булкурской антиклинали. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России*. Мат-лы VI Всерос. науч.-практ. конф. (Отв. ред. Л.И. Полуфунтикова). Якутск: СВФУ, 255-258.
- Петрографический кодекс: магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. (2009) (Отв. ред. Л.Н. Шарпенко). СПб.: ВСЕГЕИ, 200 с.
- Проскурнин В.Ф., Виноградова Н.П., Гавриш А.В., Наумов М.В. (2012) Признаки эксплозивно-обломочного генезиса алмазоносного карнийского горизонта Усть-Оленекского района (петрографо-геохимические данные). *Геология и геофизика*, **53**(6), 698-711. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.04.003>
- Соболев Н.В., Логвинова А.М., Николенко Е.И., Лобанов С.С. (2013) Минералогические критерии алмазоносности верхнетриасовых россыпей северо-восточной окраины Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, **54**(8), 1162-1178.
- Mitchell R.H., Bergman S.B. (1991) Petrology of lamproites. N. Y., Plenum Press., 472 p.

REFERENCES

- Afanas'ev V.P., Egorov A.Yu., Sibirtsev Yu.M. (1986) Kimberlite minerals from ancient littoral reservoirs. *Izv. vuzov. Geologiya i Razvedka*, (2), 15-19. (In Russ.)
- Gogina N.I. (1979) Finding of diamond in the lower reaches of the Lena River. *Dokl. AN SSSR*, **239**(5), 1168-1169. (In Russ.)
- Wan A.V., Kazansky J.P. (1985) Volcanoclastic material in sediments and sedimentary rocks. Novosibirsk, Nauka Publ., 126 p. (In Russ.)
- Grakhanov S.A., Zaruikin A.O., Bogush I.N., Yadrenkin A.V. (2009) Discovery of Upper Triassic diamond placers in the water area of the Olenek Bay of the Laptev Sea. *Otech. Geologiya*, (1), 53-61. (In Russ.)
- Grakhanov S.A., Smelov A.P., Egorov K.N., Golubev Yu.K. (2010) The sedimentary-volcanic nature of the base of the Carnian Stage, the source of diamonds in the north-eastern Siberian Platform. *Otech. Geologiya*, (5), 3-12. (In Russ.)
- Grakhanov S.A., Smelov A.P. (2011) The age of the predicted primary sources of diamond in northern Yakutia. *Otech. Geologiya*, (5), 56-64. (In Russ.)
- Grakhanov S.A., Molotkov A.E., Oleinikov O.B., Pavlu-shin A.D. (2015) Typomorphism and isotopy of diamonds in the Triassic tuffite of the Bulkur anticline. *Otech. Geologiya*, (5), 16-22. (In Russ.)
- Grakhanov S.A., Proskurnin V.F., Petrov O.V., Sobolev N.V. (2022) Diamondiferous Tuffaceous-Sedimentary Rocks in the Triassic of the Arctic zone of Siberia. *Geol. Geofiz.*, **63**(4), 550-578. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2021195>
- Letnikova E.F., Lobanov S.S., Pokhilenko N.P., Izokh A. Eh., Nikolenko E.I. (2013) Sources of clastic material in the Carnian diamondiferous horizon of the north-eastern part of the Siberian Platform. *Dokl. Akad. Nauk*, **451**(2), 193-196. (In Russ.) <https://doi.org/10.1134/S1028334X13070131>
- Maleev E.F. (1980) Volcanites: Handbook. Moscow, Nedra Publ., 240 p. (In Russ.)
- Mitchell R.H., Bergman S.B. (1991) Petrology of lamproites. N. Y., Plenum Press., 472 p.

- Natapov L.M., Gogina N.I., Sibirtsev Yu.M., Ogorodnikov V.D., Uflyand A.K. (1980) New intermediate reservoir of diamond satellite minerals on the Siberian platform. *Kimberlite and Basite magmatism in the Area of the Olenek Uplift*. (Ed. by V. Kovalsky). Yakutsk, SO AN USSR, 18-21. (In Russ.)
- Nikolenko E.I., Logvinova A.M., Izokh A.E., Afanas'ev V.P., Oleinikov O.B., Biller A.Ya. (2018) Cr-spinel assemblage from the Upper Triassic gritstones of the northeastern Siberian Platform. *Geol. Geofiz.*, **59**(10), 1680-1701. (In Russ.) <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.09.011>
- Orlov Y.L. (1984) Diamond mineralogy. Moscow, Nauka Publ., 264 p. (In Russ.)
- Pavlushin A.D., Grakhanov S.A., Smelov A.P. (2010) Mineral assemblages on the surface of diamond crystals from the Carnian deposits of the northeastern Siberian Platform. *Otech. Geologiya*, (5), 45-51. (In Russ.)
- Pavlushin A.D., Grakhanov S.A., Oleinikov O.B., Novgorodov A.N. (2016) Findings of Diamond of Variety III in the Carnian Tuffs of the Bulkur Anticline. *Geology and mineral resources of the North-East of Russia*. Proc. VI All-Russian sci. and pract. conf. (Ed. by L.I. Polufantikova). Yakutsk, SVFU, 255-258. (In Russ.)
- Petrographic code: magmatic, metamorphic, metasomatic, impact rock-assemblages (2009). (Ed. by L.N. Sharpenok). St.Petersburg, VSEGEI, 200 p. (In Russ.)
- Proskurnin V.F., Vinogradova N.P., Gavrish A.V., Naumov M.V. (2012) Evidence for the volcanoclastic genesis of the Carnian diamondiferous bed in the Ust'-Olenek area (from petrographic and geochemical data). *Geolog. Geofiz.*, **53**(6), 698-711. (In Russ.) <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.04.003>
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Nikolenko E.I., Lobanov S.S. (2013) Mineralogical criteria of diamond content of Upper Triassic placers of the northeastern margin of the Siberian platform. *Geolog. Geofiz.*, **54**(8), 1162-1178. (In Russ.)

Алмазы россыпного месторождения реки Моргогор (Анабар, Якутия)

С. В. Вяткин¹, Г. Ю. Кriuлина^{1,2}, Л. Д. Бардухинов², В. К. Гаранин³

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1, e-mail: vyt_box@mail.ru

²ВГРЭ АК "АЛРОСА" ПАО, 678170, Республика Саха (Якутия), г. Мирный, ул. Тихонова, 3/3, e-mails: galinadiamond@gmail.com; BardukhinovLD@alrosa.ru

³Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, 115162, г. Москва, Ленинский проспект, 18, к. 2, e-mail: vgaranin@mail.ru

Поступила в редакцию 19.05.2023 г., принята к печати 21.08.2023 г.

Объект исследования. Россыпное месторождение алмазов реки Моргогор, Анабар, Якутия, геологическая история образования которого достоверно не установлена, коренные источники неизвестны. **Цель.** Описание минералогических и спектроскопических характеристик алмазов месторождения р. Моргогор в сравнении с изученными ранее алмазами россыпи р. Эбелях. Разделение алмазов на генетические группы, предположительно отражающее первоисточники сноса, по распределению содержания А-центров. Оценка устойчивости минералогических и спектроскопических признаков для выделения генетических групп. **Материалы и методы.** Использованы данные о 1386 кристаллах алмаза, добытых с 1978 по 2018 гг. Для 1168 из них сделаны покристалльные описания; ИК спектроскопические исследования проведены для 103 алмазов, информативные ЭПР-спектры получены для 61 алмаза. **Результаты.** С использованием данных ИК-спектроскопии алмазы р. Моргогор разделены на три группы по содержанию центров А по методике, разработанной при исследовании алмазов р. Эбелях. Алмазы разных групп значительно отличались по комплексу признаков, в том числе по габитусу и морфологии кристаллов, развитию процессов пластической деформации, содержанию включений, наличию и разнообразию визуальной люминесценции, а также ассоциаций парамагнитных центров. Различие между выборками кристаллов р. Моргогор и р. Эбелях проявилось в соотношении долей генетических групп, что можно интерпретировать как влияние географического фактора – расположения по отношению к источникам и направлениям сноса на всех этапах формирования россыпи. **Выводы.** Алмазы р. Моргогор, имеют те же три первичных источника, что и алмазы р. Эбелях. Статистическое разделение кристаллов по первоисточникам – генетическим группам – возможно на основе распределения по содержанию центров А. Такое разделение формирует группы, алмазы которых отличаются не только по ИК-характеристикам, но и по группе морфологических признаков и характеру люминесценции. Статистически значимые выборки алмазов различных россыпей Анабара различаются по соотношению долей генетических групп, что отражает их географическое положение, с поправкой на направления сноса в процессах формирования и перераспределения россыпей. Полученные данные могут быть использованы для выявления направлений сноса и, в конечном итоге, для поиска его первоисточников.

Ключевые слова: алмаз, Анабар, Моргогор, россыпи, типоморфизм, ИК, ЭПР

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках НИР МГУ им. М.В. Ломоносова, цитис 121061600049-4

Diamonds of the Morgogor placer (Anabar, Yakutia)

Sergey V. Vyatkin¹, Galina Y. Kriuлина^{1,2}, Leonid D. Bardukhinov², Viktor K. Garanin³

¹M.V. Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie gory, 119991 Moscow, Russia, e-mail: vyt_box@mail.ru

²Vilyuiskaya GRE of PJSC ALROSA, 3/3 Tikhonov st., 678170 Mirny, Sakha Republic, Russia, e-mails: galinadiamond@gmail.com; BardukhinovLD@alrosa.ru

³A.E. Fersman Mineralogical Museum, 18/2 Leninskii av., 115162 Moscow, Russia, e-mail: vgaranin@mail.ru

Received 19.05.2023, accepted 21.08.2023

Research subject. The placer diamond deposit of the Morgogor River, Anabar, Yakutia. The geological history of this deposit has not been reliably established, and the root sources remain unknown. **Aim.** To describe the mineralogical and spectroscopic characteristics of diamonds from the Morgogor river deposit in comparison with the previously studied dia-

Для цитирования: Вяткин С.В., Кriuлина Г.Ю., Бардухинов Л.Д., Гаранин В.К. (2023) Алмазы россыпного месторождения реки Моргогор (Анабар, Якутия). *Литосфера*, 23(4), 672-682. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-672-682>

For citation: Vyatkin S.V., Kriuлина G.Y., Bardukhinov L.D., Garanin V.K. (2023) Diamonds of the Morgogor placer (Anabar, Yakutia). *Lithosphere (Russia)*, 23(4), 672-682. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-672-682>

© С.В. Вяткин, Г.Ю. Кriuлина, Л.Д. Бардухинов, В.К. Гаранин, 2023

monds from the Ebelyakh river placer. To divide the studied diamonds into genetic groups, presumably reflecting the primary sources of demolition, according to the distribution of A-centers. To assess the stability of mineralogical and spectroscopic features for the identification of genetic groups. *Materials and Methods.* Data on 1386 diamond crystals mined from 1978 to 2018 were used. Detailed descriptions were made for 1168 of them; IR spectroscopic studies were carried out for 103 diamonds; informative EPR spectra were obtained for 61 diamonds. *Results.* Using IR spectroscopy data, the Morgogor diamonds were divided into three groups based on the content of A-centers according to the methodology previously developed for the study of Ebelyakh diamonds. The diamonds of the studied groups differed significantly in terms of the habitus and morphology of crystals, the development of plastic deformation processes, the content of inclusions, the presence and diversity of visual luminescence, as well as associations of paramagnetic centers. The difference between the Morgogor and Ebelyakh samples consisted in the ratio of the shares of genetic groups, which can be interpreted as the influence of a geographical factor, i.e., location in relation to the sources and directions of demolition at all stages of placer formation. *Conclusions.* The diamonds of the Morgogor river have the same three primary sources as the diamonds of the Ebelyakh river. Statistical separation of crystals by primary sources – genetic groups – is possible based on the distribution of the content of A-centers. This separation forms groups, whose diamonds differ not only in IR characteristics, but also in the morphological features and the nature of luminescence. The statistically significant samples of diamonds from various Anabar placers differ in the ratio of the shares of genetic groups, which reflects their geographical location, adjusted for the directions of demolition in the processes of formation and redeposition of placers. The data obtained can be used to identify the directions of demolition and, ultimately, to search for its primary sources.

Keywords: *diamond, Anabar, Morgogor, placers, typomorphism, IR, EPR*

Funding information

The work was carried out as part of the research work of Moscow State University named after M.V. Lomonosov, citis 121061600049-4

Acknowledgements

The authors express their appreciation to PJSC ALROSA for the opportunity to carry out investigations and publish this material.

ВВЕДЕНИЕ

Россыпное месторождение алмазов реки Моргогор открыто в 1965 г. и охватывает участок речной долины протяженностью 26 км вверх по течению от слияния с рекой Эбелях. Оработка месторождения началась в 2006 г. Широкая (от 150 до 3000 м) долина р. Моргогор прорезает карбонатные породы среднего кембрия, представленные доломитами Анабарской свиты и верхнечетвертичными осадочными породами. Террасовидные борта долины сложены гравием и песчанником и покрыты торфами. Промышленная часть россыпи включает осадочные породы днища долины, нижней и верхней пойменной террас, бортовых террас выше уровня поймы и пород переотложенной коры выветривания. Среднее содержание алмазов изменяется как по простиранию россыпи, так и поперек долины. Наиболее высокие содержания (до 4.86 кар/м³) получены из флювиальных осадков верхнечетвертичного периода. Несмотря на многочисленные подробные исследования (Граханов, 2000; Афанасьев и др., 2002; Граханов, Коптиль, 2003; Зинчук, Коптиль, 2003; Афанасьев и др., 2011; Шацкий и др., 2011; Zedgenizov et al., 2016, 2017), геологическая история образования россыпи Моргогор, как и других алмазоносных россыпей Анабара, достоверно не установлена, коренные источники неизвестны. При этом россыпные алмазы северо-востока Сибирской платформы значительно отличаются от ал-

мазов коренных месторождений Якутии по целой группе морфологических и спектроскопических признаков, в том числе изотопному составу углерода и примесного азота (Зинчук, Коптиль, 2003; Афанасьев и др., 2011; Шацкий и др., 2011; Zedgenizov et al., 2016, 2017; Zemnukhov et al., 2020). Характерной особенностью алмазов Анабара является присутствие избыточного количества, по сравнению с другими алмазными ассоциациями месторождений России, кристаллов II разновидности по классификации Ю.Л. Орлова (1984), обладающих комплексом своеобразных характеристик (Zedgenizov et al., 2016, 2017), а также алмазов V и VII разновидностей (Зинчук, Коптиль, 2003; Афанасьев и др., 2011; Шацкий и др., 2011).

Однако уже не подвергается сомнению тот факт, что коренных источников алмазов было несколько, а сам процесс сноса и переотложения являлся многостадийным (Граханов, 2000; Афанасьев и др., 2002; Граханов, Коптиль, 2003; Владыкин, Торбева, 2005). В данной работе, на основе представленных коллекций алмазов россыпи р. Моргогор, их минералогические и спектроскопические характеристики впервые описаны с позиций статистического распределения и в сравнении с полученными для алмазов р. Эбелях.

В работе (Вяткин и др., 2022) нами было предложено разделение алмазов россыпного месторождения р. Эбелях на три группы (“А”, “Б” и “В”), предположительно отражающие первоисточники

сноса, согласно характеру распределения алмазов по концентрации А-центров. А-центры представляют собой парное замещение двух соседних атомов углерода на азот в кристаллической структуре алмаза – один из наиболее широко распространенных азотных структурных центров, концентрация которого надежно устанавливается методом ИК-спектроскопии. Содержание А-центров определяется количеством азота, полученным алмазом в процессе роста, и процессами его агрегации, зависящими от продолжительности и температурного режима стадий его дальнейшей геологической истории. Распределение по концентрации А-центров алмазов какого-либо коренного источника (трубки) обычно имеет один ярко выраженный максимум. Установление трех таких максимумов в распределении алмазов россыпи Эбелях было интерпретировано нами как наличие трех источников сноса при формировании россыпи, а формирующие эти максимумы кристаллы выделены в генетические группы “А”, “Б” и “В”. Кристаллы полученных в работе (Вяткин и др., 2022) генетических групп отличались друг от друга не только содержанием А-центров, но и комплексом морфологических и спектроскопических признаков. Следует, однако, отметить, что разделение выборок алмазов на генетические группы по концентрации А-центров является статистическим, пики “А”, “Б” и “В” в распределении имеют не только выраженные максимумы, но и боковые участки, пересекающиеся с соседними областями. Таким образом, в выборке всегда находится некоторое количество кристаллов, отнесение которых к той или иной группе носит вероятностный характер, и может быть уточнено по дополнительным признакам, выявленным для генетических групп.

Группа “А” сопоставлена нами по свойствам алмазов с предполагаемым (Зинчук, Коптиль, 2003; Афанасьев и др., 2011) первоисточником лампрои-

тового генезиса, к этой же группе мы отнесли значительное количество алмазов II разновидности по классификации Ю.Л. Орлова. Алмазы группы “Б” по своим свойствам соответствуют описанному в работах (Зинчук, Коптиль, 2003; Афанасьев и др., 2011) “кимберлитовому” типу первоисточника. Выделенная нами группа “В” отвечает за появление в россыпях Анабара значительного количества кристаллов алмаза V и VII разновидностей по классификации Ю.Л. Орлова.

Описание алмазов р. Моргогор дано в сравнении с изученными ранее (Вяткин и др., 2022) алмазами россыпи Эбелях, которые были получены с ее участка между ручьями Гусиный и 53; исследованные алмазы россыпи Моргогор были разделены на генетические группы согласно описанной в этой работе методике. Фотографии типичных представителей генетических групп “А”, “Б” и “В” даны на рис. 1. Также на примере алмазов р. Моргогор рассмотрена устойчивость минералогических и спектроскопических признаков для выделения генетических групп.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В работе использованы данные о 1386 кристаллах алмаза, добытых дочерним обществом акционерной компании “АЛРОСА” (ПАО) АО “Алмазы Анабара” с 1978 по 2018 гг. Для 1168 из них сделаны покристалльные описания; ИК спектроскопические исследования проведены для 103 алмазов, информативные ЭПР спектры получены для 61 алмаза. Минералогическое описание алмазов сделано под бинокляром Motic SMZ-143 с УФ осветителем-боксом. ИК спектроскопические исследования алмазов проводились на ИК-Фурье спектрометре Bruker VERTEX 70 в комплексе с ИК-микроскопом Hyperion 2000. Диапазон измерений: 400–5500 см⁻¹. Нормирование спектров осуществлялось по погло-



Рис. 1. Алмазы р. Моргогор групп “А”, “Б” и “В” соответственно.

Фотографии алмазов приведены в одном масштабе, поля зрения 7 × 5.2 мм.

Fig. 1. Diamonds of the Morgogor river of groups “А”, “Б” and “В”, respectively.

Photos of diamonds in are shown on the same scale, the field of view is 7 × 5.2 mm.

щению в двухфононной области (Бокий и др., 1986; Zaitsev, 2001). По спектрам определялись концентрации А-, В1-, В2-дефектов алмазов. Коэффициенты поглощения на частотах 1973 см^{-1} и 2500 см^{-1} , соответственно, $\alpha_{1973} = 12.5\text{ см}^{-1}$ и $\alpha_{2500} = 4.9\text{ см}^{-1}$ были выбраны в качестве параметров внутреннего стандарта. Общая концентрация азота (N_{tot}) и доля азота в форме дефектов В (%В) вычислялись по известным коэффициентам пропорциональности (Zaitsev, 2001). Спектры ЭПР регистрировали на спектрометрах Varian E-115 и CMS-8400. Спектры снимались в ориентировке $L4||H$, юстировка производилась по угловой зависимости центров Р1 (либо W7), при их отсутствии регистрировались только центры Р2 и N2. Расчет концентраций производился по соотношениям интенсивностей линий с помощью эталонных образцов. Минералогическое описание алмазов проводилось по следующей схеме: габитус кристалла, разновидность по классификации Ю.Л. Орлова, морфология поверхности – формы роста и растворения, локальное травление, наличие двойников и сростков, степень сохранности, характер и интенсивность окраски, визуальная оценка наличия и состава включений, а также цвета, однородности и интенсивности фотолуминесценции.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Как и для россыпи Эбелях, распределение алмазов р. Моргогор по концентрации А-центров имеет несколько максимумов, однако их взаим-

ные соотношения (доли) иные (рис. 2). В сравнении с распределением для россыпи Эбелях, в выборке алмазов р. Моргогор выросли доли кристаллов групп “А” (интервал по концентрации центров А $\approx 0\text{--}300\text{ ppm}$) и “Б” ($\approx 300\text{--}750\text{ ppm}$), причем содержание в выборке кристаллов группы “А” повысилось значительно. Соответственно, снизилась доля алмазов группы “В” ($\approx 750\text{--}1600\text{ ppm}$). Согласно предложенной модели разделения, соотношение долей генетических групп должно зависеть от расположения по отношению к источникам и направлениям сноса на всех этапах формирования россыпи.

Для кристаллов алмаза р. Моргогор, как и для всех россыпных месторождений Анабарского района, характерно большое разнообразие габитусных форм и разновидностей по классификации Ю.Л. Орлова. Распределение исследованных алмазов по этим критериям близко к кристаллам россыпи Эбелях, однако есть и закономерные отличия, отраженные в табл. 1.

Среди отличий следует отметить увеличение доли октаэдров и уменьшение содержания переходных форм октаэдр-ромбододекаэдр, при этом общая доля плоскогранно-кривогранных форм практически не изменилась (12.6% для р. Эбелях и 12.1% для р. Моргогор). Также изменилось общее соотношение между додекаэдроидными уральского типа и ламинарными, значительно увеличились доли алмазов II и VII групп, а также появились (возможно, из-за значительного увеличения выборки) кристаллы VI и XI групп по Ю.Л. Орлову.

Практически все эти изменения соответствуют модели разделения на генетические группы. Рост

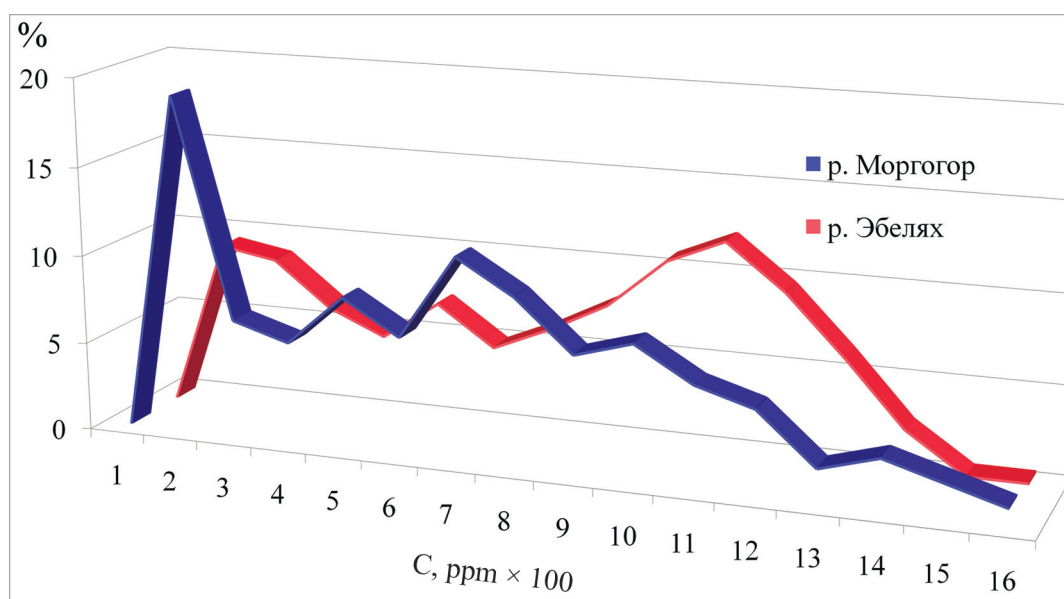


Рис. 2. Гистограмма распределения алмазов россыпей Эбелях и Моргогор по содержанию А-центров.

Fig. 2. A histogram of the distribution of diamonds in the Ebelakh and Morgogor placers by the content of A-centers.

Таблица 1. Частота встречаемости кристаллов алмаза россыпей Эбелях и Моргогор по габитусным типам и разновидностям по классификации Ю.Л. Орлова**Table 1.** The frequency of occurrence of diamond crystals of the Ebelakh and Morgogor placers by habitus types and varieties according to the classification of Y.L. Orlov

Разновидности по классификации Ю.Л. Орлова	Разновидность	Габитус кристаллов	Эбелях, %	Моргогор, %
	I	Октаэдр	1.8	5.0
		Октаэдр–додекаэдронд	6.0	5.8
		Октаэдр–ромбододекаэдр	4.8	1.2
		Додекаэдронд уральского типа	28.1	15.7
		Ламинарный додекаэдронд	23.9	27.8
		Псевдоромбододекаэдр	5.1	0.4
		Д–псевдокуб, тетрагексаэдр	1.3	1.7
		Псевдогемиморфные формы		0.4
		Неопределенные формы	0.7	2.7
	II	Куб, куб–додекаэдр, тетрагексаэдр	0.9	4.4
	III	Куб	0.1	
	IV	Алмаз в оболочке	0.3	1.1
	V	Октаэдр–додекаэдронд	17.0	17.1
	VI	Балласоподобные формы		0.2
	VII	Сростки октаэдр–додекаэдронд	9.9	15.0
	XI	Якутиты		0.8

общего процентного содержания октаэдров предсказуемо обусловлен резким увеличением доли группы “А”, внутри которой они составили 17.9%. Также связано с ростом доли группы “А” увеличение общего содержания ламинарных додекаэдрондов и алмазов II группы по Ю.Л. Орлову, они составили внутри группы 35.7% и 4.4% от всех кристаллов соответственно. Снижение до 15.7% содержания в общей выборке додекаэдрондов уральского типа связано со значительным уменьшением доли генетической группы “В”, для которой соотношение додекаэдрондов уральского типа и ламинарных составляет 48.7% и 10.3% соответственно. Лишь одна характеристика, а именно доля кристаллов VII группы по Ю.Л. Орлову, основные содержания которой предполагались в группе “В”, не снизилась вместе с долей этой группы, а, напротив, повысилась до 15%. Это связано появлением в ИК-выборке нескольких кристаллов алмаза VII группы со средней ($\approx 300\text{--}750$ ppm) концентрацией А-центров, попавших, соответственно, в генетическую группу “В”. Таким образом, привязка этого признака к группе “В” требует дальнейшей проверки.

Изменения в долях содержания кристаллов с различными характеристиками морфологии поверхности, отмеченные для алмазов р. Моргогор по сравнению с алмазами р. Эбелях (табл. 2) полностью отвечают изменениям в долях генетических групп. В работе (Вяткин и др., 2022) выделены морфологические признаки, характерные для генетических групп.

– “А”: развитие антискелетного роста, каплевидно-блоковой скульптуры, параллельной штриховки, расщепления вершин.

– “Б”: ростовая ступенчатость, желобчатые ребра, преимущественное развитие концентрической штриховки.

– “В”: блоковое строение, мозаично-блоковая скульптура, преимущественное развитие сноповидной штриховки.

– Процессы пластической деформации широко проявлены в кристаллах группы “А”, слабее – в кристаллах группы “Б” и практически отсутствуют для группы “В”.

Все выделенные характеристики предсказуемо изменились в соответствии с изменившимися соотношениями генетических групп.

Заметное увеличение содержания монокристаллов алмаза в общей выборке (табл. 3) также объясняется снижением доли алмазов группы “В”, где менее половины монокристаллических образцов, и ростом долей кристаллов групп “А” и “Б” в которых их содержание доходит до 67%. В то же время такой признак, как значительно большая доля шпинелевых двойников, определенная для группы “Б” алмазов р. Эбелях, не нашел подтверждения для кристаллов р. Моргогор.

Аналогичным образом уменьшение доли отличающихся повышенным износом кристаллов группы “В” в пользу алмазов более высокой сохранности групп “А” и “Б” приводит к заметному снижению по грациям износа согласно (Кухаренко, 1955) для всей выборки алмазов (табл. 4).

Таблица 2. Частоты проявления (% от количества кристаллов) форм роста, растворения, аксессуарного травления и пластической деформации на поверхности кристаллов алмаза россыпей Эбелях и Моргогор*

Table 2. The frequency of manifestation (% of the number of crystals) of the form of growth, dissolution, accessory etching and plastic deformation on the surface of diamond crystals of the Ebelakh and Morgogor placers*

Форма	р. Эбелях	р. Моргогор
<i>Формы роста</i>		
Антискелетный рост	2.4	3.3
Полицентризм роста граней	3.3	2.1
Блоковое строение	22.6	12.9
Ростовая ступенчатость	1.5	6.3
<i>Формы растворения</i>		
Мозаично-блоковая скульптура	22.8	14.2
Черепитчатая скульптура	11.4	17.5
Вальцеобразная скульптура	3.2	0.4
Каплевидно-блоковая скульптура	3.2	7.5
Концентрическая штриховка	6.5	12.9
Сноповидная, сноповидно-занозистая штриховка	17.5	7.9
Занозистая штриховка	20.2	20.4
Шестовато-занозистая штриховка	8.2	8.8
Параллельная штриховка	3.3	16.7
Округлоступенчатый	5.0	0.8
Каплевидные холмики	13.8	13.3
Желобчатые ребра	0.3	0.4
Овализация ребер	3.8	0.4
Расщепление вершин	2.4	3.3
Ячеистый рельеф	0.9	3.8
Дисковидная скульптура		4.2
<i>Формы аксессуарного травления</i>		
Треугольные фигуры	25.7	29.6
Треугольные пирамиды	33.7	17.9
Тетрагональные фигуры		3.3
Тетрагональные пирамиды	6.4	17.9
Ямки	12.9	11.7
Каналы травления	42.9	36.3
Каверны	27.1	50.4
<i>Внешние проявления процессов пластической деформации</i>		
Полосы пластической деформации	8.7	20.8
Линии скольжения	7.9	28.8
Шагреновая поверхность	14.3	24.2
Отсутствуют	69.1	53.8

*Суммы различных форм могут отличаться от 100%, так как на одном кристалле могут встречаться несколько их типов.

*The sums of various forms may differ from 100%, since several types of them may occur on the same crystal.

Таблица 3. Наличие двойников и сростков (% от количества кристаллов) алмаза россыпей Эбелях и Моргогор

Table 3. The presence of twins and splices (% of the number of crystals) of diamond placers Ebelakh and Morgogor

Характер образования	р. Эбелях	р. Моргогор
Полидвойник и поликристаллический агрегат	8.2	4.6
Шпинелевый двойник	8.7	6.7
Двойниковые швы	15.6	15.0
Сросток	13.8	6.7
Вросток	4.8	5.4
Монокристалл	48.9	61.7

В сравнении с окраской алмазов россыпи Эбелях в выборке кристаллов россыпи Моргогор уменьшились доли желтой и серой окрасок, характерные для алмазов группы “В”, не обнаружены в выборке розовые кристаллы (табл. 5). Увеличилась доля коричневых кристаллов, характерных для группы “А”, и алмазов желто-зеленоватых тонов.

Данные о прозрачности кристаллов алмаза для россыпи Моргогор получены с большей степенью детальности, чем для алмазов россыпи Эбелях и подробно, по генетическим группам, даны в табл. 6.

Полученные данные подтверждают ранее сделанный вывод, что наиболее часто алмазы высших степеней прозрачности встречаются сре-

Таблица 4. Степень механического износа (% от количества кристаллов) алмаза россыпей Эбелях и Моргогор**Table 4.** The degree of mechanical wear (% of the number of crystals) of the diamond placers Ebelah and Morgogor

Степень	Истирание	р. Эбелях	р. Моргогор
0	Отсутствие механического износа	62.1	69.2
1	Незначительное истирание вершин	8.8	6.3
2	Незначительное истирание вершин и ребер	11.9	11.7
3	Истирание вершин и ребер, незначительная матировка граней	9.7	5.8
4	Значительное истирание ребер и граней	5.0	4.6
5	Сильное истирание, округление ребер, полная матировка граней	1.7	2.1
6	Сильное истирание, утрата ребер и вершин	0.9	0.4
	Леденцовая скульптура	5.6	1.7

Таблица 5. Окраска (% от количества кристаллов) алмаза россыпей Эбелях и Моргогор**Table 5.** Coloring (% of the number of crystals) of diamond placers Ebelakh and Morgogor

Окраска	р. Эбелях	р. Моргогор
Бесцветные	12.6	9.8
Желтая	46.2	42.2
Желто-зеленая	1.6	15.7
Коричневая	17.2	24.5
Розовая	5.4	
Серая	17.0	8.0

Таблица 6. Прозрачность кристаллов алмаза россыпи Моргогор**Table 6.** Transparency of diamond crystals of the Morgogor placer

Степень прозрачности	Вся выборка, %	По группам, %		
		“А”	“Б”	“В”
“Чистой воды”	3.5		5.6	2.6
Весьма прозрачные	18.0	3.6	38.9	25.6
Прозрачные	45.0	92.9	52.8	59.0
Полупрозрачные	31.4	3.6	2.8	12.8
Непрозрачные	2.1			

ди кристаллов группы “Б”. Наибольший разброс по этой характеристике имеют алмазы группы “В”. Кристаллы группы “А” в целом наиболее стабильно прозрачны, в то же время “весьма прозрачный” алмаз оказался в группе единственным, а кристаллы “чистой воды” среди этой группы не встречены. Следует также учитывать, что непрозрачные кристаллы отсутствуют в разделении по генетическим группам ввиду сложностей в получении их ИК-спектров. Однако по характеру распределения кристаллов в группе “В”, а также некоторым причинам непрозрачности, таким как наличие включений графита, поликристалличность и т. п. можно обоснованно предположить, что наибольшая их часть попала бы именно в группу “В”.

По распределению включений алмазы россыпи Моргогор не отличаются от кристаллов россыпи Эбелях. Доля алмазов, свободных от включений, максимальна для генетической группы “Б” и минимальна для группы “В”. В последней резко повышено процентное содержание кристаллов с групповыми и многочисленными включениями графита. Типичный кристалл с такими характеристиками показан на (см. рис. 1В).

Характер визуальной люминесценции у алмазов россыпей р. Моргогор и р. Эбелях достаточно близок, что отражено в табл. 7. Можно отметить лишь незначительное общее увеличение долей люминесцирующих алмазов практически по всем категориям. Отдельно следует обратить внимание на люминесценцию, возникающую при возбуждении более коротковолновым (254 нм) УФ излучением. У алмазов р. Эбелях был зафиксирован необычно большой процент кристаллов, люминесцирующих при данном возбуждении. Для алмазов р. Моргогор этот эффект выражен еще сильнее, доля таких кристаллов в выборке составляет 16.8%. В целом сохранены также и закономерности распределения люминесцентных свойств по выделенным генетическим группам. Наибольшее разнообразие, в т. ч. зональная и возбуждаемая при 254 нм люминесценция зафиксирована для группы “А”, хуже всего люминесцируют алмазы группы “В”. В частности, кристалл группы “А” (см. рис. 1А) имеет среднюю по интенсивности, голубую визуальную люминесценцию, а также желтую при возбуждении 254 нм. Кристаллы Б и В (см. рис. 1) обладают лишь слабой голубой люминесценцией.

Хорошо иллюстрируют различное происхождение выделенных групп их ИК-характеристики (табл. 8). При преобладании одного первоисточника к осуществленному уже при выделении групп разделению по содержанию центров А с высокой долей вероятности добавилось бы прямая пропорциональная зависимость с содержанием центров В1; кроме того, возможно, и со средним показателем поглощения В2 центров – при условии преобладания в выборке упорядоченных алмазов по кри-

Таблица 7. Визуальная люминесценция кристаллов алмаза россыпей Эбелях и Моргогор

Table 7. Visual luminescence of diamond crystals of the Ebelakh and Morgogor placers

Люминесценция кристаллов	Все кристаллы, %		Группы Моргогор, (% I разн.)		
	Эбелях	Моргогор	“А”	“Б”	“В”
Визуально отсутствует	56.3	46.2	30.9	33.3	73.5
Голубая слабая	18.5	16.8	9.1	25.6	18.4
Голубая средняя	7.8	11.9	10.9	17.9	8.2
Голубая интенсивная	10.9	15.4	29.1	15.4	
Голубая с зеленым	1.6	2.8	3.6	5.1	
Зеленая	0.7	2.1	5.5		
Желтая	0.6	1.4	1.8	2.6	
Зональная	3.7	3.5	9.1		
В т. ч. при возбуждении 254 нм	5.0	16.8	40.0	5.1	

Таблица 8. ИК-характеристики алмазов россыпи Моргогор (для генетических групп приведены медианные значения)

Table 8. IR characteristics of diamonds of the Morgogor placer (median values are given for genetic groups)

ИК-характеристика	A, ppm	B1, ppm	%B1	B2, см ⁻¹	RzB2, см ⁻¹	CH, см ⁻¹
Медиана для всей выборки	532.0	207.0	27.3	6.0	1369.4	0.6
Min-max для всей выборки	8.7–1461.9	0.0–799.8	0.0–83.2	0.0–23.7	1358.1–1392.8	0.0–17.2
Группа “А”	64.6	30.1	32.5	0.5	1364.1	1.3
Группа “Б”	475.1	243.6	33.9	9.4	1365.8	17.2
Группа “В”	895.1	293.5	25.3	5.9	1373.5	9.7

Таблица 9. Концентрации парамагнитных центров в алмазах россыпи Моргогор

Table 9. Concentrations of paramagnetic centers in diamonds of the Morgogor placer

Парамагнитный центр	P1	P2	N2	W7	W21	OK1	NE1, NE2	M1
% кристаллов, содержащих центр	80.3	75.4	18.0	21.3	42.6	13.1	1.6	9.8
Максимальная концентрация, ppm	100.22	11.49	6.44	25.73	0.01	1.33	0.08	0.019
Медиана концентрации для кристаллов, содержащих центр, ppm	0.22	0.72	0.18	0.84	0.001	0.25	0.08	0.005

терию Г.С. Вудса (Woods, 1986). Однако никаких корреляций не наблюдается, что еще раз подтверждает полигенность россыпи.

Концентрации парамагнитных центров в алмазах россыпи Моргогор, полученные методом ЭПР отражены в табл. 9. Номенклатура центров дана согласно (Loubser, Wyk, 1978; Минеева и др., 1994). Общий состав структурных центров для всей исследованной выборки типичен для природных алмазов российских месторождений, по соотношению концентраций центров он ближе к алмазам коренных месторождений Якутии, чем к кристаллам, добываемым в Архангельском алмазоносном районе.

Применительно к выделенным генетическим группам результаты исследования структурных

нарушений в алмазах россыпи Моргогор методом ЭПР удобно описать, используя устойчивые ассоциации парамагнитных центров (табл. 10). Наиболее разнообразен состав парамагнитных дефектов в алмазах группы “А”. Только для них характерна ассоциация P1–OK1 (одиночный структурный азот и парное замещение азот плюс кислород), в которой P1 центр может достигать значительной концентрации (до 100 ppm). Также в группе “А” присутствуют кристаллы с ассоциацией деформационных азотных центров W7–N2, в которых концентрация центра W7 также может достигать необычно больших значений (более 25 ppm). Ассоциация деформационного центра W7, который можно представить как трансляционно “раздвинутый” двойной

Таблица 10. Ассоциации парамагнитных центров в алмазах россыпи Моргогор (проценты содержащих их кристаллов в выборках)

Table 10. Associations of paramagnetic centers in diamonds of the Morgogor placer (percentages of crystals containing them in samplings)

Ассоциация	Вся выборка	“А”	“Б”	“В”
P1–OK1	13.1	25.8		
P1–P2	14.8	12.9	25.8	7.1
P1–P2–W21	42.6	6.5	68.8	92.9
P2–W7	6.6	9.7	6.3	
W7–N2	14.8	29		
Прочие	8.2	16.1		

азотный центр А, и центра Р2 (три азота как ближайшие соседи плюс вакансии) характерна не только для группы “А”, но и для группы “Б”, в которой она присутствует в немногочисленных пластически деформированных кристаллах. Наиболее распространенной является ассоциация Р1–Р2–W21, представленная в подавляющем большинстве алмазов группы “В”, более чем в половине кристаллов группы “Б” и в единичных алмазах группы “А”. В строку “прочие” отнесены кристаллы, в которых отчетливо проявлен лишь один тип парамагнитных центров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для кристаллов алмаза р. Моргогор характерно большое разнообразие габитусных форм и разновидностей по классификации Ю.Л. Орлова; высокие доли додекаэдров (почти 34% кристаллов), алмазов II, V и VII групп по Ю.Л. Орлову – 4.4, 17.1 и 15.0% соответственно. Отличиями от алмазов р. Эбелях являются увеличенная доля октаэдрических кристаллов (5%), преобладание ламинарных додекаэдров над додекаэдрами уральского типа, а также появление кристаллов VI и XI групп по Ю.Л. Орлову.

У алмазов р. Моргогор весьма велика доля монокристаллов – 61.7% (против 48.9% для россыпи Эбелях). Отличительными чертами морфологии поверхности алмазов р. Моргогор является широкое развитие штриховок: концентрической (12.9% кристаллов), занозистой (до 20.4%) и параллельной (до 16.7%). Широко развиты формы акцессорного травления поверхности, особенно кавернозность (более 50% кристаллов), а также проявления процессов пластической деформации кристаллов. Кроме резкого увеличения долей кристаллов с концентрической и параллельной штриховками, алмазы р. Моргогор отличаются от кристаллов россыпи Эбелях увеличением проявлений черепитчатой (до 17.5%) и каплевидно-блоковой (до 7.5%) скульптуры, ростовой ступенчатости (до 6.3%).

С точки зрения окраски алмазы р. Моргогор отличаются преобладанием желтых (42.2% кристаллов) и коричневых (24.5%) ее оттенков, от алмазов р. Эбелях их отличает резкое увеличение (с 1.6 до 15.7%) кристаллов желто-зеленого оттенка, уменьшение (с 17 до 8%) серых тонов и отсутствие розовых кристаллов. Алмазы р. Моргогор отличаются высокой прозрачностью: в категории прозрачных, весьма прозрачных и “чистой воды” суммарно попадают 66.5% кристаллов.

Отличительной чертой россыпных алмазов р. Моргогор является широкое распространение кристаллов, люминесцирующих при возбуждении УФ излучением 254 нм. Доля таких алмазов необычно велика уже среди кристаллов р. Эбелях – 5.0%, но для выборки р. Моргогор эта величина составила 16.8%. Суммарное содержание азота в исследованных алмазах согласно ИК-анализу варьирует от 16.1 до 1944.5 ppm (медиана 774 ppm). Средняя концентрация А-центров относительно высока (532 ppm), центров В1 – напротив, ниже (207 ppm), средние содержания центров В2 и СН несколько повышены (6.0 и 0.6 см⁻¹ соответственно). Состав структурных центров, выявляемых методом ЭПР в целом типичен для природных алмазов российских месторождений и близок к характерному для алмазов коренных месторождений Якутии.

Анализ большого массива данных по морфологии и спектроскопии алмазов россыпи реки Моргогор с позиций их разделения на генетические группы, выделенные при изучении алмазов россыпи Эбелях, подтвердил корректность этой методики. В исследованной выборке, характеризующей алмазы россыпи Моргогор, значительно снижена доля кристаллов генетической группы “В”, для которой характерно присутствие кристаллов с блоковым и поликристаллическим строением, а также с повышенным содержанием включений графита. Вследствие этого в общей выборке повысилась доля кристаллов, обладающих характерными для групп “А” и “Б” признаками.

Разделение, проведенное по содержанию азотных центров А на основе данных ИК-спектроскопии, подтвердило устойчивые различия выделенных генетических групп по подавляющему большинству определенных ранее морфологических и спектроскопических признаков. При этом группы, выделенные для россыпей Эбелях и Моргогор, обладают одинаковыми признаками и различаются по долям в выборках. Выявление долевого содержания генетических групп в разных точках россыпных месторождений Анабарского района может быть использовано для выявления направлений сноса и, в конечном итоге, для поиска его первоисточников.

В то же время выявлены и не подтвердившиеся признаки: увеличенная доля шпинелевых двой-

ников в группе “Б” и наличие алмазов VII группы по Ю.Л. Орлову только в генетической группе “В”, которые требуют дальнейшей проверки.

Благодарности

Коллектив авторов благодарит АК ПАО “АЛРОСА” за предоставленную возможность исследований и публикации данного материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Коптиль В.И., Митюхин С.И., Герасимчук А.В., Помазанский Б.С., Горев Н.И. (2011) Полигенез алмазов Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, **52**(3), 335-353.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А. (2002) Проблема докембрийской алмазоносности Сибирской платформы. *Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология*, (1), 19-36.
- Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Ключев Ю.А., Налетов А.М., Непша В.И. (1986) Природные и синтетические алмазы. М.: Наука, 224 с.
- Владыкин Н.В., Торбеева Т.С. (2005) Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианбарье). *Геология и геофизика*, **46**(10), 1038-1050.
- Вяткин С.В., Криюлина Г.Ю., Гаранин В.К. (2022) Алмазы из россыпи Эбелях (Анабар, Якутия): новые данные о их разделении по первоисточникам. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*, (4), 84-92.
- Граханов С.А. (2000) К вопросу о распространении неоген-нижнечетвертичных россыпей алмазов северо-востока Сибирской платформы. *Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология*, (5), 212-215.
- Граханов С.А., Коптиль В.И. (2003) Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, **44**(11), 1191-1201.
- Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. (2003) Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: ООО “Недра-Бизнесцентр”, 603 с.
- Кухаренко А.А. (1955) Алмазы Урала. М.: Гос. науч.-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 512 с.
- Минеева Р.М., Сперанский А.В., Титков С.В., Бершов Л.В. (1994) Новый Ni-содержащий центр в природном алмазе. *Докл. РАН*, **334**(6), 755-758.
- Орлов Ю.Л. (1984) Минералогия алмаза. М.: Наука, 221 с.
- Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Калинина В.В., Реутский В.Н. (2011) Локальные вариации изотопов углерода и содержания азота в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы. *Докл. РАН*, **440**(1), 116-119.
- Loubser J., Van Wyk J.A. (1978) Electron spin resonance in the study of diamond. *Rep. Prog. Phys.*, **41**(8), 1201-1248. <https://doi.org/10.1088/0034-4885/41/8/002>
- Woods G.S. (1986) Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds. *Proceedings of the Royal Society of London. A. Mathematical and Physical Sciences*, **407**(1832), 219-238. <https://doi.org/10.1098/rspa.1986.0094>
- Zaitsev A.M. (2001) Optical properties of diamond: a data

- handbook. Springer, 519 p.
- Zedgenizov D.A., Kalinina V.V., Reutsky V.N., Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I. (2016) Regular cuboid diamonds from placers on the northeastern Siberian platform. *Lithos*, **265**, 125-137.
- Zedgenizov D., Reutsky V., Wiedenbeck M. (2017) The carbon and nitrogen isotope characteristics of type Ib-IaA cuboid diamonds from alluvial placers in the Northeastern Siberian platform. *Minerals*, **7**(10), 178-187.
- Zemnukhov A.L., Reutsky V.N., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Zhelonkin R.Y., Kalinina V.V. (2020) Subduction related population of diamonds in Yakutian placers, northeastern Siberian platform. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **175**, 98.

REFERENCES

- Afanas'ev V.P., Lobanov S.S., Pokhilenko N.P., Koptil' V.I., Mityukhin S.I., Gerasimchuk A.V., Pomazanskii B.S., Gorev N.I. (2011) Polygenesis of diamonds in the siberian platform *Russian Geol. Geophys.*, **52**(3), 259-274 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **52**(3), 335-353).
- Afanas'ev V.P., Zinchuk N.N., Tychkov S.A. (2002) The problem of Precambrian diamond bearing of the Siberian platform. *Bull. Voronezh University. Ser. Geol.*, (1), 19-36. (In Russ.)
- Bokiy G.B., Bezrukov G.N., Klyuev Yu.A., Naletov A.M., Nepsha V.I. (1986) Natural and synthetic diamonds. Moscow, Nauka Publ., 224 p. (In Russ.)
- Grakhanov S.A. (2000) To the problem of the neogen-quaternary diamondiferous placers distribution within the n.e. Siberian platform. *Bull. Voronezh University. Ser. Geol.*, (5), 212-215. (In Russ.)
- Grakhanov S.A., Koptil' V.I. (2003) Triassic diamond placers on the northeastern Siberian Platform. *Russ. Geol. Geophys.*, **44**(11), 1150-1161 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **44**(11), 1191-1201).
- Kukhareenko A.A. (1955) Diamonds of the Urals. Moscow, State Scientific and Technical University. publishing house of literature on geology and subsoil protection, 512 p. (In Russ.)
- Loubser J., Van Wyk J.A. (1978) Electron spin resonance in the study of diamond. *Rep. Prog. Phys.*, **41**(8), 1201-1248. <https://doi.org/10.1088/0034-4885/41/8/002>
- Mineeva R.M., Speransky A.V., Titkov S.V., Bershov L.V. (1994) A new Ni-containing center in natural diamond. *Dokl. RAN*, **334**(6), 755-758. (In Russ.)
- Orlov Yu.L. (1984) Mineralogy of diamond. Moscow, Nauka Publ., 221 p. (In Russ.)
- Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V., Reutsky V.N. (2011) Local variations of carbon isotopes and nitrogen content in diamonds from placers of the Northeast Siberian Platform. *Dokl. RAN*, **440**(1), 116-119. (In Russ.)
- Vladykin N.V., Torbееva T.S. (2005) Lamproites of the Tomtor massif (eastern Anabar area). *Russ. Geol. Geophys.*, **46**(10), 1038-1049 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **46**(10), 1038-1050).
- Vyatkin S.V., Kriulina G.Yu., Garanin V.K. (2022) Diamonds from the Ebelyakh placer (Anabar, Yakutia): new data on the division by primary sources. *Moscow University Geol. Bull.*, **77**(5) 531-539, <https://doi.org/10.3103/S0145875222050167> (translated from *Vestnik Mos-*

- kovskogo universiteta. Ser. 4. Geologiya*, (4), 84-92.)
- Woods G.S. (1986) Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds. *Proceedings of the Royal Society of London. A. Mathematical and Physical Sciences*, **407**(1832), 219-238. <https://doi.org/10.1098/rspa.1986.0094>
- Zaitsev A.M. (2001) Optical properties of diamond: a data handbook. Springer, 519 p.
- Zinchuk N.N., Koptil' V.I. (2003) Typomorphism of diamonds of the Siberian platform. Moscow, Nedra-Businesscenter Publ., 603 p. (In Russ.)
- Zedgenizov D.A., Kalinina V.V., Reutsky V.N., Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I. (2016) Regular cuboid diamonds from placers on the northeastern Siberian platform. *Lithos*, **265**, 125-137.
- Zedgenizov D., Reutsky V., Wiedenbeck M. (2017) The carbon and nitrogen isotope characteristics of type Ib-IaA cuboid diamonds from alluvial placers in the Northeastern Siberian platform. *Minerals*, **7**(10), 178-187.
- Zemnukhov A.L., Reutsky V.N., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Zhelonkin R.Y., Kalinina V.V. (2020) Subduction related population of diamonds in Yakutian placers, northeastern Siberian platform. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **175**, 98.

Девонский коллектор алмазов Урала

Ю. Г. Пактовский, А. Г. Попов

Пермский государственный национальный исследовательский университет (ПГНИУ), 614990, г. Пермь,
ул. Букирева, 15, e-mails: urijpaktovskij65@gmail.com; p11p@mail.ru

Поступила в редакцию 01.04.2023 г., принята к печати 25.08.2023 г.

Объект исследования. Девонский коллектор алмазов на Урале, такатинская свита эмского яруса нижнего девона (D_{1tk}). **Цель.** Подтверждение и определение условий алмазоносности объекта исследования. **Материалы и методы.** Обобщение первичной и интерпретированной геологической информации. Литолого-фациальный анализ. Историко-геологическая реконструкция. Картографический анализ и геолого-картографическое моделирование в среде ГИС ArcMapESRY с использованием модуля ModelBuilder. **Результаты.** Такатинская свита входит в состав эмского яруса нижнего девона. В тектоническом отношении свита располагается в Западно-Уральской зоне складчатости. Алмазоносность Урала пространственно связана с выходами такатинской свиты. Промышленная алмазоносность и наибольшая плотность россыпей алмазов приходятся на Вишерский, Чикманский и Чусовской алмазоносные районы Северного и Среднего Урала в пределах Пермского края. В Вишерском алмазоносном районе в раннем девоне существовало такатинское море; в направлении с северо-запада на юго-восток протекала крупная река с дельтой. Осадки свиты составляют фациальный цикл: русловой аллювий – дельтовые осадки – подводно-дельтовые – морские осадки. Алмазы сконцентрированы в толще грубообломочного аллювия, мелкогалечных базальных конгломератов, которые формировались на кромке суши и моря палеоконтинента Русской плиты. Выделены три фациальных типа разреза такатинской свиты: континентальный, прибрежно-морской и морской. Алмазоносность связана с континентальным и прибрежно-морским осадками свиты, в пределах Пермского края. На север и юг от алмазоносных районов Пермского края такатинская свита представлена морскими осадками. По геодинамической модели, аллювиальные и прибрежно-морские такатинские россыпи алмазов сформировались в эмское время раннедевонской эпохи в результате сноса материала с Русской плиты. Источниками сноса являлись породы докембрия, ордовика и силура. Основным пространственно-геоморфологическим поисковым критерием алмазоносных конгломератов такатинской свиты является предельное расстояние сноса от алмазоносных конгломератов такатинской свиты до кайнозойских россыпей, равное 500 м.

Ключевые слова: алмаз, такатинская свита, геодинамическая модель, поисковые критерии, Урал, Пермский край

Devonian diamond reservoir of the Urals

Yuriy G. Paktovskiy, Andrey G. Popov

Perm State National Research University (PSNIU), 15 Bukireva st., Perm 614990,
e-mails: urijpaktovskij65@gmail.com; p11p@mail.ru

Received 01.04.2023, accepted 25.08.2023

Research subject. The Takata formation of the Emsian tier of the Lower Devonian (D_{1tk}) in the Urals is a reservoir of Devonian diamonds. **Aim.** Confirmation and determination of the diamond-bearing conditions of the reservoir. **Materials and Methods.** Generalization of primary and interpreted geological information. Lithofacial analysis. Historical and geological reconstruction. Cartographic analysis and geological and cartographic modeling in the ArcMapESRY GIS environment using the ModelBuilder module. **Results.** The Takata formation is part of the Emsian tier of the Lower Devonian. Tectonically, the Takata formation is located in the West Ural Folded Zone. The diamond content in the Urals is spatially related to the outputs of the Takata formation. The industrial diamond-bearing capacity and the highest density of diamond placers are located in the Vishersky, Chykmansky and Chusovskoy diamond-bearing regions of the Northern and Middle Urals within the Perm Krai. In the early Devonian, the Takata Sea existed in the Vishera diamond-bearing area; a large river with a delta flowed in the direction from northwest to southeast. The sediments of the formation comprise the facies cycle: floodplain – channel alluvium – delta sediments – underwater-delta – marine sediments. Diamonds are concentrated in the thickness of coarse-grained alluvium, small-pebble basal conglomerates that formed on the land-sea boundary of the paleocontinent of the Russian Plate. Three facies types of the Takata formation section are distinguished: continental, coastal-marine and marine. Its diamond-bearing capacity is associated with the continental and coastal-marine sediments of the forma-

Для цитирования: Пактовский Ю.Г., Попов А.Г. (2023) Девонский коллектор алмазов Урала. *Литосфера*, 23(4), 683–700. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-683-700>

For citation: Paktovskiy Yu.G., Popov A.G. (2023) Devonian diamond reservoir of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, 23(4), 683–700. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-683-700>

© Ю.Г. Пактовский, А.Г. Попов, 2023

tion within the Perm Region. To the north and south of the diamond-bearing areas of the Perm Krai, the Takata formation is represented by marine sediments. According to the geodynamic model based on the geological section of the Northern Urals, the alluvial and coastal-marine Takata diamond placers were formed in the early Devonian as a result of the demolition of material from the Russian Plate. The sources of destruction were rocks of the Precambrian, Ordovician and Silurian. The main spatial-geomorphological criterion for searching for diamond-bearing conglomerates of the Takata formation is the maximum distance of demolition from these conglomerations to placers, equal to 500 m.

Keywords: *diamond, Takata formation, geodynamic model, search criteria, Ural, Perm Region*

ВВЕДЕНИЕ

Алмазоносность Урала представлена россыпями различного генезиса, к которым относятся и древние палеозойские россыпи – промежуточные коллекторы алмазов (Ишков, 1966; Попов, 2005, 2009, 2014а, 2014б; Харитонов, 2007; Пактовский и др., 2021). Промежуточными коллекторами являются базальные грубообломочные толщи трансгрессивного цикла осадконакопления, которые на Урале имеют местные стратиграфические названия в зависимости от района их геологического открытия и описания: такатинская (D_{1tk}), колчимская (S_{1kl_1}) и полюдовская (O_{3pl}) свиты. Соответственно названы и коллекторы алмазов: девонский, силурийский и ордовикский. По первым двум в последние десятилетия доказана промышленная алмазность пород. В такатинской свите девонского коллектора Вишерского алмазоносного района известны два месторождения алмазов: Ишковский карьер (установлено по результатам геолого-разведочных работ 1965–1973 гг.; Ветчанинов, 1987) и Сухая Волынка (открыто по результатам поисковых работ 2007–2012 гг., В.А. Чуйко, Н.Г. Калашников, Ю.Г. Пактовский, А.Г. Попов). По Ишковскому карьеру существует обширная литература, в том числе опубликованная, по Сухой Волынке научные публикации только начинают появляться (Илалдинов, Пактовский, 2023; Томилина и др., 2023). Цель данной работы – представить такатинскую свиту по разрезам Вишерского алмазоносного района. Предлагается основной критерий алмазности для прогнозирования новых алмазоносных россыпей и месторождений.

Краткая историческая справка

В первой половине 1930-х гг. коллектив геологов Башкирского геологического управления (Г.В. Вахрушев, Э.Х. Алкснэ, А.П. Тяжева, А.И. Олли) закартировал на Южном Урале базальную толщу девонской системы, залегающую с угловым и стратиграфическим несогласием на комплексе более древних пород (Олли, 1948). По свидетельствам А.И. Олли (1948) и Б.М. Келлера (1947), именно А.П. Тяжева в 1935 г. описывала такатинский разрез в нижнем течении р. Таката (левый приток р. Зилим, Башкор-

тостан). Позднее термин “такатинская свита, слой” как таксон местной стратиграфической шкалы появился в Стратиграфическом словаре СССР (Марковский, 1956).

На Северном Урале, в Колво-Вишерском крае, во время работ экспедиции ВНИГРИ (1949–1955 гг.) термин “такатинская свита” использовал Н.Г. Чочиа (1955). Геологи экспедиции впервые выделили 13 разрезов такатинской свиты, в которых базальные отложения девона залегают на породах верхнего протерозоя–нижнего палеозоя.

Особенное значение такатинская свита приобрела во второй половине 1960-х гг., когда в результате работ Съёмочно-тематической экспедиции Пермского геолого-разведочного треста под руководством А.Д. Ишкова (1959–1967 гг.) было установлено, что базальные отложения такатинской свиты являются промежуточным коллектором алмаза, определяющим алмазоносность четвертичного аллювия современных рек и мезо-кайнозойских депрессий (Ишков, 1966).

С 1960-х гг. такатинская свита изучалась центральными и региональными геологическими институтами и университетами (ВСЕГЕИ; ЦНИГРИ; научные центры УрО РАН в городах Сыктывкар, Екатеринбург, Уфа; Пермский политехнический институт; Пермский государственный университет и др.), а также производственными геологическими коллективами (Вишерагеология, Яйвагеология, Пермская геологоразведочная экспедиция, Геокарта-Пермь, ЗАО “Пермгеологодобыча”, ЗАО “Уралалмаз” и др.). За несколько последних десятилетий накоплен огромный материал по геологическому изучению такатинской свиты (Харитонов, 2021); найдена фауна раннего девона (Чувазов, Шуйский, 2003); по детритным цирконам определены области сноса обломочного материала свиты (Кузнецов и др., 2014; Пыжова, Попова, 2015). На повестке дня стоит актуальный вопрос нового обобщения всех полученных за это время данных (Попов и др., 2018; Пактовский и др., 2021).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Картографический анализ положения такатинской свиты нижнего девона по цифровым моделям Государственных геологических карт (ГГК)

масштаба 1 : 1 000 000 (<https://vsegei.ru/ru>). Обобщение и анализ материалов первичной геологической информации и научных публикаций по такатинской свите с привлечением собственных исследований. Литолого-фациальный анализ. Историко-геологическая реконструкция и геолого-картографическое моделирование в среде ГИС ArcMapESRY с использованием модуля ModelBuilder.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Стратиграфическое, структурно-тектоническое положение и алмазоносность такатинской свиты

Такатинская свита входит в состав эмсского яруса нижнего девона по стратиграфической схеме девонских отложений западного склона Урала (табл. 1).

В тектоническом отношении такатинская свита расположена в Западно-Уральской зоне складчатости (ЗУЗС) и Улсовско-Тыпыльской мегасинклинали (рис. 1). В современной систематике ЗУЗС сопоставляется с Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоной (СФЗ). Улсовско-Тыпыльский мегасинклинорий в отдельное структурно-фациальное подразделение не выделен.

Такатинская свита прослежена на 1500 км по меридиональному простиранию уральских структур. Крайняя северная точка свиты – 65°30' с. ш., на Северном Урале, на реках Косью и Кожим (Республика Коми); южная точка – 53° с. ш., на

Южном Урале, в долинах и на водоразделе рек Белая и Бол. Ик (Республика Башкортостан). Пространственно алмазоносность Урала совпадает с выходами такатинской свиты. Исключением является проявления алмазоносности на ЦУПе Южного Урала (л. N-40, г. Уфа), где мелкие единичные алмазы, обнаруженные в аллювии, поступали от гипербазитовых массивов Крака Зилаирского мегасинклинория. Повышенная плотность россыпей, россыпных проявлений и промышленных россыпей наблюдается на Колчимско-Полюдовском поперечном поднятии и Язьвинско-Чусовской складчатой надвиговой зоне ЗУЗС (Северный и Средний Урал, л. Р-40, Красновишерск и О-40, г. Пермь). Эту зону повышенной алмазоносности составляют Вишерский, Чикманский, Чусовской, а также Улсовско-Койвинский алмазоносные районы в пределах Пермского края (Попов, 2009; Попов и др., 2018). На север и юг от этой зоны промышленная алмазоносность такатинской свиты исчезает. Попробуем разобраться в причинах этого. Приведем краткое описание такатинских отложений Урала с севера на юг.

На Приполярном Урале отложения такатинской свиты представляют собой морской тип разреза. Мелкозернистые такатинские песчаники со стратиграфическим перерывом залегают на породах пражского и лохковского ярусов нижнего девона (Цыганко, 2011). На Северном и Среднем Урале такатинская свита фациально представлена тремя типами разрезов: континентальным, переходным и морским, на чем мы остановимся подробно.

Таблица 1. Стратиграфическое положение такатинской свиты на Северном и Среднем Урале (Унифицированные схемы Урала, 1993) с дополнениями авторов

Table 1. Stratigraphic position of the Takata formation in the Northern and Middle Urals (Unified Schemes of the Urals, 1993) with additions by the authors

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Фаии		
Девонская – D	Средний – D ₂	Живетский	Кыновский	Морские		
			Пашийский	Континентальные, мор- ское мелководье		
			Чеславский	Морские		
			Чусовской			
		Эйфельский	Афонинский			
		Бийский (верхняя часть)				
		Нижний – D ₁	Эмский	Бийский (нижняя часть)	Морские	
				Койвинский		
				Вязовский		
				Ваняшкинский		
	<i>Такатинский</i>			Континентальные, аллю- виальные, прибрежно- морские		
	Пражский					Перерыв
	Лохковский					
	Овинпармский					
	Подстилающие отложения					

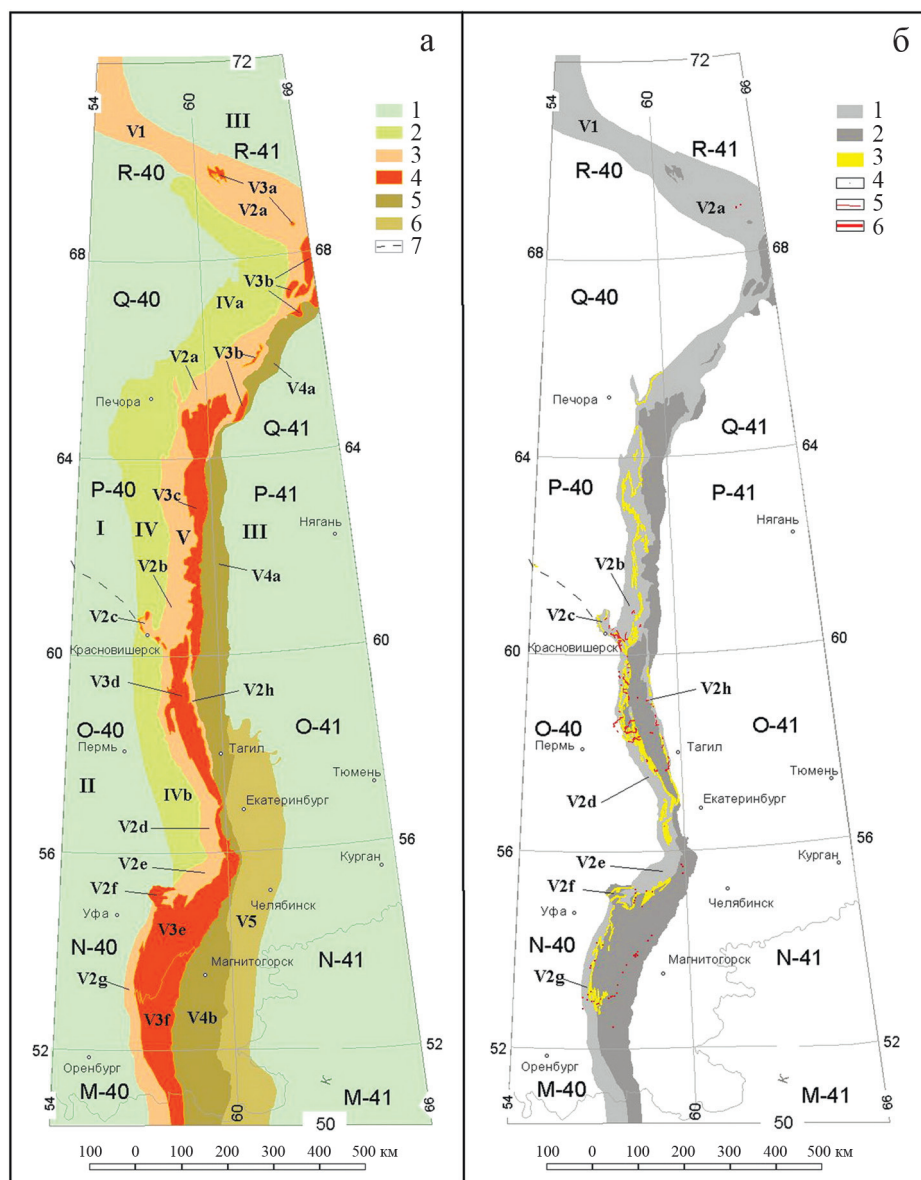


Рис. 1. Структурно-тектоническое положение такатинской свиты на Урале.

Полистная разграфка и номенклатура отвечают Государственной геологической карте масштаба 1 : 1000 000 (<https://vsegei.ru/ru/>).

а – схема тектонического районирования Урала (Попов, 2020): 1 – платформы и плиты; 2 – Предуральский краевой прогиб, на севере – Предуральско-Пайхойский краевой прогиб; 3 – ЗУЗС, Западно-Уральский мегамоноклинорий, на севере – Пайхойско-Новоземельская складчатая система; 4 – ЦУП или Центрально-Уральская антиклинорная зона (мегаантиклинорий); 5 – Тагило-Магнитогорский синклинорий; 6 – Восточно-Уральская зона; 7 – тиманский разлом. Тектонические структуры: I – Тимано-Печорская плита; II – Русская плита; III – Западно-Сибирская плита; IV – Предуральский, Пайхойский краевой прогиб (IVa – Тимано-Печорской плиты, IVb – Восточно-Европейской платформы); V – Новоземельско-Урало-Монгольский складчатый пояс; V1 – Пайхойско-Новоземельская складчатая система; V2 – Западно-Уральская складчатая зона (V2a – Новоземельско-Уральская складчатая система, переходящая в Лемвинский аллохтон, V2b – Косью-Вишерская складчатая надвиговая зона, V2c – Колчимско-Полудовское поперечное поднятие (система клипов), V2d – Язвинско-Чусовская складчатая надвиговая зона, V2e – Дружининский моноклинорий, V2f – Симский (Каратауский) блок, V2g – Ашинско-Алимбетовский моноклинорий, V2h – Улсовско-Тыпыльская (Улсовско-Велсовская) мегаантиклинорная зона, V3 – Центрально-Уральское поднятие (V3a – докембрийские выступы фундамента, V3b – Полярно-Уральский, Ляпинский, Харбейский антиклинорий и Неркаюсский блок, V3c – Ляпинско-Кутимский мегаантиклинорий, V3d – Кваркушско-Каменогорский и Уфалейский мегаантиклинорий, V3e – Башкирский антиклинорий, V3f – Зилаирский синклинорий и Уралтауский антиклинорий); V4 – Тагило-Магнитогорский мегаантиклинорий (V4a – Тагильский синклинорий, V4b – Магнитогорский синклинорий); V5 – Восточно-Уральская зона.

б – схема расположения такатинской свиты на тектонических структурах с россыпями и проявлениями алмазов (на схеме не показаны месторождения импактных алмазов Карских астроблем листа R-41): 1 – ЗУЗС, 2 – ЦУП, 3 – выходы такатинской свиты (D_{tk}), 4 – проявления алмазоносности, 5 – промышленные россыпи алмазов.

Fig. 1. Structural and tectonic position of the Takata formation in the Urals.

Sheet layout and nomenclature corresponds to the State Geological Map at a scale of 1 : 1,000,000 (<https://vsegei.ru/ru/>).

a – Scheme of tectonic zoning of the Urals (Popov, 2020): 1 – platforms and plates; 2 – Cis-Ural foredeep in the north – Cis-Ural-Paikhoi marginal trough; 3 – West Ural folding zone (ZUZZ), West Ural megamonoclinorium, in the north – Paikhoi-Novaya Zemlya folded system; 4 – Central Ural uplift (TsUP) or Central Ural anticlinorium zone (megaanticlinorium); 5 – Tagil-Magnitogorsk synclinorium; 6 – East Ural zone; 7 – Timan fault. Tectonic structures: I – Timan-Pechora plate; II – Russian plate; III – West Siberian plate; IV – Cis-Ural, Paikhoi marginal foredeep (IVa – Timan-Pechora plate, IVb – East European platform); V – Novaya Zemlya-Ural-Mongolian fold belt; V1 – Paikhoi-Novaya Zemlya folded system; V2 – West Ural folded zone (V2a – Novaya Zemlya-Ural folded system, passing into the Lemvinsky allochthon, V2b – Kosyu-Vishera folded thrust zone, V2c – Kolchimsko-Polyudovsky transverse uplift (system of clips), V2d – Yazva-Chusovskaya folded thrust zone, V2e – Druzhinsky monoclinorium, V2f – Sim (Karatau) block, V2g – Ashinsky-Alimbetovsky monoclinorium, V2h – Ulsovsko-Typylskaya (Ulsovsko-Velsovskaya) megasyncline); V3 – Central Ural uplift (V3a – Precambrian basement protrusions, V3b – Polar-Ural, Lyapinsky, Kharbeysky anticlinorium and Nerkeyus block, V3c – Lyapinsko-Kutimsky megaanticlinorium, V3d – Kvar Kush-Kamenogorsk and Ufaleysky megaanticlinorium, V3e – Bashkir anticlinorium, V3f – Zilairsky synclinorium and Uraltausky anticlinorium); V4 – Tagil-Magnitogorsk megasynclinorium (V4a – Tagil synclinorium, V4b – Magnitogorsk synclinorium); V5 – East Ural zone.

б – Scheme of the location of the Takata formation on tectonic structures with placers and occurrences of diamonds (the diagram does not show impact diamond deposits of the Kara astroblems of sheet R-41): 1 – West Ural folding zone, 2 – Central Ural uplift, 3 – outcrops of the Takata formation (D_{1tk}), 4 – manifestations of diamond content, 5 – industrial placers of diamonds.

нее в дальнейшем. На Южном Урале хорошо изученный стратотипический разрез такатинской свиты (л. N-40, г. Уфа) является существенно морским и представлен песчаниками и аргиллитами с прослоями гравелитов. В пределах л. M-40 (г. Оренбург) такатинская свита, объединенная с вязовской ($D_{1tk} + vz$), также отвечает морскому типу разреза.

Таким образом, как на север от Пермского края, так и на юг в синхронном разрезе такатинской свиты преобладают морские фации, в то время как в алмазоносных районах Пермского края наблюдаются континентальные и переходные от континентальных к морским (Смирнов и др., 1977; Попов и др., 2018).

Это региональное обобщение указывает на питающую провинцию алмазоносных россыпей, которая может быть расположена в Волго-Уральской части кратона Балтика (Богданова и др., 2009; Пучков, 2010; Хераскова и др., 2023). Эту же мысль на основании тектонического и историко-геологического анализа высказывал еще Ю.Д. Смирнов (1965).

Формально первоисточники алмазов Урала не установлены, но по сумме косвенных данных предполагается их кимберлитовая природа (Зинчук и др., 2005; Пучков, 2016). Алмазы промежуточных коллекторов, мезокайнозойских и современных россыпей практически идентичны (Захарченко и др., 2006). Детальное изучение изотопного состава углерода в уральских россыпных алмазах показало, что эти значения характерны для алмазов из кимберлитов (Галимов и др., 1989). О кимберлитовой природе уральских алмазов свидетельствуют результаты исследования поверхностных форм под электронным микроскопом, проведенные в Пермском университете. Электронное микроскопическое исследование высокого разрешения показало, что рост алмазов происходил в результате послойного отложения углеродного вещества с формированием исключительно правильной микро- и даже нанослоистости. Такой рост возможен толь-

ко в мантийных условиях с длительным сохранением стабильной обстановки роста кристалла (Осовецкий и др., 2023).

Генезис уральских алмазов неразрывно связан с вопросами о времени и месте кимберлитового магматизма. Ф. Лагиньяс с коллегами установили изотопный возраст уральских алмазов по минералам-включениям (Laiginhas, 2008; Laiginhas et al., 2009). С учетом последних данных уральские алмазы кристаллизовались в мантии 1280 ± 310 млн лет назад, что соответствует рифею, а кимберлитовый/лампроитовый магматизм происходил не позднее ордовика (Laiginhas, 2008; Laiginhas et al., 2009; Shirey et al., 2013; Smith et al., 2016, 2022; Попов, 2023). О докембрийском возрасте предполагаемых кимберлитов, источников уральских алмазов, неоднократно высказывались уральские и сибирские геологи (Зильберман, Чернышева, 1974; Зильберман и др., 1993; Зинчук, Коптиль, 2003; Афанасьев, 2015, 2022; Зинчук, 2018).

Кимберлитовые трубки, внедрившиеся на северо-восточной периферии континента Балтика, т. е. в кратонизированной части Волго-Уралии, могли быть подвергнуты эрозии уже в рифейское время и переходить из одного промежуточного коллектора в другой, вплоть до раннего девона. Продукты выветривания создавали ореолы рассеивания, при этом минералы-индикаторы кимберлитовых пород уже тогда оказались оторваны от самих алмазов (Шеманина, 1993). В настоящее время палеоповерхность Русской плиты перекрыта осадочным чехлом, что не позволяет определить местоположение тел кимберлитов ни геологическими методами, ни геофизическими. По этой причине на первый план в уральской алмазной геологии выходит научное изучение (доизучение) промежуточных коллекторов и глубоких горизонтов сопряженных с ними мезо-кайнозойских депрессий в целях создания промышленной базы для региональной алмазодобывающей отрасли.

Историческая реконструкция осадконакопления такатинской свиты Вишерского алмазоносного района

В Вишерском алмазоносном районе такатинская свита трансгрессивно залегает на верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложениях. Трансгрессивный цикл такатинской свиты начинается с грубообломочной толщи в основании разреза, не выдержанной по мощности и простирацию. Граница между континентальным и морским типами разреза в районе фиксирует зоны высокой и низкой алмазоносности.

Палеогеографическая обстановка современного Вишерского алмазоносного района в раннем девоне представляется следующей (Щербаков и др., 1994): 1) такатинское море, берег которого отвечает современному выходу такатинской свиты; 2) в направлении с северо-запада на юго-восток протекала крупная река с дельтой, постепенно затопляемой наступающим такатинским морем. Осадки свиты составляют трансгрессивный цикл: русловой аллювий – дельтовые осадки – подводно-дельтовые – морские осадки. Для континентальной пойменно-русловой фации характерен крупнообломочный материал – галька и гравий. В современном разрезе это конгломераты, гравелиты и песчаники с косой слоистостью. Для прибрежно-морской дельтовой фации характерно переслаивание гравия, песка, глины и алевролита. Морская фация неглубокого моря представлена мелкозернистым песком, сейчас это песчаник без слоистости. Отмечается увеличение мощности отложений по мере углубления бассейна осадконакопления: с запада и северо-запада на восток и юго-восток.

Алмазы концентрировались в толще грубообломочного аллювия на палеоконтиненте или на кромке суши и моря аналогично современным прибрежно-морским россыпям Намибии (Шмаков, Божко, 2008), что ранее предполагали и предшественники (Кухаренко, 1961; Трофимов, 1980).

Типовой литолого-фациальный разрез такатинской свиты Вишерского алмазоносного района

Типовой разрез такатинской свиты Вишерского алмазоносного района составлен нами по первичной геологической информации поисково-разведочных работ и научным публикациям за последние 60 лет. Карта фактического материала показана на рис. 2; разрезы такатинской свиты – на рис. 3, 4.

Типовой трансгрессивный разрез такатинской свиты начинается со слоя базальных конгломератов, залегающих с перерывом на выветрелых доломитах силура и/или глинистой коре выветривания с доломитовой “мукой” (Смирнов и др., 1977).

Мощность конгломератов варьирует от 0.6 до 3.6 м (см. рис. 4). По простирацию прослеживается линзовидное его залегание, объясняемое пространственными изменениями русел рек и рукавов дельты. Мощность коры выветривания составляет от 0 до 2.5 м (см. рис. 3).

Такатинские отложения на месторождении Сухая Волянка выходят на поверхность по плоскости надвига северо-восточной экспозиции. В северной части месторождения такатинские слои сохраняются практически в ненарушенном тектоникой состоянии. Однако в южной части они разбиты на блоки с разной амплитудой перемещения, и в ослабленные зоны, подчеркнутые карстовыми полостями растворенных доломитов силура, вышележащие терригенные отложения “проваливаются” или, наоборот, в зонах тектонического давления – “сгущиваются”. Предшественники в 1960-х гг. назвали такие осложненные тектоникой разрезы “провальная таката” и “сгущенная таката” (см. рис. 4).

Гранулометрический состав конгломератов: галечный материал – около 10%, редко больше; гальки в основном среднегалечной размерности средней степени окатанности, эллипсоидные, яйцеобразные, реже изометричные; морфология галек указывает на их аллювиальный генезис (Илалтдинов, Пактовский, 2023). Петрографический состав галечного материала: кварц, кварцевые и реже полевошпат-кварцевые песчаники, иногда с глауконитом; единичны черные и серые кремни и доломиты. Галечный материал происходит из более древних толщ (верхнего рифея и венда, а также плюдовской свиты верхнего ордовика). Матрикс конгломератов – гравийно-песчаный, цемент глинистый и гидрослюдисто-железистый. Наибольшая мощность конгломератов наблюдается в центральном типе разреза, где она достигает 1.5–2.0 м (разрез Сухая Волянка: см. рис. 3, 4). По сравнительно хорошей окатанности галек дальность их переноса определена в 40–50 км (Конев, Чалов, 1969; Илалтдинов, Пактовский, 2023).

В базальных конгломератах предшественники (Беккер и др., 1970) определены минералы кимберлитовых пород, встречающиеся в районе исключительно редко: пироп, хромшпинелид, пикроильменит, хромдиопсид, оливин, хромшпинелиды, флогопит. Эти минералы зачастую значительно изменены: пироп замещен ярко-зеленым хлоритом; пикроильменит – лейкоксеном; оливин – тальком; хромшпинелиды часто выветрели до розовато-серого порошка. В восточном типе разреза парагенетические спутники алмаза не встречаются. Базальные отложения такатинской свиты являются алмазоносной толщей с промышленными содержаниями алмазов.

Выше по разрезу, над базальными конгломератами, залегают гравелиты кварцевые, плохо сортированные, в виде прослоев и линз. Крупнообъемное

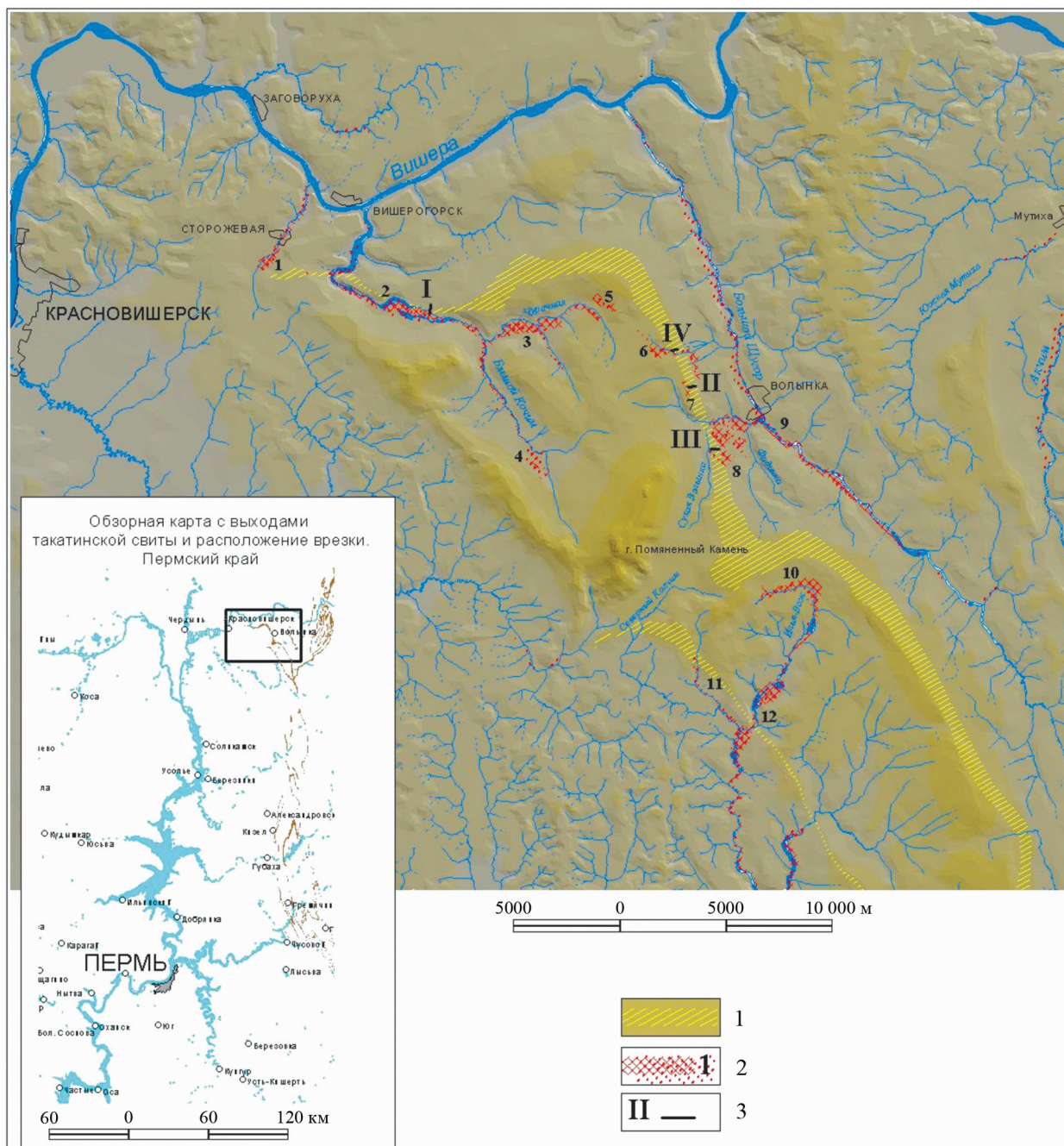


Рис. 2. Расположение обнажений и горных выработок такатинской свиты в Вишерском алмазоносном районе Северного Урала.

1 – выходы такатинской свиты; 2 – россыпи алмазов и их номера; 3 – места описания разреза по обнажениям, горным выработкам и скважинам большого диаметра (СБД): I – обнажение на правом берегу р. Бол. Колчим, II – Ишковский карьер (участок), III – канавы и СБД месторождения Сухая Волянка. Россыпи алмазов: 1 – Сторожевая, 2 – Бол. Колчим, 3 – Чурочная, 4 – Верховья Бол. Колчима, 5 – Северная Рассольная, 6 – Южная Рассольная, 7 – Ишковский карьер (участок), 8 – Волянка, 9 – Большой Щугор, 10 – Илья-Вож, 11 – Светлый, 12 – Северный Колчим.

Fig. 2. The location of outcrops and mine workings of the Takata formation in the Vishersky diamond-bearing region of the Northern Urals.

1 – outputs of the Takata formation; 2 – placers of diamonds and their numbers; 3 – places of description of the section on outcrops, mine workings and large diameter wells (SBD): I – outcrop on the right bank of the Bolshoy Kolchim River, II – Ishkovsky quarry (site), III – ditches and SBD deposits Suhaja Volynka. Placers of diamonds: 1 – Storozhivaya, 2 – Bolshoy Kolchim, 3 – Churochnaya, 4 – Upper reaches of Bolshoy Kolchim, 5 – Nort Rasolnaja, 6 – Southern Rasolnaja, 7 – Ishkovsky quarry (site), 8 – Volinka (Bagpipe), 9 – Bolshoy Shchugor, 10 – Ilya-Vozh, 11 – Svetly, 12 – Northern Kolchim.

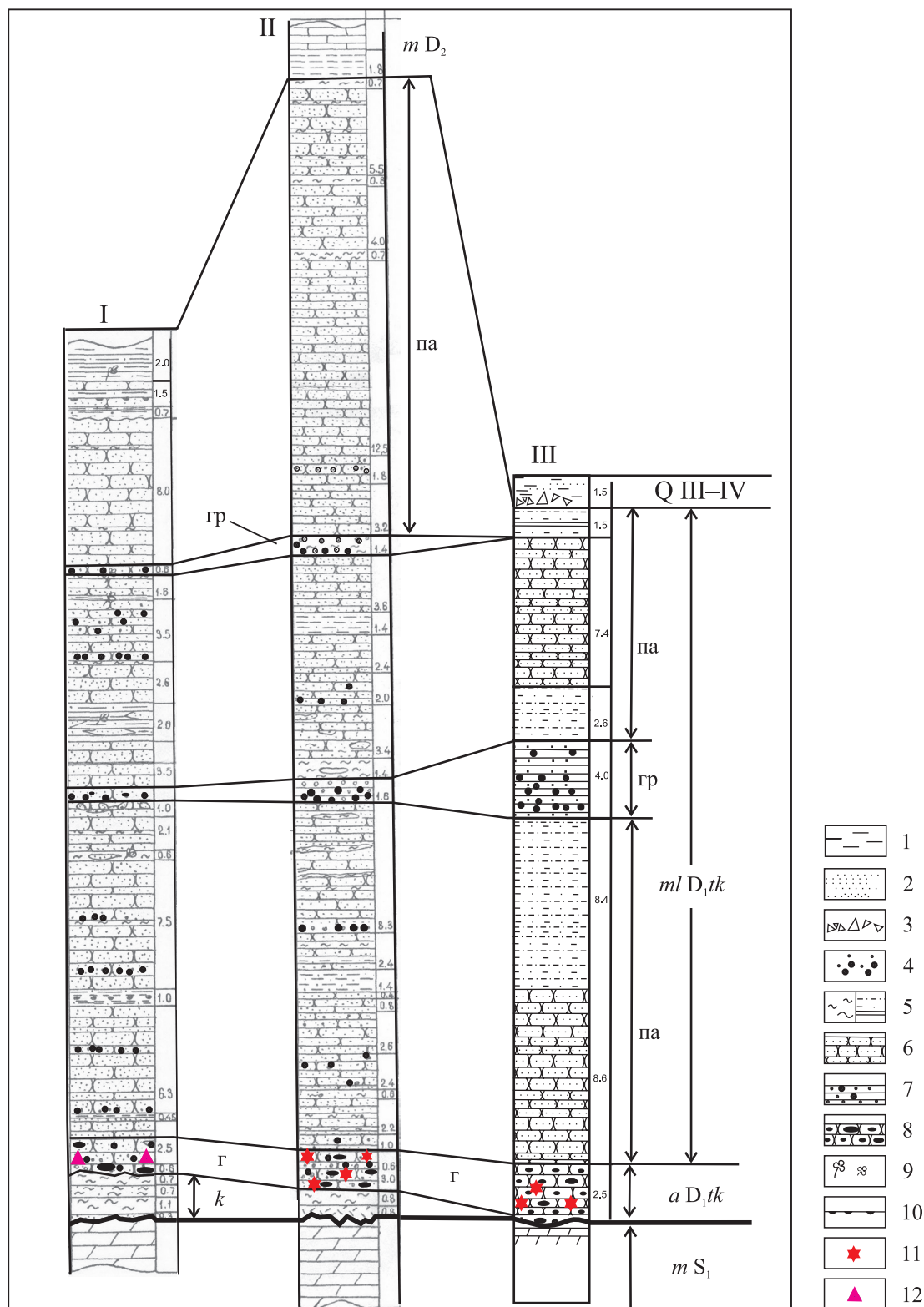


Рис. 3. Типовой разрез такатинской свиты Вишерского алмазоносного района Северного Урала (по данным поисково-разведочных работ 1960-х гг.).

Здесь и на рис. 4: I – обнажение на правом берегу р. Бол. Колчим; II – Ишковский карьер (участок); III – Сухая Волянка. 1 – глина; 2 – песок; 3 – древес, щебень; 4 – гравий; 5 – алевро-аргилит; 6 – песчаник; 7 – гравелит; 8 – конгломерат; 9 – растительные остатки; 10 – ожелезнение; 11 – алмаз; 12 – пироп. Фации: *k* – континентальная, кора выветривания (глина с доломитовой “мукой”); *a* – аллювиальная, континентальная; *m* – морская; *ml* – прибрежно-морская. Гранулометрические фракции: *г* – галечная (базальные конгломераты); *па* – песчано-алевритовая; *гр* – гравийная.

Fig. 3. A typical section of the Takata formation of the Vishersky diamond-bearing region of the Northern Urals (according to the data of prospecting and exploration works of the 1960s).

Here and in Fig. 4: I – outcrop on the right bank of the Bolshoy Kolchim River; II – Ishkovsky quarry (site); III – Sukhaya Volynka. 1 – clay; 2 – sand; 3 – gravel, crushed stone; 4 – gravel; 5 – siltstone; 6 – sandstone; 7 – gravelite; 8 – conglomerate; 9 – plant residues; 10 – iron; 11 – diamond; 12 – pyrope. Facies: *k* – continental; weathering crust (clay with dolomite “flour”); *a* – alluvial, continental; *m* – marine; *ml* – coastal-marine. Fractions: *r* – pebbles (basal conglomerates); *na* – sand-siltstone; *gp* – gravel.

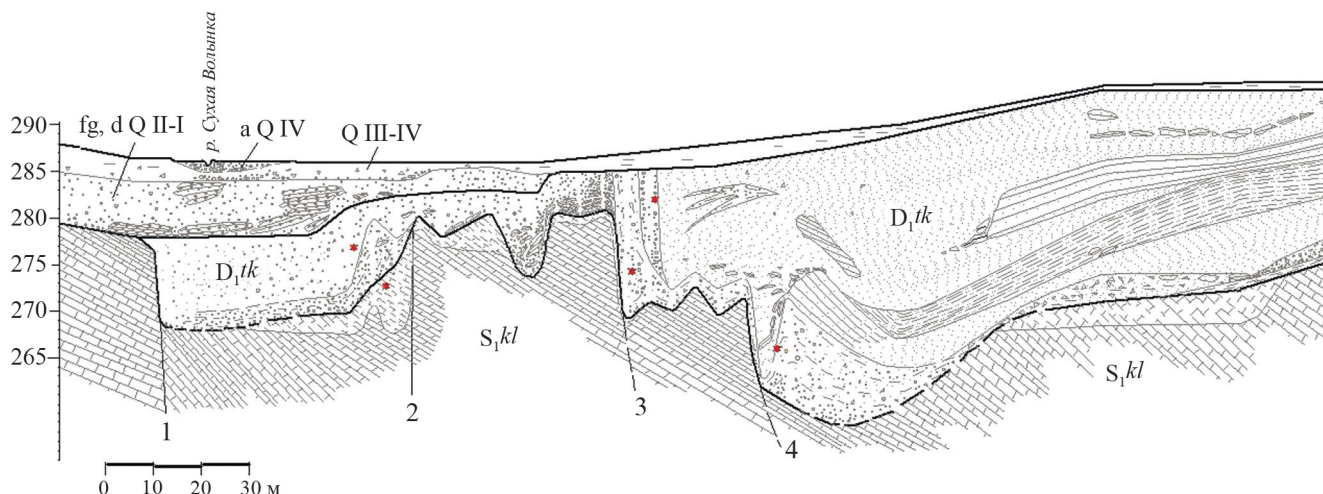


Рис. 4. Типовой разрез такатинской свиты Вишерского алмазоносного района на примере месторождения Сухая Волянка (по полевым данным авторов).

Между тектоническими нарушениями 1 и 2 – “провальная дезинтегрированная таката”; между нарушениями 2 и 4 – “сгнутая таката”.

Fig. 4. A typical section of the Takata formation of the Vishera diamond-bearing region on the example of the Sukhaya Volynka deposit (according to the field data of the authors).

Between tectonic disturbances 1 and 2 – “destroyed takata”; between violations 2 and 4 – “crumpled takata”.

опробование гравелитов на алмазы, проведенное геологической службой прииска “Уралалмаз”, дало отрицательные результаты.

Песчаники, перекрывающие конгломераты и гравелиты, описываются как кварцевые светло-серые мелко-среднезернистые, равномерно- и неравномерно-зернистые. Цемент песчаников регенерационный кварцевый, реже поровый, железистый и каолинит-гидрослюдистый. Кроме кварца в легкой фракции базальных отложений такатинской свиты в незначительных количествах присутствуют обломки аргиллитов, кремнистых пород и кварцитов.

Разнозернистые и гравийные песчаники нередко содержат плоскую гальку (“окатыши”) зеленоватых аргиллитов, предположительно из нижележащих отложений и кор выветривания (Смирнов и др., 1977). Отличительной чертой некоторых разновидностей песчаников западного типа разреза такатинской свиты является присутствие в них обломков щелочных эффузивов, что требует дальнейшего изучения на современном уровне аналитики.

Аллотигенную часть тяжелой фракции песчаников составляют исключительно устойчивые к вы-

ветриванию минералы. По данным предшественников (Беккер и др., 1970), их содержания таковы, %: циркон – 30.1–62.0, рутил – 1.2–6.0, турмалин – 4.0–13.4, а также минеральный агрегат лейкоксен – 4.6–18.2. Реже встречаются титанит, гранат-альмандин и светлые слюды. Очень редки моноклинные и ромбические пироксены, пироп и монацит. В аутигенной части тяжелой фракции гравелитов, конгломератов и отчасти песчаников преобладает гидрогетит и гетит (8.0–37.3%) (Беккер и др., 1970). Большинство минералогических анализов тяжелой фракции шлихов протоочных проб из интересующих нас отложений, сделанных предшественниками, в настоящее время требуют уточнения с проведением количественного минералогического анализа по литологическим пробам (Осовецкий, 2004).

Завершается трансгрессивный разрез такатинских отложений слоями алевролитов и аргиллитов. Алевролиты – светло-серые кварцевые с глинисто-хлоритовым порово-пленочным, в сочетании с базальным, цементом. В песчаниках и прослоях алевро-аргиллитов встречаются обуглившиеся растительные остатки (псилофиты).

Аргиллиты такатинской свиты (Конев, Чалов, 1969) – зеленовато-серые, нередко выветрелые до глины гидрослюдистого состава. Залегают аргиллиты, как и алевролиты, в виде линз и прослоев мощностью около 2 м.

Базальные алмазоносные конгломераты такатинской свиты зафиксированы в разрезах Ишковского карьера, Сухой Волянки, по р. Илья-Вож, а также по рекам Бол. Колчим, Ефимовка и Северный Колчим (Чуйко, Синкин, 2005).

В региональном плане конфигурация береговой линии такатинского моря реконструируется на протяжении от современной р. Бол. Колчим до р. Сухая Волянка (с запада на восток, в современных координатах) по фации аллювиальных конгломератов, перекрытых мелководными морскими песчаниками с прослоями гравелитов. Отсутствие конгломератов пляжной фации свидетельствует о том, что трансгрессия моря на аллювиальную равнину в такатинское время была достаточно быстрой, что способствовало “запечатыванию” аллювиальных отложений, обогащенных алмазами.

Типовой разрез такатинских отложений имеет некоторые особенности на разных участках Вишерского алмазоносного района. Так, в разрезе Южная Рассольная базальные отложения представлены гравелитами с небольшой примесью мелкогалечного материала (Илалтдинов, Пактовский, 2023). В настоящее время он находится в стадии изучения. Крупнообъемное опробование на алмазы базальных гравелитов здесь не проводилось.

К концу XX в. изученность такатинской свиты Урала в рамках традиционной геологической парадигмы достигла такого уровня, что, казалось, ничего нового к уже сказанному добавить невозможно. Некоторое время в алмазоносной полосе Урала главное внимание было сосредоточено даже на “атипичных” (Силаев и др., 2009; Лукьянова и др., 2011) алмазоносных объектах и минералах кимберлитовых пород, однако атипичных месторождений так и не было выявлено (Захарченко и др., 2006; Анфиловы и др., 2007). В последние два десятилетия не только появились новые данные, уточняющие палеогеографию такатинского времени, но и, что не может не радовать, возникает интерес к истории изучения такатинской свиты в смежных с нашим регионам (Юрьева, 2015).

О.А. Щербаков с коллегами (1997) отмечает, что в бассейне р. Вишера разрез такатинской свиты увеличивается за счет его нижних частей в направлении с северо-запада на восток и юго-восток. Все это свидетельствует, во-первых, о нарастании стратиграфической амплитуды перерыва в основании такатинской свиты в направлении на северо-запад, во-вторых, о развитии здесь речной системы. Доказательством речной сети служат также литологические особенности отложений: грубозернистые песчаники с прослоями гра-

велитов вблизи эрозионной поверхности, косая слоистость руслового типа. Развитая речная сеть в нижнедевонское время свидетельствует о существовании континентальной суши на востоке Русской платформы (в современных координатах) и, следовательно, о наличии континентальных фаций осадконакопления. Сформировались эти осадки в условиях низкой прибрежной равнины с обширными дельтами рек, граничащей с мелководным опресненным бассейном, отличающимся изрезанностью береговой линии и изобилующим лагунами и заливами, барами и отмелями. Далее на восток (в современных координатах) наблюдается увеличение глубин такатинского моря. Холмистая поверхность континентальной суши (область денудации и осадконакопления) была слабо наклонена на восток (3–10°). Особенности климата и наземного рельефа имели важные гидрологические последствия, в частности в ориентировке и заложении русел такатинских рек в области денудации и месторасположения области аккумуляции. Основными речными системами, существовавшими на территории западного склона Северного и Среднего Урала в такатинское время, являлись северная дельтовая система тиманского направления шириной 30–60 км и южная, проходившая в субширотном направлении (с запада на восток в современных координатах через пункты Бородулино, Очер, Полазна). Транзитный материал речных систем откладывался в структурных понижениях на приконтинентальном шельфе такатинского моря. В раннетакаинское время территория западного склона Северного и Среднего Урала представляла собой пенепленизированную равнину с развитой речной сетью. Врезающиеся и слабо мигрирующие русла на холмистой равнине заложили основу гидросети средне- и позднеатакаинского времени, что можно считать в некотором роде унаследованным фактором (Дурникин, 1997) на протяжении длительного геологического времени раннего-среднего палеозоя, несмотря на периодически случавшиеся трансгрессии моря.

Климат в такатинское время предполагается влажным и жарким (Ясаманов, 1985), благоприятным для широкого развития региональной и местной гидросети, а также кор выветривания. Существенно кварцевый состав обломочного материала такатинской свиты свидетельствует о дальнем его переносе из областей размыва и рециклинге материала (Юдович, Кетрис, 2000), приведшем к почти полному уничтожению на пути транспортировки неустойчивых к химическому и физическому выветриванию горных пород и минералов.

Дальнейшее детальное изучение типового разреза такатинских отложений прецизионными методами позволит лучше понять условия формирования алмазоносных россыпей и повысит уровень их прогнозирования.

Модель образования россыпей алмазов в эмское время

Палеотектонические реконструкции для раннего девона, уточненные Н.И. Тимониным (1998), показывают положение “уральской окраины” континента Балтика между экватором и 10° с. ш. с медленным дрейфом в северном направлении. Палеомагнитные данные также указывают на эти широты, причем широтное расположение “уральской окраины” в девоне объясняется разворотом континента на 90° против часовой стрелки (Мизенс, Свяжина, 2007).

По результатам исследования уран-свинцовым методом детритных цирконов песчаников такатинской свиты на Южном Урале сделан вывод, что наиболее вероятным поставщиком обломочного материала для нее являлись породы кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы Волго-Уральской антеклизы, а возраст детритных цирконов укладываются в интервал от 1857.5 ± 53.8 до 3054.0 ± 48.0 млн лет (Кузнецов и др., 2014). Вместе с обломочным материалом с Восточно-Европейской платформы переносились и алмазы, которые не могли быть *in situ* или привнесены в отложения свиты с иного места. Следовательно, первоисточники алмазов также располагались на Восточно-Европейской платформе. Транспортирование алмазов происходило на границу суши и моря в различные эпохи раннего палеозоя (ордовик, силур, девон).

Модель образования россыпей алмазов в континентальных и прибрежно-морских условиях такатинского времени представлена на рис. 5. Основой для ее построения послужил геологический раз-

рез Государственной геологической карты (ГГК) л. Р-40 (Водолазская и др., 2006). На нем мы препарировали земную поверхность на начало раннетакатинского времени. Модель показывает, что россыпи образовались за счет размыва силурийского и ордовикского коллекторов алмазов, в то время выходявших на поверхность. Эти отложения подвергались денудации до базиса эрозии. Обломочный материал поступал на берег такатинского моря, формируя россыпи. При этом, естественно, мы не исключаем прямую транспортировку алмазов от кимберлитов палеократона Русской плиты, возможность существования которых не отвергается правилом Клиффорда (Clifford, 1966). Таким образом, аллювиальные и прибрежно-морские такатинские россыпи алмазов в раннем девоне сформировались в результате сноса материала с Русской плиты в сторону такатинского моря (раскрывающегося Уральского палеоокеана). Уральских гор в то время еще не существовало; на разрезе (см. рис. 5) Урал оставлен в качестве пространственного ориентира.

В результате уральской фазы герцинской складчатости (P_2-T_1) породы верхнего протерозоя и нижнего-среднего палеозоя были выведены на поверхность и обусловили алмазоносность региона в мезокайнозое.

Пространственный критерий месторождений алмазов девонского коллектора

Условием алмазоносности такатинской свиты является наличие базальных, алмазоносных конгломератов, залегающих в виде линз и пластов, выклинивающихся по простиранию и падению. Прог-

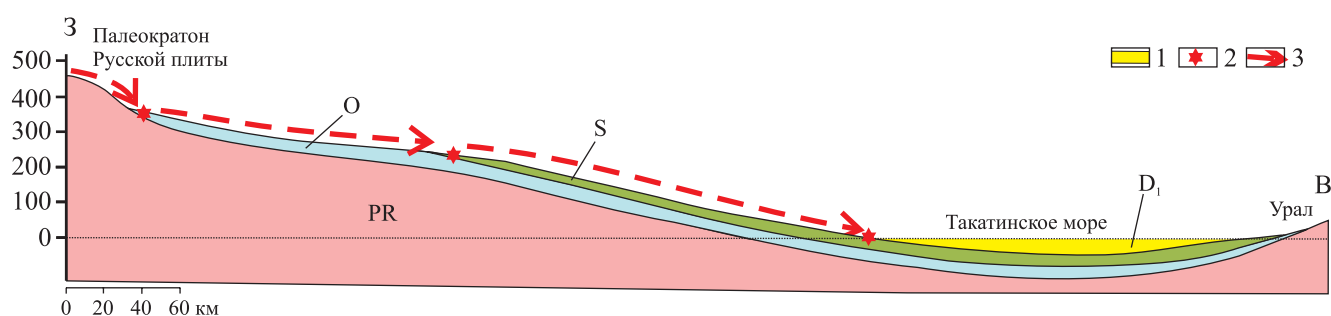


Рис. 5. Модель формирования россыпей алмазов в эмское время раннедевонской эпохи на основе разреза Государственной геологической карты по линии Тиман–Северный Урал по широте 63° (Водолазская и др., 2006).

1 – осадки раннедевонской эпохи такатинского моря, 2 – аккумуляция алмазов, 3 – транспортирование алмазов. Остальные пояснения см. в тексте.

Fig. 5. A model of the formation of diamond placers in the Early Devonian epoch based on the section of the State Geological Map of sheet P-40 along the Timan–Northern Urals line at latitude 63° (Vodolazskaya et al., 2007).

1 – Early Devonian deposits of the Takata Sea, 2 – accumulation of diamonds, 3 – transportation of diamonds. See text for other explanations.

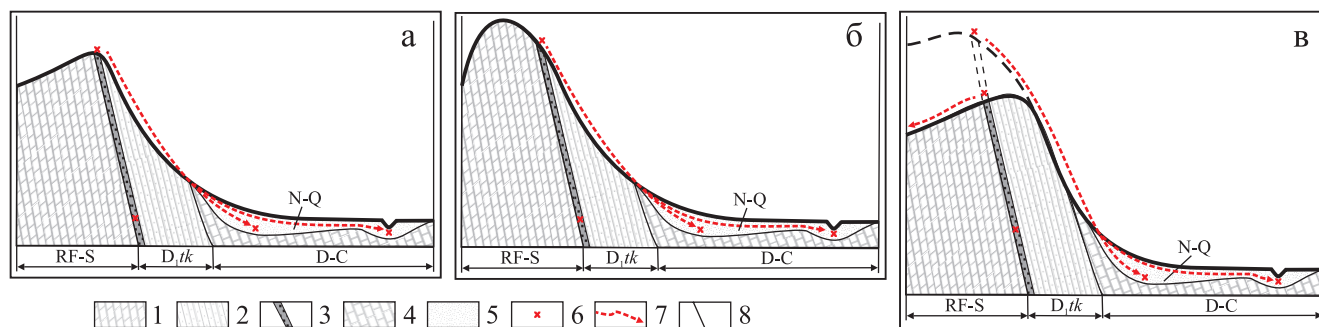


Рис. 6. Положение такатинской свиты в разрезе относительно современного водораздела и алмазоносных россыпей.

а – водораздельное, б – предводораздельное, в – заводораздельное; 1 – доломиты, 2 – песчаники, 3 – алмазоносные конгломераты такатинской свиты, 4 – известняки, 5 – неоген-четвертичные рыхлые отложения, 6 – алмазы, 7 – транспортировка алмазов, 8 – геологические границы.

Fig. 6. The position of the Takata formation in the section relative to the modern watershed and diamond-bearing placers.

а – watershed type, б – before watershed, в – beyond watershed; 1 – dolomites, 2 – sandstones, 3 – diamond-bearing conglomerates of the Takata formation, 4 – limestones, 5 – Neogene-quaternary loose deposits, 6 – diamonds, 7 – diamond transportation, 8 – geological boundaries.

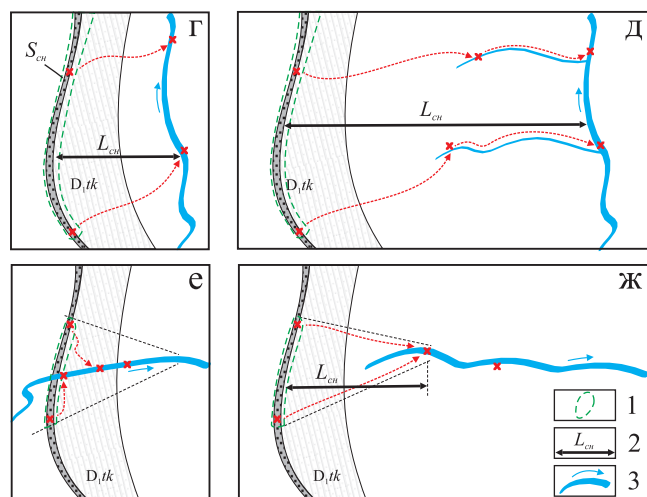


Рис. 7. Положение такатинской свиты относительно алмазоносных россыпей (в плане).

г – параллельное, д – удаленное параллельное, е – пересеканное, ж – истоковое. 1 – область питания россыпей, 2 – расстояние сноса ($L_{сн}$), 3 – река и направление течения. Прочие условные обозначения см. на рис. 8.

Fig. 7. The position of the Takata formation relative to diamond-bearing placers (in plan).

г – parallel position, в – remote parallel position, е – crossed position, ж – position at the sources of the placer; 1 – placer feeding zone, 2 – demolition distance ($L_{сн}$), 3 – river and flow direction. Other symbols are shown in Fig. 8.

нозирование новых месторождений в такатинской свите сводится к обнаружению этих базальных конгломератов. Терригенные породы такатинской

свиты подстилаются и перекрываются карбонатными породами (силура и девона соответственно). Крепкие, литифицированные терригенные породы такатинской свиты менее подвержены эрозии, чем карбонатные породы, часто формируют современные водоразделы.

В положении такатинской свиты относительно водораздела и россыпей можно выделить три типа: а – водораздельное, б – предводораздельное, в – заводораздельное (рис. 6). Причем водораздельное и предводораздельное положения свиты переходят в заводораздельное в процессе эрозии земной поверхности. В плане относительно россыпей в положении такатинской свиты можно выделить четыре типа: г – параллельное, д – удаленно-параллельное, е – пересеканное, ж – истоковое (рис. 7).

Положение такатинской свиты относительно рельефа и питающих россыпей составляет 10 типов (см. рис. 6, 7): водораздельно-параллельное (аг), водораздельно-удаленно-параллельное (ад), водораздельно-истоковое (аж), предводораздельно-параллельное (бг), предводораздельно-удаленно-параллельное (бд), предводораздельно-истоковое (бж), заводораздельно-параллельное (вг), заводораздельно-удаленно-параллельное (вд), заводораздельно-истоковое (вж), пересеканное (е).

Условием наличия алмазоносных конгломератов в такатинской свите является *предельное* значение расстояния сноса ($L_{сн}$) от алмазоносных конгломератов до кайнозойской россыпей. Предельное значение сноса в 500 м установлено картографическим моделированием в программе ГИС ArcMapESRY с использованием модуля Model-Builder. Моделирование проведено по методике

пространственного сочетания прогнозных критериев (Попов, 2009).

Первым шагом моделирования является установление минимального расстояния связи между известными алмазоносными конгломератами и кайнозойскими россыпями. Минимальное расстояние связи составило 500 м по объектам: а) Ишковский участок алмазоносных конгломератов девона – кайнозойская россыпь алмазов Вогульская депрессия, б) алмазоносные конгломераты Сухой Волюнки – кайнозойская россыпь Волюнка. Расстояние связи есть расстояние сноса, а его минимальное значение – предельное расстояние сноса. Вторым шагом – установление местонахождения алмазоносных конгломератов такатинской свиты по про-

странственному сочетанию трех прогнозных критериев: 1) выходы такатинской свиты с неустановленными алмазоносными конгломератами; 2) кайнозойские россыпи алмазов; 3) предельное расстояние сноса, установленное в 500 м.

Необходимо отметить, что значение сноса более 500 м влечет за собой как увеличение области питания, так и разубоживание и неопределенность в пространственном положении алмазоносных конгломератов.

По моделированию в Вишерском алмазоносном районе в окрестностях Помяненного Камня прогнозируются пять алмазоносных объектов, связанных с базальными конгломератами такатинской свиты (рис. 8, табл. 2).

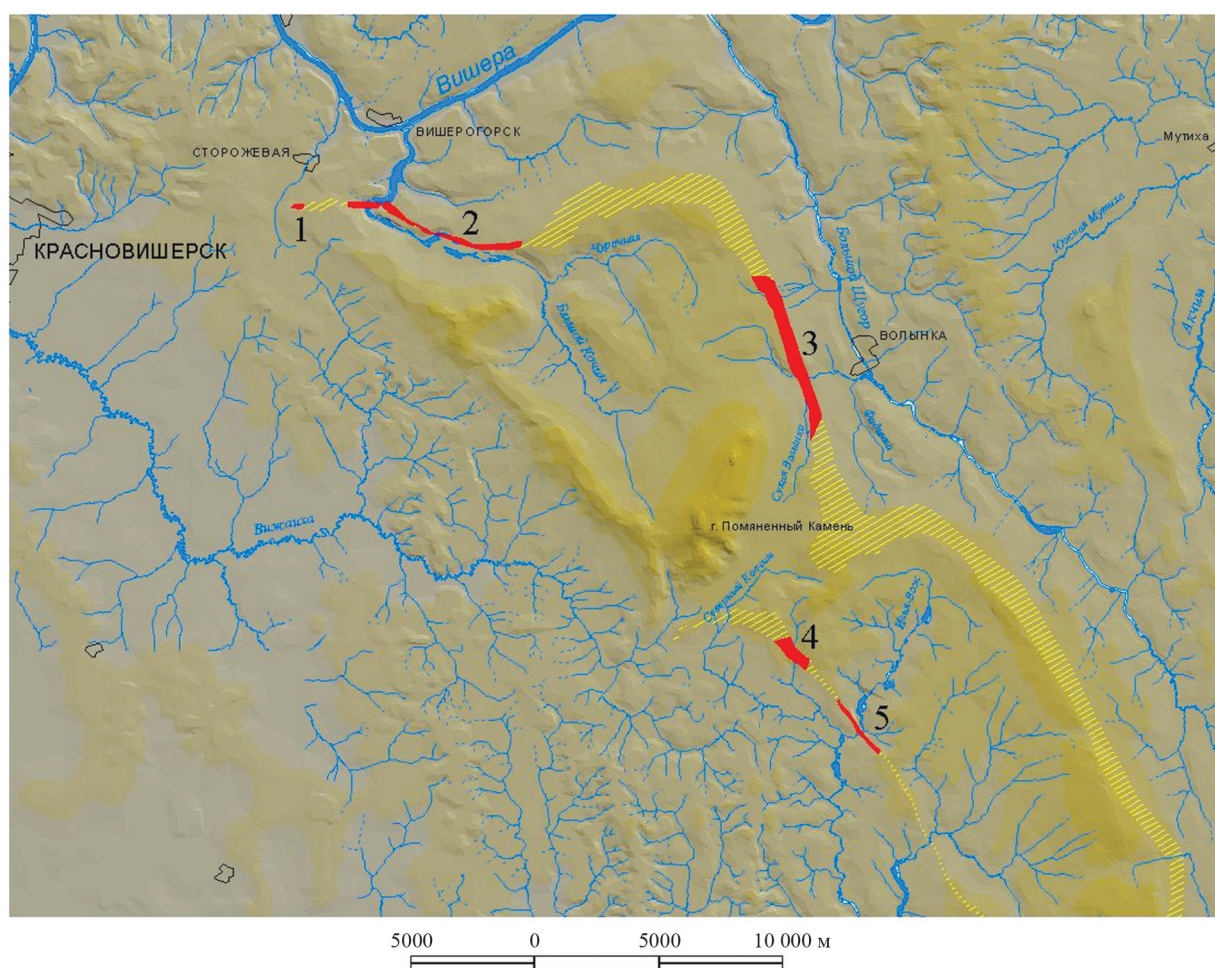


Рис. 8. Прогнозируемые участки алмазоносных конгломератов такатинской свиты Вишерского алмазоносного района в окрестностях Помяненного Камня Пермского края.

1 – Storozhevskiy, 2 – Bolshokolchimskiy, 3 – Rassolnisko-Volynskiy, 4 – Svetlinskii, 5 – Ilya-Vozhskiy. Прочие условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 8. Projected areas of diamond-bearing conglomerates of the Takata formation of the Vishersky diamond-bearing district in the vicinity of Pomyanenyi Kamen mountain of the Perm Krai.

1 – Storozhevskiy, 2 – Bolshokolchimskiy, 3 – Rassolnisko-Volynskiy, 4 – Svetlinskii, 5 – Ilya-Vozhskiy. Other symbols are shown in Fig. 2.

Таблица 2. Прогнозируемые участки алмазоносных конгломератов такатинской свиты Вишерского алмазоносного района в окрестностях Помяненного Камня Пермского края

Table 2. Projected areas of diamond-bearing conglomerates of the Takata formation of the Vishera diamond-bearing district in the vicinity of Pomyanenyi Kamen mountain of the Perm Krai

Прогнозируемый участок	Тип положения такатинской свиты относительно россыпи
Сторожевской	Предвороздельное (б)
Большеколчимский	Пересекаемое, водораздельно-параллельное (с, аг)
Рассольниско-Волынский	Пересекаемое (с)
Светлинский	
Илья-Вожский	

ВЫВОДЫ

К северу и к югу от алмазоносных районов Пермского края (л. О-40 и Р-40, см. рис. 1) преобладают морские неалмазоносные фации такатинской свиты, а в пределах Пермского края – алмазоносные континентальные, аллювиальные и прибрежно-морские фации, что обуславливает алмазоносность районов Урала.

Алмазоносность такатинской свиты определена палеогеодинамическими условиями, отвечающими границе “континент–океан” эмского времени раннедевонской эпохи. Алмазоносными являются базальные аллювиальные конгломераты такатинской свиты мощностью 1.0–2.5 м с увеличением их мощности на участках тектонического сгущивания. Выходы алмазоносных конгломератов такатинской свиты прогнозируются по предельному значению расстояния сноса алмазов до кайнозойских россыпей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфилов В.Н., Крайнев Ю.Д., Кораблев Г.Г. (2007) Геологическое строение и природа алмазоносности Колчимского поднятия (Северный Урал). *Литосфера*, (5), 151-163.
- Афанасьев В.П. (2015) Обоснование докембрийской алмазоносности Сибирской платформы. *Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология*. Мат-лы XV Междунар. совещ. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. (Редкол.: Н.П. Лавров и др.). Пермь, Издательский центр ПГНИУ, 8-9.
- Афанасьев В.П. (2022) Особенности россыпной алмазоносности юга Сибирской платформы. *Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов*. XI Междунар. науч.-практ. конф. М.: ЦНИГРИ, 15-17.
- Беккер Ю.Р., Бекасова Н.Б., Ишков А.Д. (1970) Алмазоносные россыпи в девонских отложениях Северного Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 65-77.
- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. (2009) Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 17(3), 29-45.
- Ветчанинов В.А. (1987) Такатинская свита среднего девона – источник алмазов уральских россыпей. *Геология и геофизика*, (4), 137-141.
- Водолазская В.П., Иванов В.Н., Петров Г.А., Зархидзе Д.В., Кириллин С.И., Кузнецов Н.А., Курзанов И.Ю., Стороженко Е.В., Берлянд Н.Г., Жданов А.В., Мельгунов А.Н., Полянская Т.Л., Полякова Н.Ф. и др. (2006) Государственная геологическая карта Российской Федерации [Электронное издание сетевого распространения]. Л. Р-40. СПб.: ВСЕГЕИ. URL: <https://vsegei.ru>
- Галимов Э.М., Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Шеманина Е.И., Мальцев К.А. (1989) Изотопный состав углерода алмазов, содержащих минеральные включения, из россыпей Северного Урала. *Геохимия*, (9), 1363-1370.
- Дурникин В.И. (1997) Палеотектонические особенности времени стратиграфических несогласий раннего палеозоя. *Геология и полезные ископаемые Западного Урала*. Мат-лы регион. науч.-практ. конф. (Отв. ред. Р.Г. Ибраимов). Пермь: ПГУ, 19-20.
- Захарченко О.Д., Хачатрян Г.К., Гречишников Д.Н. Алмазы Тимано-Уральского региона. (2006) М.: ЦНИГРИ, 209 с.
- Зильберман А.М., Чернышова Е.М. (1974) Магматические формации западного склона Среднего и Северного Урала и проблемы первоисточников уральских алмазов. *Геология и прогнозирование алмазных месторождений*. (Отв. ред. П.Ф. Иванкин, Б.И. Прокочук). М.: ЦНИГРИ, 49-50.
- Зильберман А.М., Качанов А.Н., Цыганков В.А. (1993) Структурно-тектонические условия размещения алмазных месторождений Урала. *Алмазоносность Европейского севера России*. (Отв. ред. В.И. Степаненко). Сыктывкар, Коми НЦ УрО РАН, 53-57.
- Зинчук Н.Н. (2018) О палеотектоническом развитии и возможном проявлении кимберлитового магматизма на сопредельных с Уралом территориях. *Геология и полез. ископаемые Западного Урала*, 1(38), 43-51.
- Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. (2003) Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра-Бизнесцентр, 603 с.
- Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. (2005) Историческая минерагения. Т. 1. Введение в историческую минерагению. Воронеж: Воронежский государственный университет, 590 с.
- Илалтдинов И.Я., Пактовский Ю.Г. (2023) Морфология галек такатинской свиты и вопрос о первоисточни-

- ках алмазов Урала. *Геология и полез. ископаемые Западного Урала*, **6**(43), 48-56.
- Ишков А.Д. (1966) Источники алмазов Уральских россыпей на примере Красновишерского района. *Советские по геологии алмазных месторождений*. Пермь: Звезда, 32-35.
- Келлер Б.М. (1947) Такатинская свита Башкирии. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, **2**, 137.
- Конев П.Н., Чалов Б.Я. (1969) Условия образования и продуктивность такатинской свиты Колво-Вишерского края. *Геология и полезные ископаемые Урала*. Мат-лы к II Уральской конф. молодых геологов. Т. 1. (Гл. ред. А.В. Пуркин). Свердловск: б. и., 63-65.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Иванова Н.С., Меерт Дж. (2014) Первые U/Pb-данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазоносных россыпей). *Докл. АН*, **455**(4), 427-432.
- Кухаренко А.А. (1961) Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 320 с.
- Лукьянова Л.И., Остроумов В.Р., Рыбальченко В.Я., Морозов Г.Г., Петров О.В., Тетерин И.П., Чайковский И.И., Жуков В.В., Кириллов В.А., Ланда Э.А., Петрова А.А., Шестакова В.Ф. (2011) Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья. М., Геокарт; СПб., ВСЕГЕИ, 240 с.
- Марковский Б.П. (1956) Такатинские слои, свита. *Стратиграфический словарь СССР*. (Гл. ред. Б.К. Лихарев). М.: Гос. науч.-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 904.
- Мизенс Г.А., Свяжина И.А. (2007) О палеогеографии Урала в девоне. *Литосфера*, (2), 29-44.
- Олли А.И. (1948) Древние отложения западного склона Урала. Саратов: СГУ, 413 с.
- Осовецкий Б.М. (2004) Минералогия мезокайнозоя Прикамья. Пермь: ПГУ; ПСИ; ПССГК, 292 с.
- Осовецкий Б.М., Попов А.Г., Пактовский Ю.Г., Чуйко В.А. (2023) Источники питания и история формирования уральских россыпей алмазов. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении*. Науч. чтения пам. П.Н. Чирвинского. Вып. 26. (Отв. ред. И.И. Чайковский). Пермь: ПГНИУ, 196-206.
- Пактовский Ю.Г., Осовецкий Б.М., Попов А.Г., Чуйко В.А. (2021) Проблемы россыпной алмазоносности Урала. *Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов*. X Междунар. науч.-практ. конф. М.: ЦНИГРИ, 163-165.
- Попов А.Г. (2005) Алмазоносность уральского типа и ее история. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении*. Науч. чтения пам. П.Н. Чирвинского. Вып. 8. Пермь: ПГНИУ, 158-162.
- Попов А.Г. (2009) Минерагенические исследования на основе геолого-картографического моделирования (на примере Пермского края). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь: ПГУ, 114 с.
- Попов А.Г. (2014a) Источники алмазов месторождений Урала и его геодинамика. *Современные проблемы науки и образования*, **6**, 1676-1686.
- Попов А.Г. (2014b) Россыпи алмазов Урала. *Современные проблемы науки и образования*, **6**, 1686-1691.
- Попов А.Г. (2020) Алмазоносность и тектоника Урала, краткое обобщение государственного геологического картирования масштаба 1 : 1000 000. *Геология и полез. ископаемые Западного Урала*, **3**(40), 18-26.
- Попов А.Г. (2023) Возраст уральских алмазов и кимберлиты Урала. *Геология и полез. ископаемые Западного Урала*, **6**(43), 65-74.
- Попов А.Г., Пактовский Ю.Г., Осовецкий Б.С. (2018) Перспективы алмазоносности Пермского края. *Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические пути ее повышения*. V Всерос. науч.-практ. конф. Мирный, 144-148.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пыжова Е.С., Попова Н.С. (2015) Результаты изотопного (U/Pb) датирования обломочных (детритовых) цирконов из песчаников алмазоносной эмской (нижний девон) такатинской свиты Западного Урала. *Вестн. РУДН*, **1**, 45-51.
- Силаев В.И., Чайковский И.И., Харитонов Т.В., Филипов В.Н., Хазов А.Ф. (2009) К проблеме атипичных и нетрадиционных минералов-спутников алмаза (на примере Урала). Сыктывкар: Геопринт, 65 с.
- Смирнов Ю.Д. (1965) Источники алмазов Уральских россыпей. *Геология россыпей*. (Отв. ред. акад. В.И. Смирнов). М.: Наука, 279-282.
- Смирнов Ю.Д., Боровко Н.Г., Вербицкая Н.П., Румянцев Н.А., Бекасова Н.Б., Горский В.П., Евдокимов Ю.Б., Лукьянова Л.И. (1977) Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 199 с.
- Тимонин Н.И. (1998) Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 240 с.
- Томилина Е.М., Пактовский Ю.Г., Исаева Г.А. (2023) Сравнительная характеристика пелитовой фракции проб базальных пород девонского алмазоносного коллектора (Пермский край). *Геология и полез. ископаемые Западного Урала*, **6**(43) 75-81.
- Трофимов В.С. (1980) Геология месторождений природных алмазов. М.: Недра, 304 с.
- Унифицированные схемы Урала (докембрий, палеозой). Субрегиональная стратиграфическая схема девонских отложений западного Урала. (1993) Екатеринбург: УГСЭ, 152 л.
- Харитонов Т.В. (2007) Критерии алмазоносности вторичных коллекторов, палеогеография такатинской свиты и поиски первоисточников уральских алмазов. *Минеральное сырье Урала*, **2**, 26-34.
- Харитонов Т.В. (2021) О такатинской свите Пермского края. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении*. Науч. чтения пам. П.Н. Чирвинского. Вып. 24. Пермь: ПГНИУ, 266-273.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Патина И.С., Сапожников Р.Б. (2023) Строение зоны сочленения микроконтинентов Сарматия, Волгоуралия и Фенноскандия в составе фундамента Восточно-Европейской платформы. *Литосфера*, **23**(3), 309-324. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-309-324>
- Цыганко В.С. (2011) Девон западного склона севера

- Урала и Пай-Хоя: стратиграфия, принципы расчленения, корреляция. Екатеринбург: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 354 с.
- Чочиа Н.Г. (1955) Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л.: Гостоптехиздат, 406 с.
- Чувашов Б.И., Шуйский В.П. (2003) Раннедевонская биота карбонатных платформ востока Русской платформы, Уральского подвижного пояса и Западной Сибири (стратиграфическое, биогеографическое и палеотектоническое значение). *Литосфера*, (2), 3-27.
- Чуйко В.А., Синкин В.А. (2005) Путеводитель геологической экскурсии "Россыпные месторождения алмазов Красновишерского района". Красновишерск; Пермь: ПГУ; Уралалмаз, 28 с.
- Шеманина Е.И. (1993) Первоисточники россыпных алмазов Урала. *Алмазоносность европейского Севера России*. Тр. XI геол. конф. Коми АССР. (Отв. ред. В.И. Степаненко). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 113-118.
- Шмаков И.И., Божко Е.Н. (2008) Происхождение морских россыпей алмазов Намибии. *Вестн. ВГУ. Геология*, 1, 116-126.
- Щербаков О.А., Дурников В.И., Соколов О.В., Галкин В.И., Кириллов В.А. (1994) Такатинская свита Вишерско-Чусовского Урала и ее алмазоносность. Пермь: ПГТУ, 106 с.
- Щербаков О.А., Щербакова М.В., Кириллов В.А., Дурников В.И., Фофанова Т.В., Китаев П.М., Соколов О.В. (1997) Палеоструктурные особенности Вишерского Урала в связи с его алмазоносностью. Пермь: ПГТУ, 102 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Юрьева З.П. (2015) История изучения отложений нижне-го девона Тимано-Североуральского региона в естественных выходах. *Вестн. Северного (Арктического) федер. ун-та. Сер.: Естественные науки*, (3), 22-32. <https://doi.org/10.17238/issn2227-6572.2015.3.22>
- Ясаманов Н.Н. (1985) Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеиздат, 296 с.
- Clifford T.N. (1966) Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1, 421-434.
- Laiginhas F., Pearson D.G., Phillips D., Burgess R., Harris J.W. (2009) Re-Os and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope measurements of inclusions in alluvial diamonds from the Ural Mountains: Constraints on diamond genesis and eruption ages. *Lithos*, 112, 714-723.
- Laiginhas F.A.T.P. (2008) Diamonds from Ural Maintains: their characteristics and the mineralogy and geochemistry of their inclusions. Thesis presented for the degree of Doctor of Philosophy (Ph.D.). Glasgow: University of Glasgow, 241 p.
- Puchkov V.N. (2016) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geol. Rev.*, 85, 4-29. <http://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>
- Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., Nestola F., Pearson D.G., Sobolev N.V., Walter M.J. (2013) Diamonds and the Geology of Mantle Carbon. *Rev. Mineral. Geochem.*, 75, 355-421.
- Smith E.M., Krebs M.Y., Brenker F.E. (2022) Raman Identification of Inclusions in Diamond. *Rev. Mineral. Geochem.*, 88, 451-474.
- Smith E.M., Shirey S.B., Nestola F., Bullock E.S. (2016) Large gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle. *Science*, 354, 1403-1405.

REFERENCES

- Afanasiev V.P. (2015) Justification of the Precambrian diamond content of the Siberian Platform. *Placers and deposits of weathering crusts: study, development, ecology*. Proceedings of the XV International Conference on the Geology of Placers and Weathering Crust Deposits. (Ed. by N.P. Laverov et al.). Perm, PGNIU, 8-9. (In Russ.)
- Afanasiev V.P. (2022) Peculiarities of placer diamond potential in the south of the Siberian Platform. *Scientific and methodological foundations of forecasting, prospecting, evaluation of deposits of diamonds, precious and non-ferrous metals*. XI International Scientific and Practical Conference. Moscow, TsNIGRI, 15-17. (In Russ.)
- Anfilogov V.N., Kraynev Yu.D., Korablev G.G. (2007) Geological structure and nature of diamond bearing of the Kolchin uplift (Northern Urals). *Lithosphere (Russia)*, (5), 151-163. (In Russ.)
- Bekker Yu.R., Bekasova N.B., Ishkov A.D. (1970) Diamond-bearing placers in the Devonian deposits of the Northern Urals. *Litologiya i polez. iskopaemye*, 4, 65-77. (In Russ.)
- Bogdanova S.V., Pisarevsky S.A., Lee K.H. (2009) Formation and decay of Rodinia (according to the results of MPGC 440). *Stratigrafiya. Geol. Korrel.*, 17(3), 29-45. (In Russ.)
- Chochia N.G. (1955) Geological structure of the Kolvo-Vishera region. Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 406 p. (In Russ.)
- Chuiko V.A., Sinking V.A. (2005) Guide of the geological excursion "Placer diamond deposits of Krasnovishersky district". Krasnovishersk; Perm, PGU; Uralalmaz, 28 p. (In Russ.)
- Chuvashov B.I., Shuisky V.P. (2003) Early Devonian biota of carbonate platforms in the east of the Russian Platform, the Ural mobile belt and Western Siberia (stratigraphic, biogeographic and paleotectonic significance). *Lithosphere (Russia)*, (2), 3-27. (In Russ.)
- Clifford T.N. (1966) Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1, 421-434.
- Durnikin V.I. (1997) Paleotectonic features of the time of stratigraphic unconformities of the early Paleozoic. *Geology and minerals of the Western Urals*. (Ed. by R.G. Iblaminov). Perm, PGU, 19-20. (In Russ.)
- Galimov E.M., Sobolev N.V., Efimova E.S., Shemanina E.I., Maltsev K.A. (1989) Carbon isotopic composition of diamonds containing mineral inclusions from placers of the Northern Urals. *Geokhimiya*, (9), 1363-1370. (In Russ.)
- Ilatdinov I.Ya., Paktovsky Yu.G. (2023) Morphology of pebbles of the Takatin Formation and the question of the primary sources of Ural diamonds. *Geologiya i Polez. Iskopaemye Zapadnogo Urala*, 6(43), 48-56. (In Russ.)
- Ishkov A.D. (1966) Sources of diamonds of the Ural placers on the example of Krasnovishersky district. *Meeting on the geology of diamond deposits*. Perm, Zvezda Publ., 32-35. (In Russ.)
- Keller B.M. (1947) The Takatinsky retinue of Bashkiria. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, 2, 137. (In Russ.)

- Kharitonov T.V. (2007) Criteria for the diamond content of secondary reservoirs, paleogeography of the Takata Formation and the search for primary sources of Ural diamonds. *Mineral'noe syr'e Urala*, **2**, 26-34. (In Russ.)
- Kharitonov T.V. (2021) About the Takatin Formation of the Perm Territory. *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny*. Scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky. Iss. 24. Perm, PGNIU, 266-273. (In Russ.)
- Kheraskova T.N., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Patina I.S., Saposhnikov R.B. (2023) Junction zone structure of the Sarmatia, Volga-Uralia, and Fennoscandia microcontinents as part of the East European Platform basement. *Lithosphere (Russia)*, **23**(3), 309-324. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-309-324>
- Konev P.N., Chalov B.Ya. (1969) Conditions of formation and productivity of the Takatinsky formation of the Kolvo-Vishersky district. *Geology and minerals of the Urals*. Proceedings of the II Ural Conference of Young Geologists. V. 1. (Ed. by A.V. Purkin). Sverdlovsk, 63-65. (In Russ.)
- Kukharensky A.A. (1961) Mineralogy of places. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 320 p. (In Russ.)
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Orlov S.Yu., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Seregina E.S., Ivanova N.S., Meyer J. (2014) The first U/Pb data on the age of detritus zircons from the sandstones of the upper Ems-Takatinsky formation of the Western Urals (in connection with the problem of the root sources of the Ural diamond-bearing placers). *Dokl. AN*, **455**(4), 427-432. (In Russ.)
- Laiginhas F.A.T.P. (2008) Diamonds from Ural Maintains: their characteristics and the mineralogy and geochemistry of their inclusions. Thesis presented for the degree of Doctor of Philosophy (Ph.D.). Glasgow, University of Glasgow, 241 p.
- Laiginhas F., Pearson D.G., Phillips D., Burgess R., Harris J.W. (2009) Re-Os and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope measurements of inclusions in alluvial diamonds from the Ural Mountains: Constraints on diamond genesis and eruption ages. *Lithos*, **112**, 714-723.
- Lukyanova L.I., Ostroumov V.R., Rybalchenko V.Ya., Morozov G.G., Petrov O.V., Teterin I.P., Tchaikovsky I.I., Zhukov V.V., Kirillov V.A., Landa E.A., Petrova A.A., Shestakova V.F. (2011) Diamond-bearing fluid-explosive formations Perm Urals. Moscow, Geokart; St.Petersburg, VSEGEI, 240 p. (In Russ.)
- Markovsky B.P. (1956) Takatinsky layers, retinue. *Stratigraphic Dictionary of the USSR*. (Ed. by B.K. Likharev). Moscow, Gos. nauch.-tekhn. izd-vo literatury po geologii i okhrane nedr, 904 p. (In Russ.)
- Mizens G.A., Svyazhina I.A. (2007) About the paleogeography of the Urals in Devon. *Lithosphere (Russia)*, (2), 29-44. (In Russ.)
- Ollie A.I. (1948) Ancient deposits of the western slope of the Urals. Saratov, SGU, 413 p. (In Russ.)
- Osovetsky B.M. (2004) Mineralogy of the Meso-Cenozoic of the Kama region. Perm, PGU; PSI; PSSGK, 292 p. (In Russ.)
- Osovetsky B.M., Popov A.G., Paktovsky Yu.G., Chuiiko V.A. (2023) Power sources and the history of the formation of the Ural diamond placers. *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny*. Iss. 26. (Ed. by I.I. Tchaikovsky). Perm, PGNIU, 196-206. (In Russ.)
- Paktovsky Yu.G., Osovetsky B.M., Popov A.G., Chuiiko V.A. (2021) Problems of alluvial diamond bearing in the Urals. *Scientific and methodological foundations of forecasting, exploration, evaluation of deposits of diamonds, precious and non-ferrous metals*. X International Scientific and Practical Conference. Moscow, TsNIGRI, 163-165. (In Russ.)
- Popov A.G. (2005) Diamond content of the Ural type and its history. *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny*. Scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky. Iss. 8. Perm, PGNIU, 158-162. (In Russ.)
- Popov A.G. (2009) Minerogenic studies based on geological and cartographic modeling (on the example of the Perm Region). Cand. geol. and min. sci. diss. Perm, PGU, 114 p. (In Russ.)
- Popov A.G. (2014a) Sources of diamond deposits in the Urals and its geodynamics. *Sovremennye problemy nauki i obrazovaniya*, **6**, 1676-1686. (In Russ.)
- Popov A.G. (2014b) Placers of diamonds in the Urals. *Sovremennye problemy nauki i obrazovaniya*, **6**, 1686-1691. (In Russ.)
- Popov A.G. (2020) Diamond bearing and tectonics of the Urals, a brief summary of the state geological mapping on a scale of 1 : 1,000,000. *Geologiya i Polez. Iskopayemye Zapadnogo Urala*, **3**(40), 18-26. (In Russ.)
- Popov A.G. (2023) Age of Ural diamonds and kimberlites of the Urals. *Geologiya i Polez. Iskopayemye Zapadnogo Urala*, **6**(43), 65-74. (In Russ.)
- Popov A.G., Paktovsky Yu.G., Osovetsky B.S. (2018) Prospects for diamond content in the Perm region. *Efficiency of exploration work for diamonds: predictive-resource, methodological, innovative and technological ways to improve it*. V All-Russian Scientific and Practical Conference. Mirny, 144-148. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis, 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2016) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 4-29. <http://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>
- Pyzhova E.S., Popova N.S. (2015) Results of isotope (U/Pb) dating of clastic (detrital) zircons from sandstones of the diamond-bearing Ems (Lower Devonian) Takata Formation of the Western Urals. *Vestn. RUDN*, **1**, 45-51. (In Russ.)
- Shcherbakov O.A., Durnikin V.I., Sokolov O.V., Galkin V.I., Kirillov V.A. (1994) The Takatinskaya formation of the Vishersko-Chusovskoy Urals and its diamond bearing. Perm, PGU, 106 p. (In Russ.)
- Shcherbakov O.A., Shcherbakova M.V., Kirillov V.A., Durnikin V.I., Fofanova T.V., Kitaev P.M., Sokolov O.V. (1997) Paleostructural features of the Vishera Urals in connection with its diamond content. Perm, PGU, 102 p. (In Russ.)
- Shemanina E.I. (1993) Primary sources of placer diamonds of the Urals. *Diamond content in the European North of Russia*. Proc. XI Geol. Conf. Komi ASSR. (Ed. By V.I. Stepanenko). Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 113-118. (In Russ.)
- Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., Nestola F., Pearson D.G., Sobolev N.V., Walter M.J. (2013) Diamonds

- and the Geology of Mantle Carbon. *Rev. Mineral. Geochem.*, **75**, 355-421.
- Shmakov I.I., Bozhko E.N. (2008) Origin of marine diamond placers in Namibia. *Vestn. VGU. Geologiya*, **1**, 116-126. (In Russ.)
- Silaev V.I., Tchaikovsky I.I., Kharitonov T.V., Filippov V.N., Khazov A.F. (2009) To the problem of atypical and unconventional minerals-satellites of diamonds (on the example of the Urals). Syktyvkar, Geoprint Publ., 65 p. (In Russ.)
- Smirnov Yu.D. (1965) Sources of diamonds from placers of the Urals. *Geology of placers*. (Ed. by V.I. Smirnov). Moscow, Nauka Publ., 279-282. (In Russ.)
- Smirnov Yu.D., Borovko N.G., Verbitskaya N.P., Rumyantseva N.A., Bekasova N.B., Gorsky V.P., Evdokimov Yu.B., Lukyanova L.I. (1977) Geology and paleogeography of the western slope of the Urals. Leningrad, Nedra Publ., 199 p. (In Russ.)
- Smith E.M., Krebs M.Y., Brenker F.E. (2022) Raman Identification of Inclusions in Diamond. *Rev. Mineral. Geochem.*, **88**, 451-474.
- Smith E.M., Shirey S.B., Nestola F., Bullock E.S. (2016) Large gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle. *Science*, **354**, 1403-1405.
- Timonin N.I. (1998) Pechora Plate: the history of geological development in the Phanerozoic. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 240 p. (In Russ.)
- Tomilina E.M., Paktovsky Yu.G., Isaeva G.A. (2023) Comparative characteristics of the pelitic fraction of samples of basal rocks of the Devonian diamond-bearing reservoir (Perm region). *Geologiya i Polez. Iskopaemye Zapadnogo Urala*, **6**(43), 75-81. (In Russ.)
- Trofimov V.S. (1980) Geology of natural diamond deposits. Moscow, Nedra Publ., 304 p. (In Russ.)
- Tsyganko V.S. (2011) Devon of the western slope of the north of the Urals and Pai-Khoy. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 354 p. (In Russ.)
- Unified schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). Sub-regional stratigraphic scheme of Devonian deposits of the Western Urals. (1993) Ekaterinburg, UGSE, 152 sheets. (In Russ.)
- Vetchaninov V.A. (1987) The Takatinsky formation of the Middle Devonian is a source of diamonds from the Ural placers. *Geologiya i Geofizika*, (4), 137-141. (In Russ.)
- Vodolazskaya V.P., Ivanov V.N., Petrov G.A., Zarkhidze D.V., Kirillin S.I., Kuzenkov N.A., Kurzanov I.Yu., Storozhenko E.V., Berlyand N.G., Zhdanov A.V., Melgunov A.N., Polyanskaya T.L., Polyakova N.F. et al. (2006) State Geological Map of the Russian Federation [Electronic edition of network distribution]. Sheet P-40. St.Petersburg, VSEGEI. URL: <https://vsegei.ru> (In Russ.)
- Yasamanov N.N. (1985) Ancient climates of the Earth. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 296 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)
- Yurieva Z.P. (2015) The history of the study of Lower Devonian deposits of the Timan-Severoural region in natural outcrops. *Vestn. Severnogo (Arkticheskogo) feder. unta. Ser.: Estestvennye nauki*, (3), 22-32. (In Russ.) <https://doi.org/10.17238/issn2227-6572.2015.3.22>
- Zakharchenko O.D., Khachatryan G.K., Grechishnikov D.N. (2006) Diamonds of the Timano-Ural region. Moscow, TsNIGRI Publ., 209 p. (In Russ.)
- Zilberman A.M., Chernyshova E.M. (1974) Igneous formations of the western slope of the Middle and Northern Urals and problems of primary sources of Ural diamonds. *Geology and forecasting of diamond deposits*. Tez. report III All-Union Interdepartmental Conference on the Geology of Diamond Deposits. (Ed. by P.F. Ivankin, B.I. Prokopchuk). Moscow, TsNIGRI Publ., 49-50. (In Russ.)
- Zilberman A.M., Kachanov A.N., Tsygankov V.A. (1993) Structural and tectonic conditions for the distribution of diamond deposits in the Urals. *Diamond potential of the European North of Russia*. (Ed. by V.I. Stepanenko). Syktyvkar, Komi NTs UrO RAN, 53-57. (In Russ.)
- Zinchuk N.N. (2018) On the paleotectonic development and the possible manifestation of kimberlite magmatism in the territories adjacent to the Urals. *Geologiya i Polez. Iskopaemye Zapadnogo Urala*, **1**(38), 43-51. (In Russ.)
- Zinchuk N.N., Koptil V.I. (2003) Typomorphism of diamonds of the Siberian platform. Moscow, Nedra-Biznestsentr Publ., 603 p. (In Russ.)
- Zinchuk N.N., Savko A.D., Shevyrev L.T. (2005) Historical minerageny. V. 1. Introduction to historical minerageny. Voronezh, Voronezhskii Gosudarstvennyi Universitet, 590 p. (In Russ.)

Сюзёвское месторождение россыпных алмазов: новый этап изучения алмазоносности Западного Урала

В. А. Чуйко¹, В. А. Синкин¹, В. А. Наумов^{2,3}, И. А. Плюснин¹, К. П. Калинин¹

¹ООО “Алмайнинг”, 614081, Пермский край, г. Пермь, ул. Кронштадтская, 35

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

³Пермский государственный национальный исследовательский университет (ГНИУ), 614068, Пермский край, г. Пермь, ул. Букирева, 15

Поступила в редакцию 11.04.2023 г., принята к печати 11.05.2023 г.

Объект исследования. Геологические особенности строения и состава Сюзёвской россыпи алмазов в Александровском районе Пермского края. Россыпь выявлена в пограничной зоне двух региональных тектонических структур Урала: Западно-Уральской внешней зоны складчатости и Центрально-Уральского поднятия; развита в пределах эрозионно-карстовой (?), эрозионно-структурной или тектонически обусловленной Чикман-Нярской депрессии. **Материалы и методы.** Россыпь выявлена в 2017–2022 гг. при геологическом изучении участка недр “Глубокий” (лицензия ПЕМ 02687 КП ООО “Алмайнинг”). Проведены горные, обогащательные работы по оригинальной схеме обогащения с использованием грейферного способа опробования, тяжелосредной и электромагнитной сепарации. Выделены и описаны морфометрические характеристики нескольких сотен алмазов, подготовлены отчетные материалы и проведена оценка запасов. **Результаты.** В разрезе Сюзёвской россыпи четко выделены два алмазоносных пласта, разделенные убого- и неалмазоносными отложениями, установлена аномально высокая для уральских россыпей мощность пластов (до 14–16 м), высокая площадная продуктивность россыпи (до 0.7–1.2 кар/м²) и высокое содержание алмазов (до 0.5 кар/м³ на пробу и в среднем по россыпи 0.09 кар/м³). Россыпь отнесена к типу россыпей зон тектонических уступов. Запасы россыпных алмазов массой 430.5 тыс. кар Сюзёвского месторождения оценены по категориям C₁ + C₂ на участке, ограниченном площадью между разведочными линиями 107–116 (размер 1000 × 750 м), утверждены протоколом ГКЗ Роснедра №7139 от 18.11.2022 и, по прогнозам, будут увеличены. Свидетельство об установлении факта открытия месторождения полезных ископаемых № ПЕМ 23 ДРК 10147 выдано Федеральным агентством по недропользованию РФ ООО “Алмайнинг” 29.03.2023. Более 90% алмазов имеют ювелирное качество. Средняя масса кристаллов в контуре подсчета запасов – 87 мг, за контурами – 29 мг. Ведущие по массе классы крупности –8 + 4 и –4 + 2 мм составляют 93.9 и 72.3% по количеству со средней массой кристалла алмаза 99.9 мг. По форме преобладают додекаэдровиды (66.9%), меньше обломков кристаллов с гранями и несохраненной формой (14.9%) и осколков кристаллов (13.1%); редко встречаются октаэдры (2.4%) и тетраэдровиды (2.2%), единичны ромбододекаэдровиды (0.4%). Сохранность кристаллов хорошая: полные кристаллы составляют 63.7%, обломки кристаллов –16.3%, осколки – 12.9%. Большинство кристаллов не имеют износа (42.4%) либо имеют слабый износ вершин и ребер (43.0%), средний и сильный износ отмечен лишь у 13.7% кристаллов. Средняя стоимость алмазов оценена в 361.59 USD за 1 кар. **Выводы.** Открыто уникальное глубокозалегающее месторождение алмазов, которое рассматривается как новый тип глубокозалегающих алмазоносных россыпей зон тектонических уступов. Определены геологические критерии для выявления подобных месторождений алмазов на Урале. Отработана новая технологическая схема поисков и разведки глубокозалегающих россыпей алмазов в пределах эрозионно-карстовых и тектонически обусловленных депрессий, которая применима для поисков россыпей благородных металлов.

Ключевые слова: алмазы, россыпи, Сюзёвское месторождение, тектонические уступы, поиски, депрессия

Источник финансирования

Работы выполнены при финансовом обеспечении ООО “Алмайнинг” и АО “Нью Граунд” (обоснование и выбор объекта, юридическое сопровождение, горно-технические, обогащательные, лабораторные работы, оценка и защита запасов, минералогическая характеристика кристаллов), научно-методическое сопровождение выполнено по гранту РНФ 22-17-00177 (концептуализация, обсуждение результатов, анализ геологических предпосылок) и государственному заданию ИГГ УрО РАН № 123011800011-2 (профессиональные консультации)

Для цитирования: Чуйко В.А., Синкин В.А., Наумов В.А., Плюснин И.А., Калинин К.П. (2023) Сюзёвское месторождение россыпных алмазов: новый этап изучения алмазоносности Западного Урала. *Литосфера*, **23**(4), 701–713. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-701-713>

For citation: Chuiko V.A., Sinkin V.A., Naumov V.A., Plyusnin I.A., Kalinin K.P. (2023) Syuzevskoye diamond placer: A new stage in studying the diamond potential of Western Urals. *Lithosphere (Russia)*, **23**(4), 701–713. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-701-713>

© В.А. Чуйко, В.А. Синкин, В.А. Наумов, И.А. Плюснин, К.П. Калинин, 2023

Syuzevskoye diamond placer: A new stage in studying the diamond potential of Western Urals

Vitaly A. Chuiko¹, Vladimir A. Sinkin¹, Vladimir A. Naumov^{2,3}, Ilya A. Plyusnin¹, Kirill P. Kalinin¹

¹Almining LLC, 35 Kronshtadtskaya st., Perm 614081, Russia

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

³Perm State National Research University (PSNRU), 15 Bukirev st., Perm 614068, Russia

Received 11.04.2023, accepted 11.05.2023

Research subject. Geological features of the structure and composition of the Syuzevskoye diamond placer in the Aleksandrovsky region of the Perm Krai. The placer was found in the border zone of two regional tectonic structures of the Urals: the Western Ural outer folding zone and the Central Ural uplift. This placer was developed within the erosion-karst (?), erosion-structural or tectonically determined Chikman-Nyarskaya depression. **Materials and methods.** The placer was identified in the period from 2017 to 2022 during a geological study of the subsoil area “Glubokiy” (License PEM 02687 KP LLC “Almining”). Mining and enrichment works were carried out according to the original enrichment scheme using the clamshell sampling method, heavy media and electromagnetic separation. The morphometric characteristics of several hundred diamonds were identified and described; reports were prepared; and reserves were assessed. **Results.** In the section of the Syuzevskoye placer, two diamond-bearing strata are clearly distinguished, separated by poor- and non-diamond-bearing deposits; anomalously high seam thickness for the Ural placers (up to 14–16 m) was established; high areal productivity of the placer (up to 0.7–1.2 ct/m²) and high diamond content (up to 0.5 ct/m³ per sample and an average of 0.09 ct/m³ for the placer). The placer is attributed to the type of placers of tectonic scarp zones. Reserves of alluvial diamonds weighing 430.5 thousand ct of the Syuzevskoye deposit are estimated at C₁ + C₂ categories in the area limited by the area between exploration lines 107–116 (size 1000 × 750 m); approved by the Minutes of the GKZ Rosnedra No. 7139 dated November 18, 2022 and will be increased. Certificate No. PEM 23 DRK 10147 confirming the discovery of a mineral deposit, issued by the Federal Agency for Subsoil Use of the Russian Federation to LLC Almining on March 29, 2023. Over 90% of diamonds are of gem quality. The average mass of crystals in the reserve calculation loop is 87 mg, and behind the loops is 29 mg. The leading size classes by mass – 8 + 4 and – 4 + 2 mm are 93.9% and 72.3% in quantity with an average mass of a diamond crystal of 99.9 mg. The shape is dominated by dodecahedroids (66.9%), less fragments of crystals with an unpreserved shape (14.9%) and fragments of crystals (13.1%); octahedrons (2.4%) and tetrahedroids (2.2%) are rare, rhombic dodecahedroids (0.4%) are rare. The preservation of crystals is good: full crystals make up 63.7%, fragments of crystals – 16.3%, fragments – 12.9%. Most of the crystals do not have wear (42.4%), or have weak wear of the tops and ribs (43.0%), medium and strong wear was noted only in 13.7% of the crystals. The average cost of diamonds is estimated at 361.59 USD per 1 ct. **Conclusions.** A unique deep-seated diamond deposit has been discovered, which is considered as a new type of deep-seated diamond-bearing placers in tectonic ledge zones. The geological criteria for identifying such diamond deposits in the Urals were determined. A new technological scheme for prospecting and exploration of deep-seated diamond placers within erosion-karst and tectonically determined depressions was developed, which is applicable for prospecting for precious metal placers.

Keywords: diamonds, placers, Syuzevskoye deposit, tectonic ledges, prospecting, depression

Funding information

The work was carried out with the financial support of Almining LLC and New Ground JSC (substantiation and selection of the research object; legal support; mining, processing, laboratory works; assessment and protection of reserves; mineralogical characterization of crystals). The scientific and methodological support was received under the grant No. RSF 22-17-00177 (conceptualization, results and discussion, analysis of geological prerequisites) and the state assignment of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences No. 123011800011-2 (professional consultations)

Acknowledgements

The authors express their sincere gratitude to the employees of the New Ground companies, represented by the director of the company, Yury Germanovich Startsev, who proposed and ensured the introduction of the clamshell pit driving technology; LLC “Almining” represented by the director Yolshin Aleksey Vladimirovich, who ensured the possibility and achievement of the result on the discovery of the deposit, as well as the Head of the mining section of JSC “New Ground” Gorbunov Vadim Andreevich, the mineralogist of LLC “Almining” – Sinkina Irina Valerievna, as well as all employees, involved in the discovery of the deposit. The authors are grateful to the faculty of the Department of Geology of the Perm University and the staff of the abolished Department of Geology of the Natural Science Institute of the Perm University, where the authors received their basic education, had a constant opportunity to receive professional advice and work on the project.

ВВЕДЕНИЕ

Пермский край – территория, где были найдены первые алмазы в России и впервые начаты изучение и промышленная добыча алмазов (Копылов и др., 2015). В период с 1938 по 2014 г. здесь отра-

батывали россыпи. До открытия алмазов в Якутии (1956 г.) это был единственный известный в России алмазоносный регион. За все время разработки алмазоносных россыпей Пермского края добыто около 4.5 млн кар алмазов (рис. 1). Более 90% из них отличают хорошая сохранность, ювелирное ка-

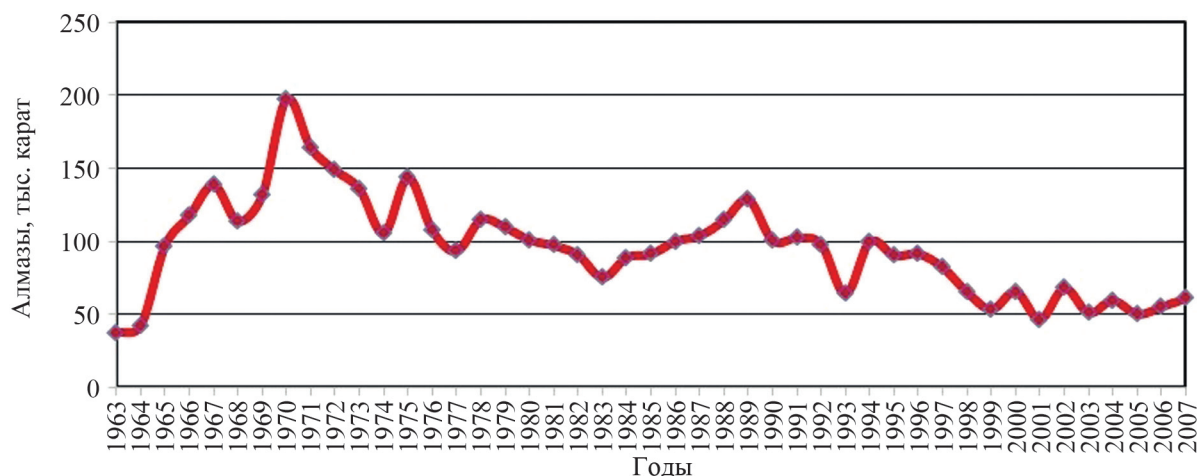


Рис. 1. Добыча алмазов прииском “Уралалмаз” в 1963–2007 гг.

Fig. 1. Diamond mining at the Uralalmaz mine in 1963–2007.

чество и высокая стоимость (в среднем по месторождениям Вишерского алмазоносного района – до 450–500 USD за 1 кар).

В Пермском крае разведаны и отработаны относительно простые, неглубоко залегающие россыпи четвертичного и палеоген-неогенового возраста, а также палеороссыпь (Ишковский участок) нижнедевонского возраста (рис. 2).

Поиски россыпей алмазов в бассейне р. Яйвы были начаты в 1953 г. Алмазоносность четвертичного аллювия р. Яйвы и ее притоков (рр. Ульвич, Чикман, Сюзь и Кадь) установлена поисковыми работами партии № 72 Владимирской экспедиции (1953–1957 гг.) путем проходки шурфов, пахарных канав. После открытия россыпей в Вишерском районе основные усилия по поискам россыпей распространились на эту территорию. Исследования проводились на доступных при шурфовой проходке глубинах и не затронули глубокие горизонты опущенных блоков тектонических депрессий. Следует отметить, что в условиях Урала при опробовании россыпей необходимый объем крупнообъемной пробы составляет 30–50 куб. м³. Часто в сложных условиях проходки (высокая обводненность, неустойчивые породы) глубокие горизонты россыпей опробованы в недостаточном объеме либо и вовсе не опробованы.

В истории изучения алмазоносности Западного Урала было несколько мощных всплесков, обусловленных находками и определением перспектив выявления россыпей и коренных источников алмазов (Кухаренко, 1955; Беккер и др., 1970; Лунев, Осовецкий, 1996; Граханов и др., 2007; Осовецкий, Наумова, 2014).

Открытие и официальная регистрация Сюзёвской россыпи – начало нового этапа в решении проблем коренной и россыпной алмазоносности.

Уникальное глубокозалегающее месторождение россыпных алмазов в Александровском районе Пермского края выявлено ООО “Алмайнинг” при геологическом изучении участка недр “Глубокий” (лиц. ПЕМ 02687 КП) в период с 2017 по 2022 г. Впервые информация о геологии и характеристике этого месторождения озвучена на конференции “Рудник Урала” в ноябре 2022 г. В.А. Чуйко, главным геологом ООО “Алмайнинг”.

По материалам исследований проведены горные, обогатительные работы, выделены и описаны алмазы, подготовлены отчетные материалы (Чуйко и др. 2022). Проведена оценка запасов алмазов по категориям С₁ и С₂ на лицензионном участке “Глубокий” Сюзёвского месторождения. Запасы россыпных алмазов утверждены протоколом ГКЗ Роснедра №7139 от 18.11.2022 (табл. 1) и пока ограничиваются площадью между р. л. 107–116. Работы продолжаются на сопряженных участках.

Размер участка россыпи, на которой выполнен подсчет запасов, составляет примерно 1000 × 750 м. В настоящее время россыпь не оконтурена вверх (выше р. л. 116) и вниз по долине (ниже р. л. 107) р. Сюзь. Запасы алмазов и границы россыпи будут уточнены последующими работами и, судя по геологической ситуации, приращены.

Геологическое положение, состав и строение россыпи

В тектоническом отношении Сюзёвское месторождение россыпных алмазов находится в пределах Западно-Уральской внешней зоны складчатости (структура I порядка), Кизеловско-Дружининской структуры, Кизеловского синклинория, Яйвинско-Кадьинской синклинали. На юго-востоке от месторождения находится Язвинско-

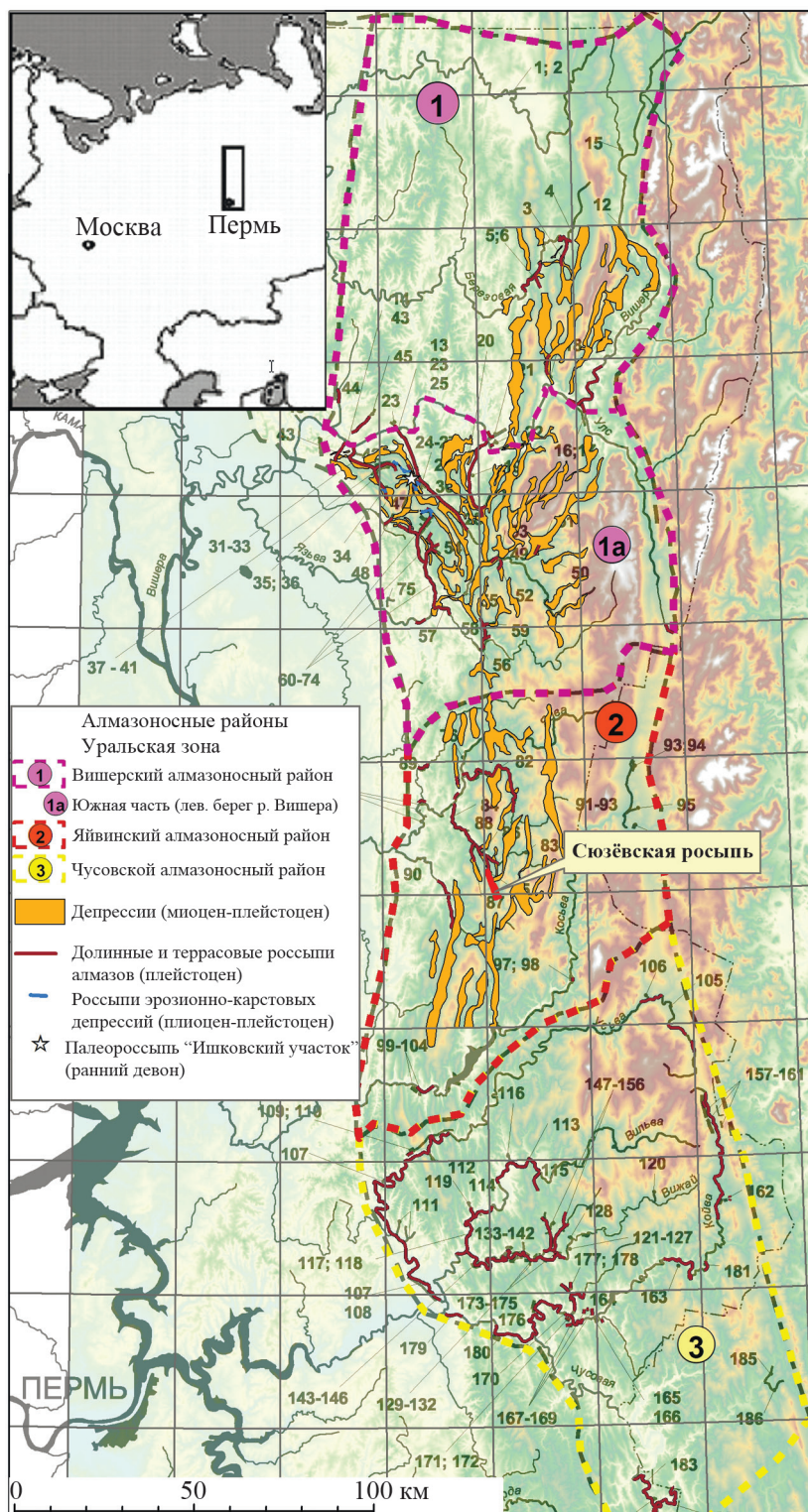


Рис. 2. Схема расположения алмазоносных россыпей и депрессий северо-западного склона Урала (составил Чуйко В.А. по данным (Марусин, 1990; Пунтусова и др., 2003; Попов, 2007)).

Цифрами на карте обозначены точки, описания которых даны в работе А.Г. Попова (2007).

Fig. 2. General layout of diamond-bearing placers and depressions of the northwestern slope of the Urals (compiled by Chuiko V.A. according to (Marusin, 1990; Puntusova et al., 2003; Popov, 2007)).

The numbers on the map indicate the points, the descriptions of which are given in the work of A.G. Popov (2007).

Таблица 1. Запасы Сюзёвского месторождения россыпных алмазов

Table 1. Reserves of the Syuzevsky alluvial diamond deposit

Категория запасов	Запасы песков, тыс. м³	Среднее содержание алмазов		Запасы алмазов, тыс. кар
		мг/м³	кар/м³	
Балансовые запасы				
C ₁	1510	14.98	0.07	113.1
C ₂	3400	18.67	0.09	317.4
C ₁ + C ₂	4910	17.54	0.09	430.5
Забалансовые запасы				
C ₂	20	8.12	0.04	0.8

Кадинский надвиг, который является границей крупных тектонических структур первого порядка – Западно-Уральской внешней зоны складчатости и Центральнo-Уральского поднятия. Таким образом, положение россыпи тектонически обусловлено размещением ее в пограничной зоне развития двух региональных тектонических структур Урала (рис. 3).

Формирование Сюзевской россыпи алмазов связано с развитием Чикман-Нярской эрозионно-карстовой (?), эрозионно-структурной или тектонически обусловленной депрессии. Развитие отрицательной структуры как природной гравитационной ловушки позволило сохранить в опущенном тектоническом блоке алмазоносные осадки.

Природа Чикман-Нярской депрессии не имеет однозначного геологического толкования и традиционно рассматривается как эрозионно-карстовая. Не исключена позиция, что это эрозионно-тектоническая депрессия, в пределах которой была заложена палеодолина. Вероятно, что расшифровка и понимание геологического происхождения, механизма формирования депрессии, генетических типов отложений, их соотношение и закономерности расположения послужат одним из ключевых звеньев для объяснения условий образования повышенных концентраций алмазов на локальных участках.

Депрессия заложена на контакте силикатных терригенных пород нижнего-среднего девона и карбонатов позднего девона–карбона. Ложе депрессии осложнено несколькими тектоническими нарушениями. В основании депрессии, вдоль ее тальвега и далее в северо-западном направлении, предполагаются дополнительные нарушения, перекрытые рыхлыми отложениями. В разрезе Чикман-Нярской эрозионно-карстовой депрессии (рис. 4) выделены три крупных литологических горизонта (сверху вниз).

1. Коричневые глины и суглинки с “щебнем” и “валунами” кварцевых песчаников; неалмазоносные породы составляют “торфы” россыпи; мощность горизонта убывает от западного борта палеодолины (до 20–27 м) на восток (1–2 м).

2. Желто-коричневые, красновато-коричневые песчано-гравийные, гравийно-песчаные отложе-

ния, в основном слабоглинистые с галькой и гравием кварцевых песчаников, с прослоями песчаных, реже глинистых отложений; алмазоносны в верхней и нижней частях (выделяется “верхний пласт” и “нижний пласт”), средняя часть убогоалмазоносна или вовсе не алмазоносна. Максимальная мощность горизонта (до 60 м) приурочена к осевой части депрессии; на флангах уменьшается до 20–30 м, вплоть до полного выклинивания у западного борта на контакте карбонатного плотика с песчаниками раннесреднедевонского возраста.

3. Темно-серые, серые известняки, часто закарстованные, представлены на большей части площади и являются коренными породами ложа депрессии – “плотиком” россыпи (см. рис. 4); вдоль западного борта депрессии замещаются кварцевыми песчаниками; над карбонатными породами развит элювий мощностью 0.5–4.0 м, представленный темно-серыми глинами, до черных, с щебнем и валунами.

Возраст отложений горизонта 1 – поздний плейстоцен, горизонта 2 – плиоцен–поздний плейстоцен, горизонта 3 – поздний девон–ранний карбон.

Основной разлом, обусловивший формирование россыпи, имеет восток-северо-восточное направление, разделяет допалеозойский и палеозойский комплексы пород и ограничивает с юга палеодолину р. Сюзь (см. рис. 4).

Технология вскрытия, отбора проб и обогащения материала россыпи

Сюзёвская россыпь алмазов выявлена по результатам работ, выполненных ООО “Алмайнинг”. Для вскрытия и опробования глубокозалегающей (более 50 м от дневной поверхности) россыпи алмазов впервые применена новая технология горных работ, которая позволила обеспечить представительность опробования (интервал опробования – 2 м, средний объем рядовой пробы – 14.5 м³), качественный отбор и характеристику разных интервалов опробования.

Новая технология вскрытия, отбора и обогащения песков глубокозалегающих алмазоносных россыпей включала в себя следующие технические решения.



Рис. 3. Тектоническая схема.

Структуры I порядка: I – Западно-Уральская внешняя зона складчатости, II – Центральное-Уральское поднятие. Структуры II порядка: I₂ – Кизеловско-Дружининская структура, II₁ – Кваркушско-Каменногорский мегаантиклинорий, II₂ – Улсовско-Висимский мегасинклиний. Структуры III порядка: I₂^a – Кизеловский синклиний, II₁^a – Язвинско-Косвинский моноклинорий, II₆¹ – Кваркушско-Басегский антиклинорий, II₂^a – Улсовско-Тыпыльский синклиний. Цифры в кружках: 1 – Яйвинско-Кадинская синклиналь, 2 – Полуденско-Рассольнинская моноклираль, 3 – Молмыско-Чикманская зона линейной складчатости, 4 – Бурнимский тектонический блок, 5 – Кваркушская антиклиналь, 6 – Рассохинско-Кыринский тектонический блок, 7 – Луговской тектонический блок (по (Коротков, 2004)).

Fig. 3. Tectonic scheme.

Structures of the I order: I – West Ural outer zone of folding, II – Central Ural uplift. Structures of the II order: I₂ – Kizelovsko-Druzhininskaya structure, II₁ – Kvarushsky-Kamenogorsk megaanticlinorium, II₂ – Ulsovsko-Visimskiy megasynclinorium. Structures of the III order: I₂^a – Kizelovsky synclinorium, II₁^a – Yazvinsko-Kosvinsky monoclinorium, II₆¹ – Kvarushsko-Basegsky anticlinorium, II₂^a – Ulsovsko-Typyl synclinorium. Numbers in circles: 1 – Yaivinsko-Kadinsky syncline, 2 – Poludensko-Rassolninskaya monocline, 3 – Molmyssko-Chikmanskaya zone of linear folding, 4 – Burnim tectonic block, 5 – Kvarushskaya anticline, 6 – Rassokhinsky-Kyrinsky tectonic block, 7 – Lugovskoy tectonic block (according to (Korotkov, 2004)).

1. Проходка шурфов выполнялась грейферным экскаватором XCMG XG480D с заполнением выработанного пространства бентонитовым раствором. Бентонитовый раствор за счет гидростатического давления удерживал стенки грейферного шурфа в вертикальном положении без их обрушения. В результате такого способа проходки опробованы алмазные отложения на ранее недоступных глубинах (до 60 м), обеспечены высокая скорость и механизация горных работ.

2. Размещение и складирование всего извлеченного материала рядовых проб в мягкие контейнеры (биг-бэги), а не на почву (или рельеф, как это было принято ранее). Это позволило предотвратить потери и разубоживание проб, не допустить “заражения” алмазами других проб на

всех стадиях процесса складирования, перевозки и обогащения.

3. Использование модуля тяжелосредной сепарации (производительностью 5 т/ч) на этапе получения гравитационного концентрата обогащения алмазных проб.

4. Использование магнитного сепаратора на постоянных магнитах БСМ-СМВИ (производитель – компания ЭРГА, г. Калуга) для сокращения объема алмазного концентрата, поступающего на просмотр проб.

В результате такого подхода получены максимально объективные результаты по выделению алмазных горизонтов, определению содержания, гранулометрических и других характеристик алмазов, строению и вещественному составу отложений Сюзьвской россыпи.

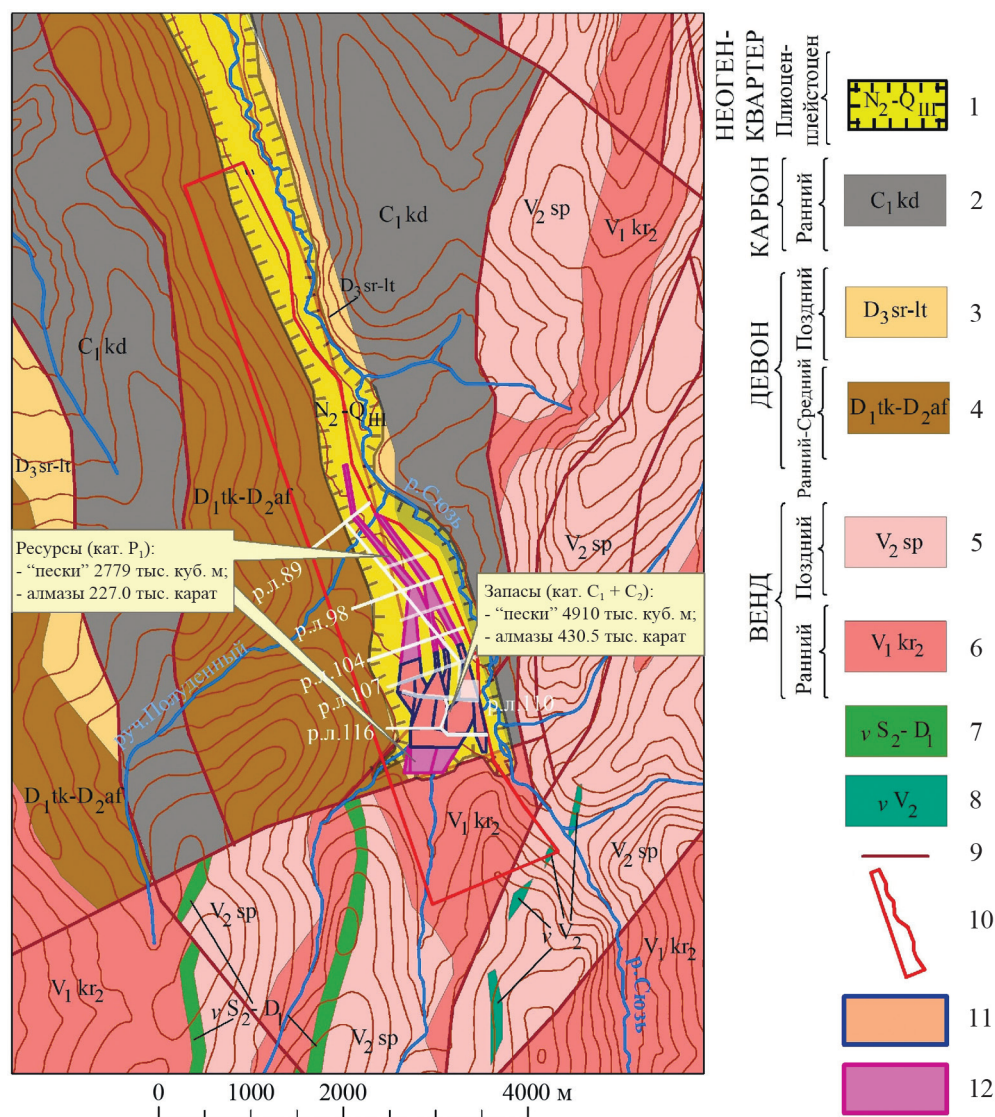


Рис. 4. Схема геологического строения Сюзёвского месторождения россыпных алмазов.

1 – песчано-гравийные, гравийно-песчаные слабоглинистые отложения желто-коричневого цвета с галькой и валунами песчаников кварцевых (отложения Чикман-Нярской депрессии, нерасчлененные); 2 – алевролиты, аргиллиты, известняки, песчаники с прослоями кремней (кадьинская толща); 3 – известняки с прослоями доломитов (саргаевская, доманиковская, золотихинская губахинская и лытвинская свиты объединенные); 4 – известняки, известняки глинистые с прослоями аргиллитов и доломитов, в основании – песчаники с прослоями гравелитов (такатинская, вязовская, койвенская, бийская, афонинская свиты нерасчлененные); 5 – алевролиты, аргиллиты, песчаники полевошпат-кварцевые, в основании – конгломераты (старопечнинская свита); 6 – пестроцветные глинистые сланцы с прослоями полевошпат-кварцевых песчаников, полимиктовые песчано-глинистые конгломераты (верхнекерноская подсвита); 7 – дайки, реже штоки и sillы габбро-диабазов и диабазов; 8 – штоки и линзовидные тела зеленокаменных диабазов; 9 – тектонические нарушения; 10 – границы лицензионного участка; 11 – границы подсчета запасов категорий C₁ и C₂; 12 – границы подсчета прогнозных ресурсов категории P₁.

Fig. 4. Scheme of the geological structure of the Syuzevskoye placer diamond deposit.

1 – sand-gravel, gravel-sand weakly clay deposits of yellow-brown color with pebbles and boulders of quartz sandstones (deposits of the Chikman-Nyar depression, undivided); 2 – siltstones, mudstones, limestones, sandstones with flint interbeds (Kad'ya sequence); 3 – limestones with interlayers of dolomites (Sargaevskaya, Domanik, Zolotikha Gubakha and Lytvinskaya suites combined); 4 – limestones, clayey limestones with interlayers of argillites and dolomites, at the base - sandstones with interlayers of gravelstones (takatinskaya, vyazovsky, koyvenskaya, biyskaya, afoninskaya suites undivided); 5 – siltstones, mudstones, feldspar-quartz sandstones, at the base – conglomerates (Staropechninskaya suite); 6 – variegated shales with interlayers of feldspar-quartz sandstones, polymictic sandy-argillaceous conglomerates (Upper Kernos Subformation); 7 – dikes, more rarely stocks and sills of gabbro-dyabases and dyabases; 8 – stocks and lenticular bodies of greenstone dyabases; 9 – tectonic disturbances; 10 – boundaries of the license area; 11 – boundaries for calculating reserves of categories C₁ and C₂; 12 – boundaries for calculating predicted resources of category P₁.

Кроме прочего, такой подход показал универсальность, так как может применяться на других россыпных объектах (драгоценные камни, золото, минералы платиновой группы и пр.), представленных рыхлым и слабоцементированным материалом.

Строение Сюзёвской россыпи

Геологическое строение Сюзёвской россыпи весьма необычно. В разрезе четко выделены два алмазоносных пласта (рис. 5), разделенные убого- и неалмазоносными отложениями. Для месторождения установлена аномально высокая для уральских россыпей мощность пластов (до 14–16 м). Кроме того, отмечена высокая площадная продуктивность россыпи (до 0.7–1.2 кар/м²) и высокое содержание алмазов (до 0.5 кар/м³ на пробу и в среднем по россыпи 0.09 кар/м³).

Общая доказанная протяженность полосы алмазоносных отложений составляет не менее 3000 м. В разрезе выделены два пласта: верхний и нижний. Мощность верхнего пласта закономерно увеличивается от р. л. 107 (2 м) к р. л. 116 (до 10–12 м). Мощность нижнего пласта также увеличивается от р. л. 107 (2–4 м) к р. л. 116 (до 16–17 м). Такое распределение алмазоносности в разрезе не имеет аналогов среди известных россыпей Урала и может свидетельствовать о вероятности близкого (до 1 км) нахождения источника питания россыпи.

Процесс поисков алмазов проведен собственнo по алмазам. Минералы-спутники алмаза в продуктивных осадках не изучены. По результатам ранее проведенных работ установлено, что агрегаты гидроксидов железа (лимонит) часто содержат в своем составе сцементированные зерна первичных минералов, которые находились на месте образования лимонита в период формирования осадка. После разложения гидроксидов железа в кислоте высвобождается большое количество минералов легкой фракции. Минералы тяжелой фракции, выделенные из лимонита по вещественному составу, практически идентичны аллотигенным минералам тяжелой фракции осадка. Однако здесь отмечены сульфиды и интерметаллиды. Кроме того, ряд исследователей считают лимонит гидравлическим спутником алмаза, который переносится в флювиальных потоках одновременно с алмазами.

Проведенные нами исследования многообразных форм нахождения гидроксидов железа (лимонита) позволяют сделать предварительное заключение, что часть из них, отличающаяся особым строением и составом, может представлять интерес как индикатор или фоновый показатель наличия алмазов в отложениях. В таких агрегатах гидроксидов железа также можно ожидать и кристаллы алмазов, сцементированные вместе с первичным алмазоносным осадком.

Сюзёвская россыпь – россыпь зоны тектонических уступов

Сюзёвское месторождение россыпных алмазов – первая на Урале россыпь, которую можно отнести к типу россыпей зон тектонических уступов (РЗТУ). Касситеритовые РЗТУ известны в арктической зоне Российской Федерации. По запасам это крупные и уникальные месторождения (Патык-Кара и др., 1997). Особенности, которые позволяют отнести новую россыпь к типу РЗТУ:

- структурно-тектонический контроль (россыпь находится на границе тектонических структур I порядка),
- возраст формирования пород продуктивной толщи (олигоцен-плейстоцен),
- наличие нескольких (минимум двух) продуктивных пластов,
- значительная (до 14–16 м) мощность алмазоносных пластов.

Кроме указанных выше особенностей, отметим тот факт, что алмаз и касситерит имеют близкие значения константы гипергенной устойчивости (1.54 и 1.65 соответственно) (Шило, 2002), а значит, характеризуются сходным поведением в процессе россыпеобразования.

Алмазы Сюзёвской россыпи

Качество алмазов в россыпи высокое, более 90% алмазов относятся к ювелирным. Средняя масса кристаллов в контуре подсчета запасов – 87 мг, за контурами – 29 мг. Ведущими по массе являются классы –8 + 4 и –4 + 2 мм, составляющие в сумме 72.3% по количеству и 93.9% по массе (рис. 6). Средняя масса ведущих классов составила 99.9 мг. Среди алмазов преобладают додекаэдрониды (66.9%), меньшая часть – обломки кристаллов с отдельными сохраненными гранями (14.9%) и осколки кристаллов, форму которых невозможно восстановить (13.1%), очень редко встречаются октаэдры (2.4%) и тетраэдрониды (2.2%), единичны формы ромбододекаэдронидов (0.4%). Сохранность кристаллов хорошая (рис. 7): полные кристаллы составляют 63.7%, обломки кристаллов – 16.3%, осколки – 12.9%. Большинство кристаллов не имеют износа (42.4%) либо имеют слабый износ вершин и ребер (43.0%), средний и сильный износ отмечен лишь у 13.7% кристаллов, 0.8% кристаллов имеют шаровидную степень износа.

По цвету преобладают бесцветные разности с различными нацветами (см. рис. 7), составляющие в сумме 77.3%, из них бесцветных высших – 2.2%, бесцветных – 13.9%, с едва уловимым оттенком – 27.9%, с незначительным оттенком – 29.9%, с небольшим нацветом – 3.4%, объединенной цветовой позиции – 1.0%. Среди нацветов преобладает желтоватый, присутствуют сероватый и чайный, из

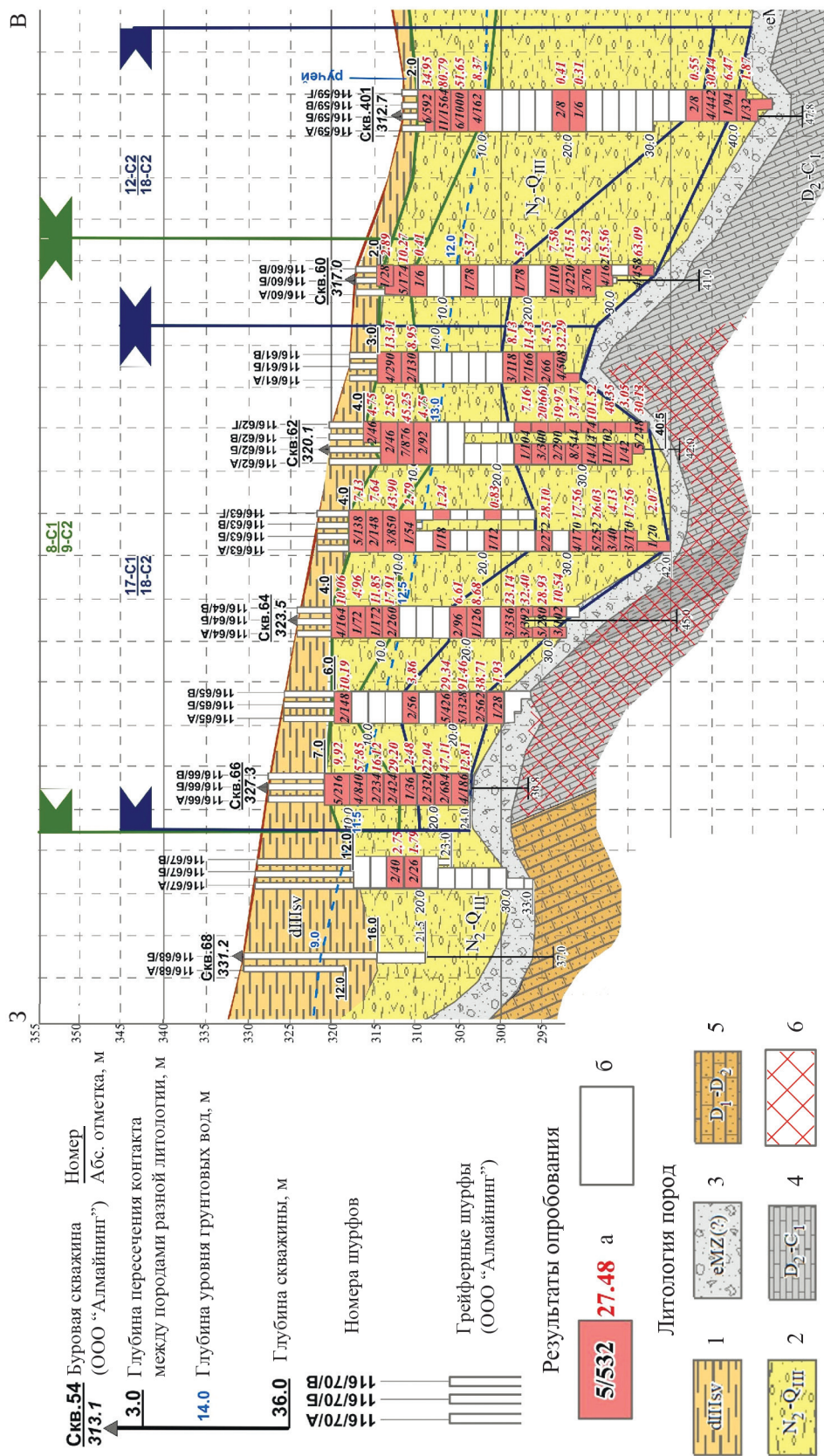


Рис. 5. Фрагмент геологического разреза по линии 116.

а – количество алмазов в пробе/суммарная масса в мг/содержание в мг/м³; б – пробы без алмазов; 1 – делювиальные отложения: глины, суглинки покровные с редким щебнем и валунами песчанников; 2 – плиоцен-позднеплейстоценовые аллювиальные, аллювиально-делювиальные, делювиальные отложения нерасчлененные: песчано-глинисто-глинистые отложения с галькой и валунами песчанников кварцевых (продуктивные алмазные отложения палеодепрессии); 3 – элювий (кора выветривания): глинисто-щебенистые отложения с валунами коренных пород; 4 – известняки серые, до темно-серых, тонкозернистые, закарстованные; 5 – кварцевые песчаники мелко- и среднезернистые, с прослоями алевролитов, аргиллитов, в основании – прослой гравелитов; 6 – зона тектонического нарушения

Fig. 5. A fragment of the geological section along line 116.

a – the number of diamonds in the sample/total mass in mg/content in mg/m³; 6 – samples without diamonds; 1 – deluvial deposits: clays, cover loams with rare crushed stone and boulders of sandstones; 2 – Pliocene-Late Pleistocene alluvial, alluvial-deluvial, deluvial deposits undivided: sandy-gravel-argillaceous deposits with pebbles and boulders of quartz sandstones (productive diamond-bearing deposits of paleodepression); 3 – eluvium (weathering crust): clay-rubble deposits with bedrock boulders; 4 – gray to dark gray limestone, fine-grained, karst; 5 – Quartz sandstones fine-grained, medium-grained, with interlayers of silstones, mudstones, at the base – interlayers of gravelstones; 6 – tectonic fault zone.

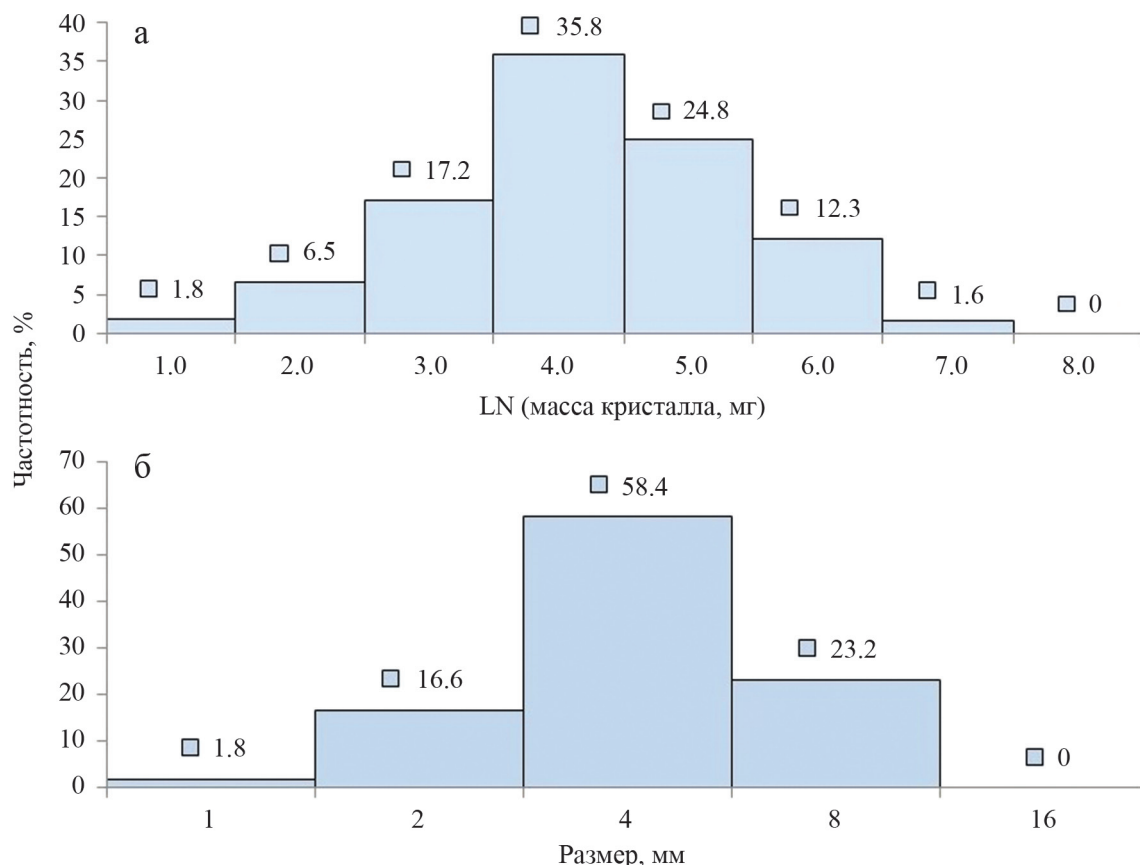


Рис. 6. Распределение алмазов Сюзёвской россыпи по массе (а) и размеру (б), выборка из 505 кристаллов.

Fig. 6. Distribution of diamonds in the Syuzevskaya placer by weight (a) and size (б) for a sample of 505 crystals.

окрашенных – желтые кристаллы алмаза (14.5%), коричнево-серые (6.6%), серые (0.6%).

Средняя стоимость алмазов из представленной выборки первых находок алмазов на поисковой стадии оценена специалистами Единой сбытовой организации (ЕСО) АК “АЛРОСА” по действующему прейскуранту Минфина РФ на природные алмазы в 361.59 USD за 1 кар.

Перспективы и направления дальнейшего ведения работ

Открытие Сюзёвского месторождения россыпных алмазов значительно увеличивает перспективы выявления алмазоносных россыпей на Урале. Необходимо продолжить изучение настоящей россыпи по разным направлениям: определить непосредственный источник поступления алмазов (промежуточный коллектор или иной источник питания); механизм образования концентраций алмазов при формировании россыпи; минералого-петрографические характеристики осадка; более полную характеристику алмазов и их включений. Сюзёвское месторождение рос-

сыпных алмазов представляет собой первый эталонный объект, изучение которого позволит сделать прогноз и открыть аналогичные россыпи на Урале и в других алмазоносных провинциях России и мира.

Выявленный тип двухуровневого строения глубокозалегающих россыпей алмазов Сюзёвской россыпи показывает, что такие россыпи имеют более сложное строение, чем мы представляли ранее. Участки выявленной алмазоносности в современных долинах рек (притоках р. Койвы в Горнозаводском районе, реках Александровского и Красновишерского районов Пермского края), совмещенные или развитые в пределах депрессий северо-восточного направления, могут являться потенциально алмазоносными. В их пределах можно ожидать или предполагать развитие в нижних горизонтах высоких концентраций россыпных алмазов.

Основными критериями для выделения потенциально алмазоносных районов следует считать следующие:

1) находки алмазов в пределах аллювиальной долины,



Рис. 7. Фотографии и основные кристаллографические формы типичных кристаллов алмаза.

Слева – номер кристалла по реестру, справа – масса кристалла, мг; сетка 1×1 мм.

Fig. 7. Photographs and main crystallographic forms of typical diamond crystals.

On the left – crystal number according to the registry, on the right – crystal mass, mg; grid 1×1 mm.

2) наличие депрессии тектонического или эрозионно-карстового типа преимущественно северо-восточного направления,

3) большие глубины или мощности осадков в пределах линейно вытянутой депрессии,

4) структурно-геологическая позиция развития депрессии рядом с надвиговой зоной и системами разломов на контакте пород Центрально-Уральского поднятия и Западно-Уральской зоны складчатости,

5) выходы известных промежуточных коллекторов алмазов в пределах водосборной площади бассейна.

Одним из поисковых признаков, указывающих на потенциальную алмазоносность отложений, могут служить индикаторы алмазоносных отложений – прослой или участки с повышенным содержанием гидроксидов железа (лимонита) в тяже-

лой фракции в основании и разрезе толщи терригенных комплексов в пределах депрессии. В районах золотоносных россыпей практики используют косвенные признаки для оконтуривания россыпей, косвенным признаком алмазоносности может быть площадное развитие особого типа гидроксидов железа, широко представленных в концентратах тяжелой фракции Сюзёвского месторождения.

Применение новых технологий, доказавших свою высокую эффективность при проведении работ на Сюзёвском месторождении россыпных алмазов, дает возможность изучение благородных металлов глубокозалегающих горизонтов эрозионно-карстовых депрессий на Восточном Урале. На их высокий, продуктивный потенциал указывали многие специалисты по россыпному золоту (Баранников, 2013; Баранников, Осовецкий, 2014). Использование технологии грей-

ферных шурфов при проведении крупнообъемного технологического опробования россыпей золота и минералов платиновой группы позволит исключить неопределенность, связанную с достоверностью учета крупных классов металла, которая неизбежно есть при промывке проб керна малого объема.

Благодарности

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам АО “Нью Граунд” в лице директора компании Старцева Юрия Германовича, который предложил и обеспечил внедрение технологии проходки грейферных шурфов; сотрудникам ООО “Алмайнинг” в лице директора Ёлшина Алексея Владимировича, который обеспечил возможность и достижение результата по открытию месторождения, а также начальнику горного участка АО “Нью Граунд” Горбунову Вадиму Андреевичу, минералогу ООО “Алмайнинг” Синкиной Ирине Валерьевне, а также всем сотрудникам, причастным к открытию месторождения. Авторы благодарны преподавателям геологического факультета Пермского университета и сотрудникам упраздненного отдела геологии Естественнонаучного института Пермского университета, где авторы получили базовое образование, имели постоянную возможность получать профессиональные консультации и работать над проектом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранников А.Г. (2013) Рудоносность заполненного мезозойского карста на Урале: проблемы изучения. *Руды и металлы*, (4), 23-29.
- Баранников А.Г., Осовецкий Б.М. (2014) Платиновые и платиносодержащие россыпи Урала, критерии и признаки их пространственной связи с первоисточниками. *Изв. Уральского гос. горн. ун-та*, 3(35), 12-29.
- Беккер Ю.Р., Бекасова Н.Б., Ишков А.Д. (1970) Алмазные россыпи в девонских отложениях Северного Урала. *Литол. и полез. ископаемые*, (4), 65-75.
- Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М. (2007) Россыпи алмазов России. Новосибирск: Академ. изд-во “Гео”, 457 с.
- Копылов И.С., Наумов В.А., Наумова О.Б., Харитонов Т.В. (2015) Золото-алмазная колыбель России. Пермь: ПГНИУ, 132 с.
- Коротков И.В. (2004) Информационный отчет по геологическому доизучению м-ба 1 : 200 000 листа 0-40-V. ФГУП “Геокарта-Пермь”.
- Кухаренко А.А. (1955) Алмазы Урала. М.: Госгеолтехиздат, 515 с.
- Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. (1996) Мелкие алмазы Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 128 с.
- Марусин В.М. (1990) Отчет о результатах общих поисков россыпей алмазов в мезокайнозойских депрессиях за 1981–1990 гг. Фонды ТГФ.
- Осовецкий Б.М., Наумова О.Б. (2014) Мелкие алмазы и их поисковое значение. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 142 с.
- Патык-Кара Н.Г., Беневольский Б.И., Быховский Л.З. и др. (1997) Россыпные месторождения России и других стран СНГ. М.: Науч. мир, 454 с.
- Попов А.Г. (2007) Аллювиальные россыпи алмазов Урала Пермского края. (База данных АлРосА ПК). Пермь, 146 с.
- Попов А.Г., Пактовский Ю.Г., Осовецкий Б.М. (2018) Перспективы алмазоносности Пермского края. *Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические пути ее повышения*: Мат-лы V Всерос. науч.-практич. конф. с междунар. участием, посвящ. 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АК “АЛРОСА” (ПАО). Мирный: АЛРОСА, 144-148.
- Пунтусова Г.О. и др. (2003) Отчет по теме: “Составление прогнозно-металлогенической карты масштаба 1 : 200 000 Северного и Среднего Урала в пределах Центрально-Уральского поднятия и Западно-Уральской зоны складчатости”. Фонды ТГФ. Кн. 1. Пермь, 232 с.
- Чуйко В.А. (2022) Отчет о результатах геологического изучения (поиски и оценка) россыпных алмазов на участке недр “Глубокий” в Александровском муниципальном районе Пермского края (по состоянию на 01.06.2022). ФГБУ “Росгеолфонд”. ООО “Алмайнинг”. Пермь, 258 с.
- Шилов Н.А. (2002) Учение о россыпях. Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Владивосток: Дальнаука, 575 с.

REFERENCE

- Barannikov A.G. (2013) Ore content of the filled Mesozoic karst in the Urals: problems of study. *Rudy i Metallurgy*, (4), 23-29. (In Russ.)
- Barannikov A.G., Osovetskii B.M. (2014) Platinum and platinum-bearing placers of the Urals, criteria and signs of their spatial connection with primary sources. *Izv. Ural'skogo Gosudarstvennogo Gornogo Universiteta*, 3(35), 12-29. (In Russ.)
- Bekker Yu.R., Bekasova N.B., Ishkov A.D. (1970) Diamond-bearing placers in the Devonian deposits of the Northern Urals. *Litol. Polezn. Iskop.*, (4), 65-75. (In Russ.)
- Chuiiko V.A. (2022) Report on the results of the geological study (search and evaluation) of alluvial diamonds at the “Glubokiy” subsoil plot in the Aleksandrovsky municipal district of the Perm Territory (as of 01.06.2022). FGBU “Rosgeolfond”. OOO “Almaning”. Perm, 258 p. (In Russ., unpublished)
- Grakhanov S.A., Shatalov V.I., Shtyrov V.A., Kychkin V.R., Suleimanov A.M. (2007) Placers of Russian diamonds. Novosibirsk, Academic publishing house “Geo”, 457 p. (In Russ.)
- Kopylov I.S., Naumov V.A., Naumova O.B., Kharitonov T.V. (2015) Gold-diamond cradle of Russia. Perm, PGNIU, 132 p. (In Russ.)
- Korotkov I.V. (2004) Information report on geological additional study of scale 1 : 200,000 sheet 0-40-V. FSUE Geomap-Perm.
- Kukharenko A.A. (1955) Ural diamonds. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 515 p. (In Russ.)
- Lunev B.S., Osovetskii B.M. (1996) Small diamonds of the Urals. Perm, Perm University Publishing House, 128 p. (In Russ.)
- Marusin V.M. (1990) Report on the results of the general

- search for diamond placers in the Meso-Cenozoic depressions for 1981–1990. THF funds. (In Russ., unpublished)
- Osovetskii B.M., Naumova O.B. (2014) Small diamonds and their search value. Perm, Perm University Publishing House, 142 p. (In Russ.)
- Patyk-Kara N.G., Benevol'skii B.I., Bykhovskii L.Z. et al. (1997) Placer deposits of Russia and other CIS countries. Moscow, Nauch. Mir Publ., 454 p. (In Russ.)
- Popov A.G. (2007) Alluvial placers of diamonds in the Urals of the Perm Territory (Database AlRosA PK). Perm, 146 p. (In Russ.)
- Popov A.G., Paktovskii Yu. G., Osovetskii B.M. (2018) Prospects for the diamond content of the Perm Territory. *Efficiency of geological exploration for diamonds: predictive-resource, methodological, innovative and technological ways to increase it*. Materials of the V All-Russian Scientific practical conference with international participation dedicated to the 50th anniversary of the TsNIGRI Diamond Laboratory – NIGP AK “ALROSA”. Mirny, ALROSA (Public Joint Stock Company), 144–148. (In Russ.)
- Puntusova G.O. et al. (2003) Report on the topic: “Compilation of a predictive metallogenic map at a scale of 1 : 200,000 of the northern and middle Urals within the Central Ural uplift and the West Ural folding zone.” THF funds. Book 1. Perm, 232 p. (In Russ., unpublished)
- Shilo N.A. (2002) The doctrine of placers. Theory of placer-forming ore formations and placers. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 575 p. (In Russ.)

ЛИТОСФЕРА Том 23 № 4

Июль–Август 2023

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Учредитель

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий
и массовых коммуникаций

Редактор-корректор: Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 121	Дата выхода в свет 31.08.2023	Формат 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Печать офсетная
Усл. печ. л. 31,0	Уч.-изд. л. 31,0	Тираж 100	Свободная цена
			Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620110, ул. Академика Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
Адрес типографии:
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 23 No. 4

July–August 2023

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Founder
The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology
and Mass Media

Editor-corrector: N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 121	Signed in print 31.08.2023	Format 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Offset print
Cond. print. sh. 31,0	Found.-publ. sh. 31,0	Circulation 100	Free price
			Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS	15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110
--	---

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
Printing house address:
2ж Automation Lane, Ekaterinburg 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru