



Вестник



Февраль 2018 г., № 2 (278)

Института геологии Коми научного центра УрО РАН

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

Содержание

Научные статьи

Меловые отложения Югорского полуострова:
новые находки и обобщение материалов

*А. А. Романов, Е. А. Романова,
Ю. С. Репин* 3

Генезис алмаза кимберлитов

В. С. Шкодзинский 10

Алмаз и другие акцессорные минералы в продуктах
извержения 2008—2009 гг. Корякского вулкана (Камчатка)

*Л. П. Аникин, В. И. Силаев, В. М. Чубаров,
В. А. Петровский, Л. П. Вергасова, Г. А. Карнов,
А. В. Сокоренко, А. А. Овсянников, А. П. Максимов* 18

Минералогия титаносных отложений
среднего триаса на р. Кыдзырасью
(Предуральский краевой прогиб)

*А. М. Шмакова, И. И. Голубева, М. Ю. Сокерин,
Н. В. Ильина, Е. В. Кушманова* 28

Состав граната как отражение корового генезиса
протолитов УНР-перидотитов комплекса
Марун-Кей (Полярный Урал)

А. Ю. Селятицкий, К. В. Куликова 38

Хроника, события, факты

На страже девонских рубежей
(к 80-летию В. С. Цыганко) 48

Хроника 49

Технологическая минералогия: будущее рождается
сегодня (к юбилею О. Б. Котовой) 50

Включение на вес золота
(к юбилею Н. В. Сокериной) 51

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

Редакционный совет — 2018:

*А. И. Антошкина, Сыктывкар, Россия
М. А. Т. М. Брокманс, Тронхейм, Норвегия
И. Н. Бурцев, Сыктывкар, Россия
Д. А. Бушнев, Сыктывкар, Россия
Ю. Л. Войтеховский, Апатиты, Россия
А. Д. Гвишиани, Москва, Россия
Н. Н. Герасимов, Сыктывкар, Россия
И. В. Козырева, Сыктывкар, Россия
М. Комак, Любляна, Словения
Р. И. Конеев, Ташкент, Узбекистан
В. А. Коротеев, Екатеринбург, Россия*

*С. В. Кривовичев, Санкт-Петербург, Россия
С. К. Кузнецов, Сыктывкар, Россия
М. Мартинс, Ору-Прету, Бразилия
Т. П. Майорова, Сыктывкар, Россия
Ж. К. Мелгарехо, Барселона, Испания
Ф. Мон, Пекин, Китай
П. Мянник, Таллин, Эстония
А. М. Пыстин, Сыктывкар, Россия
К. М. Соджа, Гамильтон, Нью-Йорк, США
О. В. Удоратина, Сыктывкар, Россия
М. А. Федонкин, Москва, Россия*



February, No. 2 (278), 2018

Vestnik



Institute of Geology of Komi Science Center of Ural Branch RAS

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

Content

Scientific articles

Cretaceous deposits of the Ugra peninsula:
new finds and generalization of materials

A. A. Romanov, E. A. Romanova, Yu. S. Repin 3

Genesis of kimberlite diamond

V. S. Shkodzinsky 10

Diamond and other accessory minerals in the products
of the 2008—2009 phreatic eruption of Koryaksky volcano,
Kamchatka

*L. P. Anikin, V. I. Silaev, V. M. Chubarov,
V. A. Petrovsky, I. P. Vergasova, G. A. Karpov,
A. V. Sokorenko, A. A. Ovsyannikov, A. P. Maximov* 18

Mineralogy of Middle Triassic ilmenite placer,
Kyzrasy river (Pre-Ural Foredeep)

*A. M. Shmakova, I. I. Golubeva, M. Yu. Sokerin,
N. V. Ilyina, E. V. Kushmanova* 28

Garnet as indicator of the protolith type of UHP-peridotites
from Marun-Keu complex (Polar Urals, Russia)

A. Yu. Selyatitskii, K. V. Kulikova 38

Chronicle, events, facts

On guard for Devonian frontiers

(The 80th Anniversary of V.S. Tsyganko) 48

Chronicle 49

Technological mineralogy: the future is born today

(The Anniversary of O. B. Kotova) 50

Inclusion as good as gold

(The Anniversary of N. V. Sokerina) 51

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

2018 Editorial Board:

Anna I. Antoshkina, Syktyvkar, Russia
Maarten A.T.M. Broekmans, Trondheim, Norway
Igor N. Burtsev, Syktyvkar, Russia
Dmitry A. Bushnev, Syktyvkar, Russia
Yury L. Voytekhevsky, Apatity, Russia
Alexey D. Gvishiani, Moscow, Russia
Nikolay N. Gerasimov, Syktyvkar, Russia
Irina V. Kozyreva, Syktyvkar, Russia
Marko Komac, Ljubljana, Slovenia
Rustam I. Koneev, Tashkent, Uzbekistan
Viktor A. Koroteev, Ekaterinburg, Russia

Sergey V. Krivovichev, Saint Petersburg, Russia
Sergey K. Kuznetsov, Syktyvkar, Russia
Maximiliano de Souza Martins, Ouro Preto, Brazil
Tatyana P. Mayorova, Syktyvkar, Russia
Joan Carles Melgarejo, Barcelona, Spain
Fancong Meng, Beijing, China
Peep Mannik, Tallinn, Estonia
Alexander M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Constance M. Soja, Hamilton, NY, USA
Oksana V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
Mikhail A. Fedonkin, Moscow, Russia



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 551.763

DOI: 10.19110/2221-1381-2018-2-3-9

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГОРСКОГО ПОЛУОСТРОВА: НОВЫЕ НАХОДКИ И ОБОБЩЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

А. А. Романов ¹, Е. А. Романова ¹, Ю. С. Репин ²¹ ООО «ГеоИнвестПроект», Санкт-Петербург, romanovalex@inbox.ru² АО «ВНИГРИ», Санкт-Петербург

В статье представлен обзор находок мезозойских пород на территории Югорского полуострова. Ранее считалось, что на территории полуострова мезозойские отложения не сохранились (за исключением Карской астроблемы), но тем не менее на протяжении всей истории геологического изучения Югорского полуострова исследователям встречались глыбы и валуны пород, относимых по остаткам фауны к меловому времени формирования. В статье приведена информация о новых находках, обобщены материалы по меловым отложениям предшественников и обоснована гипотеза об автохтонности этих отложений. Имеющиеся материалы позволяют заключить, что на территории Югорского полуострова фрагментарно сохранились образования мелового периода. Они представлены как литифицированными разностями, так и рыхлыми породами, вследствие чего их можно принять за неоген-четвертичные образования. В меловое время на территории Югорского полуострова преобладали прибрежно-морские и дельтовые условия осадконакопления.

Ключевые слова: Югорский полуостров, Пай-Хой, мезозой, меловой период, аммоноидеи, двустворчатые моллюски.

CRETACEOUS DEPOSITS OF THE UGRA PENINSULA: NEW FINDS AND GENERALIZATION OF MATERIALS

A. A. Romanov ¹, E. A. Romanova ¹, Yu. S. Repin ²¹ GeoInvestProekt, Ltd., Saint-Petersburg² All-Russia Petroleum Research Exploration Institute (VNIGRI), Saint-Petersburg

The article presents an overview of the finds of Mesozoic rocks on the territory of the Ugra Peninsula. Previously it was believed that the Mesozoic deposits were not preserved on the peninsula's territory (with the exception of the Kara astroblem), but nevertheless throughout the history of the geological study of the Ugra peninsula, the researchers encountered blocks and boulders of rocks attributable to the Cretaceous formation time from finds of faunal remains. The article contains information about new finds, summarizes the materials on Cretaceous sediments of predecessors and substantiates the hypothesis of its autochthon origin. The available materials allow us to conclude that the Cretaceous period is fragmentarily preserved on the territory of the Ugra Peninsula. They can be represented both by lithotified varieties and by loose rocks, as a result of which they can be taken as Neogene-Quaternary formations. In the Cretaceous, the coastal and marine conditions of sedimentation prevailed on the territory of the Ugra Peninsula.

Keywords: Ugra peninsula, Pai-Khoi, Mesozoic, Cretaceous, Ammonoidea, Bivalvia.

Введение

Осевая часть Югорского полуострова (хребет Пай-Хой) представляет собой антиклинорий из верхнекембрийско-каменноугольных глубокоководных образований, надвинутых по Главному Пайхойскому надвигу на синхронные мелководно-шельфовые образования. В наиболее эродированной (приподнятой) части антиклинория на дневной поверхности в северной части Пай-Хоя обнажаются островодужные комплексы рифея-венда (Амдерминский блок). К юго-западу и к северо-востоку от хребта Пай-Хой расположены Каратаихинская и Карская впадины соответственно. Они представляют собой глубоко погруженные части краевых прогибов, сложенные орогенными формациями перми-триаса и интенсивно дислоцированные пайхойской складчатостью, окончание которой датировано раннемеловым временем [6].

После орогенеза территория длительное время подвергалась пенеппенизации. Образования, перекрывающие палеозойские и триасовые отложения Югорского полуострова, практически всеми исследователями относятся к неоген-четвертичному возрасту формирования морского или ледникового генезиса.

Проблеме наличия мел-палеогеновых отложений на территории Югорского полуострова практически не уделялось внимания. На данный момент наиболее изученными образованиями этого возраста является саяхинская толща, локализованная в границах Карской астроблемы и относимая по возрасту к кампану-эоцену (Госгеолкарта-200/2 листов R-41-XXVIII, XXIX). Альтернативная точка зрения на данные отложения освещена работами М. С. Машака и др. (работы по геологической съемке масштаба 1:50 000), в которых меловая часть разреза трактуется

как коптокластиты и относится к верхней части коптогенного комплекса. Помимо мел-палеогеновых образований Карской астроблемы на территории всего полуострова известно множество находок обломков пород, относимых к меловому возрасту. Как правило, информация об этих находках весьма отрывочна и фрагментарна ввиду отсутствия систематических исследований и обобщений этого материала.

Основываясь на материале предшественников и собственных полевых исследованиях, проведенных в 2012—2015 годах, в статье проводится обобщение имеющегося материала и обращается внимание на историю геологического развития территории Югорского полуострова в мел-палеогеновое время. Как считалось ранее, на рассматриваемой территории мел-палеогеновые образования не сохранились, и это мнение приводило к пробелам при обзоре истории геологического развития региона.

Данное исследование актуально тем, что позволяет более точно реконструировать историю развития региона, а представленные материалы можно использовать при более общих (региональных) обзорах и изучении фациальной зональности бассейна осадконакопления, существовавшего в меловое время. Также оно позволяет по-другому решить вопросы определения возраста исследуемых объектов и их генезиса, применяя биоостратиграфический метод для характеристики рыхлых отложений, относимых по умолчанию к неоген-четвертичному возрасту формирования. Изучение меловых пород, которые описываются в данной статье, было начато при всестороннем рассмотрении вопросов янтареонакопления во вторичных коллекторах. Россыпи янтара и янтарепоподобных смол известны на большей части Арктической зоны от Чешской губы вплоть до Хатангской впадины. По мнению авторов статьи, эпохой янтареобразования было именно меловое время. Изучение палеогеографических обстановок того времени позволит установить места наибольшего скопления этого полезного ископаемого.

Основой статьи является изложение результатов исследования всех известных находок на территории Югорского полуострова пород известковистых песчаников и определения фауны из них, а также материала, собранно-

го во время полевого сезона 2015 года. В ходе геологических маршрутов проводились поисковые работы, а также специализированные геолого-геоморфологические наблюдения условий нахождения глыб и валунов меловых пород. Из найденных пород были изготовлены прозрачно полированные шлифы для диагностики. Определение фаунистических остатков проведено Ю. С. Репиным.

Результаты исследования

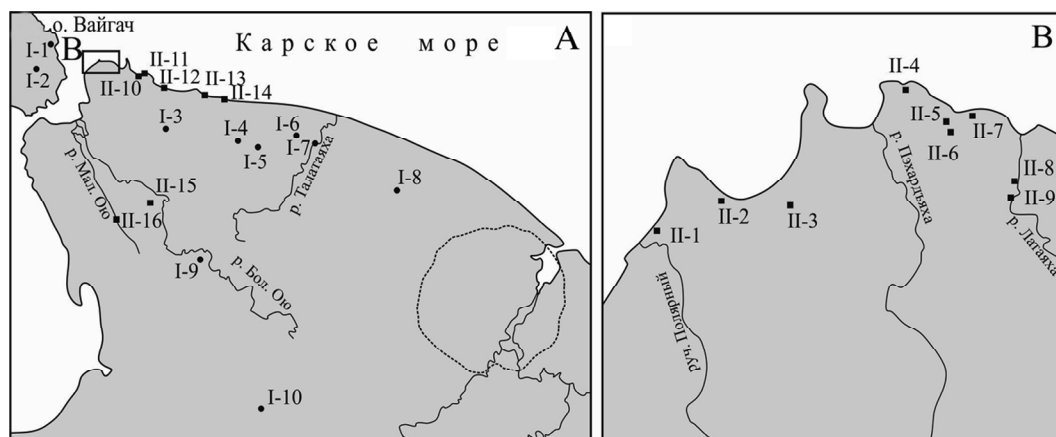
В качестве основы для исследования были проанализированы все упоминания предшественников о находках меловых или относимых к таковым пород. Многие из них не были опубликованы авторами и остались только в фондовых материалах. Большой объем фактического материала — это конкреции известковистых песчаников сферической или близкой к ней формы (2—3 м в диаметре). Подобные геологические образования часто встречаются на территории островов Новая Земля и Земля Франца-Иосифа. Югорский полуостров не является исключением. Некоторые исследователи называют такие образования петросферами.

Среди упоминаний ранних исследователей о мезозойских породах выделены следующие (рис. 1).

Точки I-1, I-2, I-5, I-6 [2]. Местоположение точек неточное. В своей работе П.В. Виттенбург рассматривает только вопросы рудоносности палеозойских образований, но также приводит карту-схему, где указаны места находок «мезозойских валунов с фауной». Более детальная информация в этой работе нами не найдена. На каком основании найденные объекты отнесены к мезозою, автор также не указал.

Точка I-3 [2, 5]. Из валунов в районе Амдермы В. В. Чернышев доставил два образца. По заключению В. И. Бодылевского, первый из них — двустворка *Pteria tenuicostata* Roem. — раннесантонского возраста, второй, также двустворка, — *Nucula cf. borealis* Tu — предположительно верхневолжского яруса.

Точка I-4 [7]. При изучении янтареносных четвертичных (?) отложений на реке Песчаной из неметаморфизованных растительных остатков, присутствующих в янтареносной залежи, определен сложный смешанный споро-



Местонахождения мезозойских пород и их номера: ● I-3 — по данным предшественников, ■ II-14 — наши находки.

----- Граница Карской астроблемы

Рис. 1. Карта фактического материала: А — обзорная схема; В — увеличенный фрагмент

Fig. 1. Map of the actual material: A — overview scheme; B — scaled up fragment



пыльцевой комплекс при сравнительно невысоком общем содержании палинологических остатков. Наряду с кайнозойскими видами выявлены мезозойские формы мелового облика, меловая пыльца и юрские формы. По мнению Н. П. Юшкина, янтареносная залежь сформировалась в результате вторичной концентрации янтаря, переотложенного из буроугольных залежей (вероятно, мезозойского возраста): «Углефицированная древесина из вышележащих и нижележащих горизонтов, очевидно, синхронна янтарю, а древесина современного облика из этих горизонтов, как и растительные остатки из «янтарного горизонта», отмечает время переотложения, вторичной концентрации и формирования янтареносной залежи» [7].

Несмотря на то, что докайнозойский споро-пыльцевой комплекс с высокой вероятностью является переотложенным, для нашего исследования он является важным знаком — древним сигналом, подтверждающим наличие юрских и меловых отложений в регионе. Также необходимо отметить, что в пробах четвертичных пород иногда встречается материал предположительно мезозойского возраста (как правило, это спикеры губок).

Точка I-7 [4, 6]. В. В. Юдин в 1986 году обнаружил коренной выход мезозойских отложений на левом берегу реки Талатахи. Мощность субгоризонтально залегающих отложений составляет не менее 15 м. Толща представлена рыхлыми галечниками, гравелитами и песками с косою слоистостью. Обломки сцементированы окислами железа и марганца, что придает породам бурый цвет и большую, чем у четвертичных пород, прочность. Отмечены маломощные прослои рыхлого окисленного угля и фрагменты хорошо сохранившейся углефицированной древесины. Обстановка накопления толщи авторами определена как аллювиальная. По условиям залегания и взаимоотношению с подстилающими породами авторы включают аллохтонное залегание мезозойской толщи вследствие гляциодислокаций. В отобранных образцах установлен споро-пыльцевой комплекс, позволяющий датировать его апт-альбским возрастом.

Точка I-8 [5]. При изучении угленосности северо-восточного склона Пай-Хоя О. Л. Эйно в ходе маршрутных исследований описал меловые отложения. В верховьях р. Малая Табья С. С. Флейшманом обнаружены в оплывинах на склонах водораздельных холмов песчаные конкреции с содержащимися внутри аммонитами и двустворчатыми моллюсками. В. И. Бодылевским были определены *Cleoniceras* sp. и *Cyprina* sp. По присутствию нижеальбского рода *Cleoniceras* фауна является альбской и аналогична выявленной из валунов и конкреций В.В. Чернышевым и В.Н. Кузнецовым (1937) на западном склоне Пай-Хоя.

Близ найденных конкреций с фауной обнаружены россыпи петрографически сходных песчаников. На основании этого О. Л. Эйно отображает на геологической карте нижнемеловые образования.

Точки I-9, I-10 [5]. В. Н. Кузнецовым и В. В. Чернышевым описаны находки меловых пород в центральной части и на западном склоне Пай-Хоя. Найденная В. Н. Кузнецовым фауна по р. Янгарей (точка I-10) определена В. И. Бодылевским как альбская (*Cleoniceras* sp., *Inoceramus* cf. *anglicus* Woods).

В пределах Карской астроблемы широко развиты отложения, относимые к саяхинской толще верхнего мела — среднего палеогена. При ГГК-50 скважинами колонкового бурения вскрыт наиболее представительный раз-

рез толщи, где на литокластических зювитах залегает пачка (40.5 м) серых алевроитов с редкими включениями глинистого материала, гальки, гравия и прослоем (3.5 м) глин в нижней части. Выше они сменяются переслаиванием песчаных глин и плотных алевроитов с маломощными прослоями и стяжениями опок в верхней части. Мощность пачки 117—128 м. Обе эти части толщи позднемелового возраста. Завершают разрез (85—98 м) серые и темно-серые плотные алевроиты, в низах разнотекстурные с примесью гальки и гравия, в средней части содержащие пласты темно-серых суглинков и алевроитовых глин, а в верхней — песчаных алевроитов и мелко-, среднетекстурных песков. Эта часть толщи, вероятно, палеогеновая. Мощность саяхинской толщи составляет от 80 до 400 м.

В ходе полевых работ 2012—2015 годов были впервые описаны следующие находки.

Точки II-1—II-7. В прибрежной части Карского моря, в долинах ручьев, впадающих в него, обнаружены глыбы известковистых песчаников с обугленными и частично углефицированными растительными остатками. В точках II-2 и II-7 найдены единичные фаунистические остатки (аммоноидей и двустворчатых моллюсков). Вмещающими породами для глыб и валунов являются алевроитистые глины коричневого цвета, плотные, с неясной слоистостью.

Точка II-4 (рис. 2). Найден валун с большим количеством фаунистических остатков. Основная часть окаменелостей представлена отпрепарированными временем и природой ядрами двустворчатых рода *Buchia* хорошей сохранности и несколькими раковинами (или ядрами раковин) аммонитов. Другая часть — разрозненными створками и фрагментами раковин в породе.

Среди двустворчатых моллюсков Ю. С. Репиным определены:

1) *Buchia volgensis* (Lahusen) — 7 внутренних ядер и 8 разрозненных створок, принадлежащих этому виду. На севере Средней Сибири и в бассейне р. Печоры *B. volgensis* встречается в берриасе от зоны *Hectoroceras kochi* до зоны *Bojarkia mезezhnikovi* и частично в зоне *Tollia tolli* [3];

2) *Buchia* sp. indet — одна левая створка;

3) *Camptonectes (Maclearnia) imperialis asiaticus* Zakharov — одно внутреннее ядро двустворчатого экземпляра. Этот подвид распространен в берриасе, валанжине и нижнем готериве Енисейско-Ленского прогиба, в валанжине Западной Сибири. Наибольшее количество экземпляров подвида (включая и голотип) происходит из верхнего берриаса Хатангской впадины;

4) *Entolium demissum* (Phillips) — несколько фрагментов створок мелкого пектена (1—3 см). Средняя юра — нижний мел севера Сибири;

5) *Astarte* sp. indet — отпечаток внешней поверхности створки. Этот род распространен от позднего триаса до нынешних времен;

6) *Modiolus* sp. indet (? *M. cf. sibiricus* Bodylevsky) — фрагмент маленькой створки в породе. Этот вид распространен в берриасе — нижнем готериве Лено-Анабарского прогиба, валанжине Северного Урала;

7) *Pleuromya* ex gr. *peregina* (d'Orbigny) — волжский регионарус и берриас.

Среди аммоноидей определены:

1) *Surites (Surites)* aff. *spasskensis* (Nikitin). Обычен в зоне *Hectoroceras kochi* бореального берриаса;

2) *Surites (Surites)* cf. *subanologus* Schulgina. Характерен для зоны *S. analogus* бореального берриаса.

3) *Surites* vel *Bojarkia* vel *Tollia* sp. Берриас.

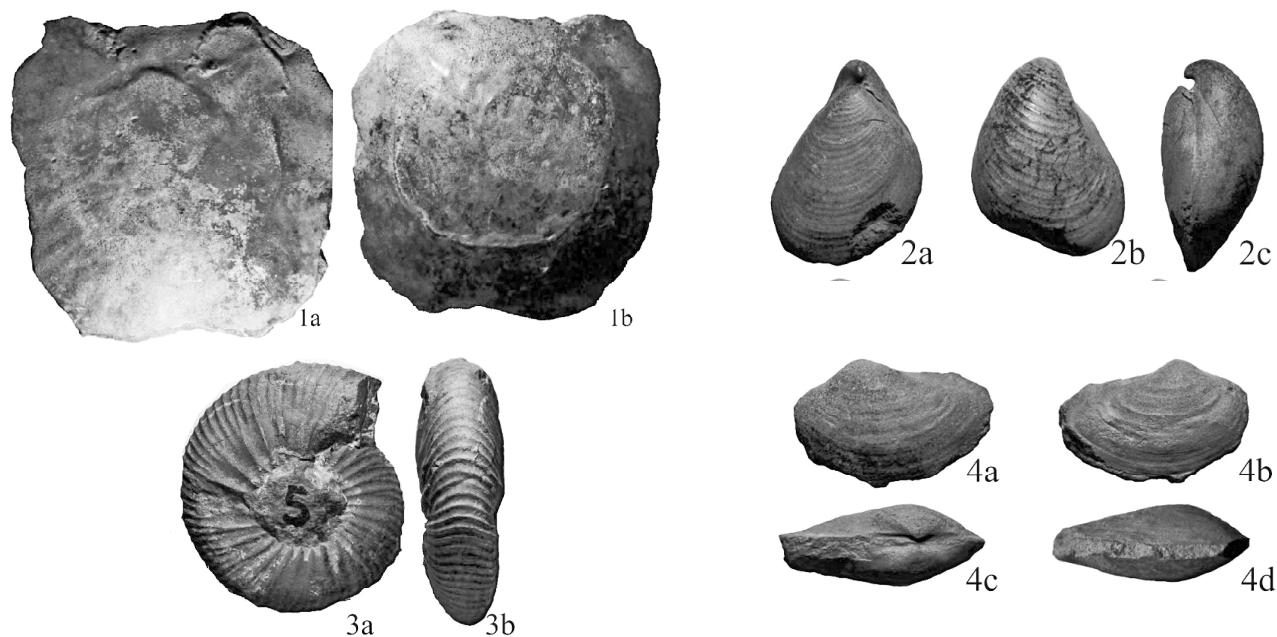


Рис. 2. Фотографии окаменелостей из образца, найденного в точке II-4:

1. *Camptonectes (Maclearnia) imperialis asiaticus* Zakharov, экз. 872/270; 1a — отпечаток внутренней поверхности правой створки, 1b — отпечаток внутренней поверхности левой створки.
2. *Buchia volgensis* (Lahusen), экз. 872/271; 2a — вид со стороны правой створки, 2b — вид со стороны левой створки, 2c — вид со стороны переднего края.
3. *Surites (Surites a. Bojarkia)* sp., экз. 872/273, 3a — сбоку, 3b — с вентральной стороны;
4. *Pleuromya* ex gr. *peregrina* (Orbigny), экз. 872/272; 4a — левая створка, 4b — правая створка, 4c — со стороны замочного края, 4d — задний край.

Все образцы из одной глыбы; берриас, возможный интервал = верхи зоны *Hectoroceras kochi* — зона *Surites analogus* (музей ВНИГРИ, коллекция № 872)

Fig. 2. Photos of fossils from a sample II-4:

1. *Camptonectes (Maclearnia) imperialis asiaticus* Zakharov, ex. 872/270; 1a — imprint of the inner surface of the right valve, 1b — imprint of the inner surface of the left valve.
2. *Buchia volgensis* (Lahusen), ex. 872/271; 2a — view from the side of the right valve, 2b — view from the side of the left valve, 2c — view from the side of the front edge.
3. *Surites (Surites a. Bojarkia)* sp., ex. 872/273, 3a — view from the side, 3b — view from the ventral side;
4. *Pleuromya* ex gr. *peregrina* (Orbigny), ex. 872/272; 4a — left valve, 4b — right valve, 4c — from the side of the hinge, 4d — rear edge.

All samples are from one block; Berrias, possible interval = tops of the *Hectoroceras kochi* zone — the *Surites analogus* zone (VNIGRI museum, collection No. 872)

В целом приведенный комплекс остатков моллюсков может характеризовать пограничные слои зон *Hectoroceras kochi* и *Surites analogus* бореального берриаса или же только низы зоны *S. analogus*. Более точное определение возраста требует изучения внутренних оборотов раковин аммоидей, которые являются диагностическими для разграничения таксонов *Surites*, *Bojarkia*, *Tollia*. Учитывая твердость породы, в которую заключены раковины, это представляется весьма проблематичным.

Точки II-8 и II-9 (рис. 3). В нижнем течении реки Латаяха, на левом берегу, на задернованном склоне, найдена глыба известковистых песчаников (II-9). Вмещающие породы: алевролитистые глины коричневого цвета, плотные, слоистость не видна, немногочисленные включения хорошо окатанной гальки различного состава и угловатых обломков известковистых песчаников. Мощность вскрытого разреза 1.2 м. Вниз по разрезу алевролиты приобретают сероватый оттенок. Глины бронируют южный склон холма, по которому они сползают в русло реки.

Глыба представлена известковистыми песчаниками, мелкозернистыми, бурыми с выветрелой поверхности, на свежем сколе зеленовато-серыми. В породе наблюдаются

многочисленные включения гальки различного состава. По-видимому, включения гальки во вмещающих глинистых алевролитах происходят в результате разрушения глыбы. В породе также присутствуют многочисленные включения частично окаменелой и углефицированной древесины — отдельных вытянутых щепок, обломков и фрагментов стволов. Расположение древесины намечает неявную слоистость, а в плоскости напластования расположение обломков хаотичное.

Ниже по течению реки обнаружена глыба известковистых песчаников (II-8) с многочисленными включениями растительных остатков. Рядом с глыбой найдены единичные фаунистические остатки (аммоидей и двустворчатых моллюсков), выпавшие из нее в результате выветривания.

Точки II-10 и II-11. Петросферы известковистых песчаников с остатками флоры и двустворчатых моллюсков.

Точка II-12II-14. Петросферы известковистых песчаников, найденные в береговой зоне. В породе встречаются остатки флоры и единичные вкрапления янтаря.

Точка II-15. В надпойменной террасе ручья, на восточном склоне хребта Ямб-Пэ найдена глыба известкови-

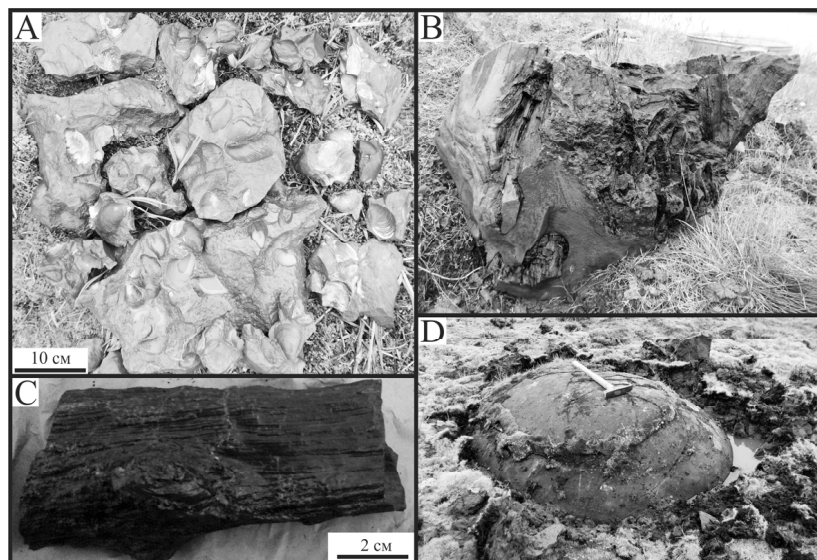


Рис. 3. Фотографии глыб, петросфер и органических остатков: А — точка II-8, отпечатки раковин аммонойд и двустворчатых моллюсков; В и С — точка II-9: В — глыба с многочисленными остатками древесины, С — фрагмент окаменелого ствола; D — петросфера известковых песчанников диаметром около 2 м

Fig. 3. Photos of blocks, petrosphere and fossils: A — sample II-8, imprints of shells of ammonoidea and bivalvia; B and C — sample II-9: B — a block with numerous remains of wood, C — a fragment of a fossilized trunk; D — petrosphere of calcareous sandstones with a diameter of about 2 m

стых зеленовато-серых песчаников, с поверхности выветривания покрытых рыжей, охристой коркой, представляющая собой две сросшиеся петросферы размером около 1 м каждая. По внешнему сходству с породой глыб, обнаруженных ранее, порода этой глыбы мелового возраста.

Точка II-16. В аллювиальных валунно-галечных отложениях реки Малая Ою встречены многочисленные валуны и слабоокатанные глыбы известковых песчаников зеленовато-серого цвета с охристой коркой выветривания размером до 30 см. Породы также определены как меловые.

Из образцов найденных нами пород были изготовлены шлифы. Все образцы литологически очень схожи и представлены песчаным тонко- и мелкозернистым материалом преимущественно кварцевого состава, плохоокатанным и слабосортированным. Кроме кварца встречаются обломки, сложенные пироксеном, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом (по сумме до 15 %). Цемент кальцитовый, пойкилитовый, среднекристаллической структуры.

Для всех образцов растительных остатков характерна хорошая сохранность внутренних структур: годичных колец, волокнистой структуры и клеточной микроструктуры, видимой в шлифах. К сожалению, нам не удалось провести определение растительных остатков.

Для всех находок глыб и валунов в северной части Югорского полуострова (рис. 1, В) характерно совместное нахождение с алевроитистыми глинами. Это выражается в том, что глыбы и валуны частично погружены в глины и по всей территории находятся только в ассоциации с ними, формируют в этой части площади чехол, залегающий, по-видимому, непосредственно на коренных породах. Алевроитистые глины никак не датированы и их генезис не определен. Не исключено, что они могут быть мезозойского возраста и подстилать песчаные толщи, нелитифицированный материал которых уже выветрился, а известковые конкреции просели вниз.

Обсуждение результатов

Наличие валунов и петросфер мезозойского возраста на территории Югорского полуострова можно объяснить в рамках гипотезы четвертичных оледенений. Тем не менее мы придерживаемся иной точки зрения. Фактический материал укладывается в более-менее стройную систему, которая согласуется с общей логикой истори-

ко-геологического развития региона. В противовес гипотезе аллохтонности обсуждаемых находок имеются следующие аргументы.

Предшественники указывали на то, что меловые породы автохтонны. Об этом говорил О. Л. Эйно [5], обнаружив большое скопление песчаных конкреций на северо-восточном склоне Пай-Хоя. В. В. Юдин с коллегами [6] убедительно показали наличие коренного выхода мезозойских отложений в нижнем течении реки Талатаяха. В. С. Зархидзе (1972 г., неопубликованные данные) в ходе анализа материалов по тематическим работам, проведенным при изучении янтарности территории Югорского полуострова, указывал, что в крупных депрессиях, таких как долина реки Большая Ою или Талатаяха, возможно, сохранились останцы мезозойских пород.

Имеющиеся биостратиграфические датировки показывают, что песчаные конкреции (петросферы) образованы во времена регрессий мезозойского бассейна либо их максимумов. То есть условия осадконакопления можно охарактеризовать как мелководные. На этапах трансгрессий в меловое время накапливались глинисто-алевритовые породы, органические остатки в которых либо не сохранились, либо были разрушены. Не исключено, что толща глинистых алевроитов, в которых находятся песчаные конкреции в районе рек Латаяха, Пэхардяха и ручья Полярного, мелового возраста.

Согласно биостратиграфическим данным, к востоку от осевой части Пай-Хоя находятся более молодые поздне-меловые породы, а в пределах Амдерминского блока (площадь выходов на дневную поверхность докембрийских пород) — более древние, раннемеловые. Амдерминский блок в четвертичное время испытывал поднятие с большей амплитудой, чем окружающие его части Югорского полуострова. На это указывают резкие, уступчатые границы, оконтуривающие блок, характер береговой линии, профиль речных долин и уровень эрозионного вреза рек в его пределах. Таким образом, на современную поверхность в границах Амдерминского блока выведены наиболее древние породы, которые непосредственно залегают на докембрийских породах. Нижние горизонты рыхлого чехла (несцементированные либо слаболитифицированные породы) мы относим к меловому времени формирования. Также на выявленную зональность указывает и то, что к востоку от осевой части Пай-Хоя в песчаниках имеются включения янтаря, а западнее

они отсутствуют. То есть в этой части Югорского полуострова вскрыты эрозией более молодые мезозойские образования. Это позволяет определить возраст образования янтара не древнее апт-альбского времени.

Выявленные закономерности в распределении находок меловых пород указывают на то, что эти породы здесь же и сформировались, а если и претерпели перемещение, то только лишь под влиянием гравитации и выветривания. Согласно принципу Оккама, объяснение, что глыбы и валуны меловых пород Югорского полуострова аллохтонны в результате четвертичных оледенений территории, является неправомерным. Мы не обнаружили каких-либо доказательств того, что эти породы были принесены ледником. В целом на изученной территории побережья Карского моря встречаются единичные находки аллохтонных валунов нетипичных для региона пород, которые скорее являются результатом современного ледового разноса.

Таким образом, мы считаем, что на изучаемой территории возможно нахождение чехла пород мезозойского возраста. Возможно, палеонтологически не охарактеризованные низколитифицированные толщи, относимые априори к неоген-четвертичному возрасту, являются мел-палеогеновыми.

Имеющиеся датировки находок мезозойской фауны укладываются в единую систему. На рис. 4 представлены датированные находки фауны в сравнении с глобальной эвстатической кривой [8] (взята «долгосрочная» кривая — «long-term»). Если сравнивать материалы палеогеографических реконструкций [1] региона Баренцева и Карского морей с приведенной эвстатической кривой, то можно отметить, что в целом динамика изменения уровня моря в меловое время соответствует глобальной кривой изменения уровня океана. Трансгрессивно-регрессивные циклы в конкретном бассейне осадконакопления могут оказывать значительно большее влияние на уровень моря, но имеющиеся единичные региональные датировки не отличаются высокой точностью и детализированы в лучшем случае до частей ярусов. По нашему мнению, на данной стадии исследования и при достигнутой точности датировок возможно использовать глобальную эвстатическую кривую для построения некоторых выводов о литогенетических особенностях меловых образований. В связи с этим применительно к объекту исследования далее этапы понижения глобального уровня океана называются регрессивными, а повышения — трансгрессивными. Как видно на рис. 4, датированные наличи-

ем морской фауны «валуны» известковистых песчаников сформировались на регрессивных этапах развития бассейна осадконакопления, то есть в мелководных условиях. Подстилающими и перекрывающими для них должны являться глинисто-алевритовые отложения, в которых на данный момент находятся петросферы в районе реки Латаяха: окружающий их нелитифицированный песчаный материал был вымыт, а петросферы опустились в подстилающие отложения — алевритистые глины. В целом эти построения соответствуют реконструированной истории геологического развития сопредельных территорий. В Печорской синеклизе берриас-барремская часть разреза представлена регрессивной формацией, сложенной серыми и зеленовато-серыми глинистыми алевритами с глауконитом и карбонатно-фосфатными конкрециями, а также песчаниками [4]. Грубозернистость осадков увеличивается к востоку. В западной части Предуралья краевой прогиба (поднятие Чернышева) она сложена прибрежно-морскими образованиями со значительным содержанием гравийного и валунно-галечного материала. Как показано в работе [1], юрско-меловые отложения шельфа Баренцева моря формировались в континентальных, мелководно-морских и морских (внутренний и внешний шельфы) условиях, представлены в основном песчаниками, алевритами и глинистыми породами. Характер сочетания разных типов пород и закономерное их распределение по разрезу отражают наличие цикличности в их накоплении. Вся толща юрско-меловых отложений формирует крупный трансгрессивно-регрессивный циклит, в котором представлены юрско-нижнеберриасская трансгрессивная «ветвь» и берриас-аптская регрессивная. Как видно по образцам (точки П-8 — П-14), в которых содержатся включения остатков растений и грубый, плохо сортированный материал, они формировались непосредственно в прибрежных либо в дельтовых условиях.

В литературе практически не обсуждалось влияние сантон-кампанского импактного события на территорию Югорского полуострова. Однако это событие привело к образованию Карской и Усть-Карской астроблем. Время их формирования дискуссионно: ранее считалось, что они сформированы на рубеже мела и палеогена. Отложения кампана (саяхинская толща), перекрывающие брекчированные породы в Карской астроблеме, также нарушены и их следует относить к коптокластитам. В ходе подготовки материалов Госгеолкарты-200/2 на листах R-41-XXVIII, XXIX было показано, что саяхинская толща на-

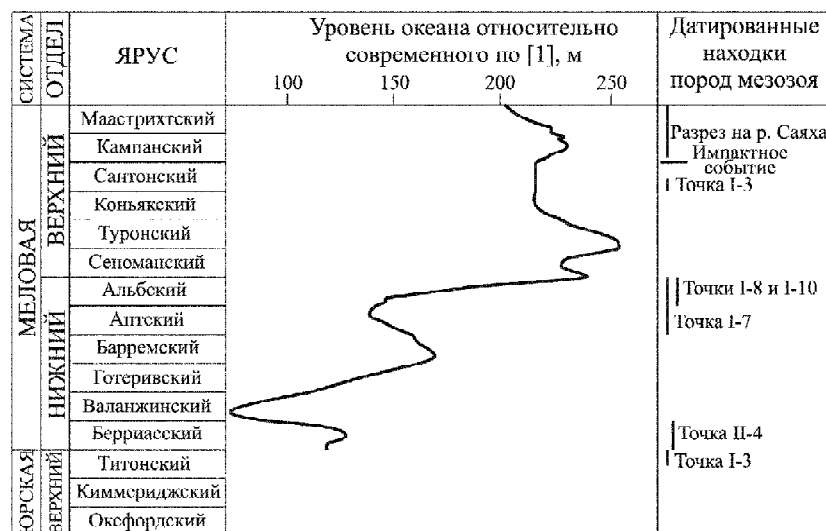


Рис. 4. Датированные находки пород мезозоя на территории Югорского полуострова

Fig. 4. Dated finds of Mesozoic rocks on the territory of the Ugra Peninsula



ходится в ненарушенном залегании, что позволяет определить время формирования Карской и Усть-Карской астроблем на границе сanton — кампана.

Нет никаких сомнений, что столкновение метеорита оказало огромное кратковременное воздействие на подстилающие породы. Свидетельством тому служит кратер диаметром до 60 км в современном эрозионном срезе, а разброс обломков зювитов и тагамитов устанавливается вплоть до 80—100 км от центра Карской астроблемы. Судя по палеорекострукциям [1], во время падения Карского метеорита территория Югорского полуострова находилась в пределах относительно мелководного бассейна. Ударная волна должна была на значительном удалении от центра столкновения дислоцировать горные породы, залегающие у поверхности, а последующая волна цунами — перемешать этот материал. Вероятно, в результате этих событий могли сформироваться породы смешанного гранулометрического состава, возможно даже мореноподобные отложения. Имеющиеся на территории Югорского полуострова вытянутые гряды проблемного генезиса (например, гряда Мюсюр-Махой), сложенные гравийно-галечно-песчаным материалом, ориентированные перпендикулярно или под острым углом к современной и реконструируемой линиям берега и биостратиграфически немые, располагаются субпараллельно фронту реконструируемой ударной волны от импактного события. Мы бы не хотели углубляться в дискуссию генезиса отложений, относимых к неоген-четвертичному возрасту, но необходимо отметить недооцененность последствий Карского импакта. После падения Карского метеорита дислоцированный материал должен был разрушаться с большей скоростью, чем недислоцированные породы. Очевидно, что процесс литификации пород был прерван. Все это только способствовало неоднократному переотложению накопленного в раннем мелу материала, в результате которого более молодые споро-пыльцевые и микрофаунистические комплексы могли попасть в более древние породы.

Выводы

В ходе изучения и систематизации находок пород нетипичных для палеозоя Югорского полуострова, выявлены следующие закономерности.

1. Многочисленные петросферы, валуны и глыбы, сложенные известковистыми песчаниками и широко распространенные на территории Югорского полуострова, имеют меловой возраст, многократно подтвержденный палеонтологическими находками.

2. Собранные доказательства автохтонности (in situ) меловых пород позволяют провести предварительное стратиграфическое районирование территории. В пределах коренных выходов докембрийских пород Амдерминского блока обнажаются раннемеловые породы, а восточнее от осевой части Пай-Хоя — позднемеловые породы. Установить мощность и условия залегания описываемых стратиграфических подразделений на данный момент не представляется возможным, необходимы дополнительные тематические исследования.

3. Изученный фактический материал позволил восстановить историю геологического развития региона в меловом периоде. Условия осадконакопления в северной части Югорского полуострова соответствовали прибрежно-морским, местами дельтовым.

Авторы выражают благодарность А. В. Журавлеву за конструктивное обсуждение материалов исследования и рецензентам за ценные указания, позволившие улучшить изложение материала.

Коллекция фауны хранится в музее ВНИГРИ под номером 872. Заинтересованных в обработке растительных остатков просим обращаться на электронную почту авторов.

Литература

1. Басов В. А., Василенко Л. В., Вискунова К. Г. и др. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северокарского палеобассейна в фанерозое // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. № 4.
2. Виттенбург П. В. Рудные месторождения острова Вайгач и Амдермы. Л.: Издательство Главсевморпути, 1940.
3. Захаров В. А. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Том 38. Вып. 5. С. 927—956.
4. Тимонин Н. И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.
5. Эйно О. Л. Геологический очерк угленосного района северо-восточного склона Пай-Хоя: Отчет по работам 1938 г. / Комигеолфонд. Л., 1939.
6. Юдин В. В., Лодкина Л. Б. Нижнемеловые отложения Карской впадины // Фанерозой Европейского Севера СССР. Сыктывкар, 1992. Вып. 75. С. 107—112.
7. Юшкин Н. П. Янтарь арктических областей / Коми филиал АН СССР (Научные доклады. Вып. 7. 1973).
8. Haq B. U. Cretaceous eustasy revisited / Global and Planetary Change, 113. 2014. P. 44—58.

References

1. Basov V. A., Vasilenko L. V., Viskunova K. G. et al. *Evolutsiya obstanovok osadkonakopleniya Barentsevo-Severo-Karskogo paleobasseina v fanerozoie* (Evolution of sedimentation environments of Barents-Northern kara paleobasin in Phanerozoic). *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika* (Oil and gas geology. Theory and practice). No. 4, 2009.
2. Vittenburg P. V. *Rudnye mestorozhdeniya ostrova Vaigacha i Amdermy* (Ore deposits of Vaygach and Amderma islands). Leningrad: Glavsevmorput, 1940.
3. Zaharov V. A. et al. *Borealnyi zonalnyi standart i biostatigrafiya mezozoya Sibiri* (Boreal zonal standard and biostatigraphy of Mesozoic Siberia). *Geologiya i geofizika*, V. 38, 5, 1997, pp. 927—956.
4. Timonin N. I. *Pechorskaya plita: istoriya geologicheskogo razvitiya v fanerozoie* (Pechora plate: history of geological development in Phanerozoic). Ekaterinburg: UB RAS, 1998, 240 pp.
5. Einor O. L. *Geologicheskii ocherk uglennosnogo raiona severo-vostochnogo sklona Pai-Hoya. Otchet po rabotam 1938 g* (Geological description of coaliferous district of north-eastern slope of Pay-Khoy. Report 1938.). Leningrad, 1939 (not published, Komigeolfond).
6. Yudin V. V., Lodkina L. B. *Nizhnemelovye otlozheniya Karskoi vpadiny* (Lower Cretaceous deposits of Kara depression). *Fanerozoi evropeiskogo severa SSSR* (Paherozoic period of European North of the USSR). Syktyvkar, 1992, 75, pp. 107—112.
7. Yushkin N. P. *Yantar arkticheskikh oblastei* (Amber of Arctic regions). Preprints, Komi branch of USSR AS, 7, 1973.
8. Haq B. U. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, 113, 2014, pp. 44—58.



ГЕНЕЗИС АЛМАЗА КИМБЕРЛИТОВ

В. С. Шкодзинский

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Приведены доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли и образования кимберлитов из остаточных расплавов нижнего перидотитового слоя магматического океана. Это объясняет высокое содержание в алмазах расплавленных компонентов, позднее их образование в истории Земли и объясняет правило Клиффорда. Алмазы кристаллизовались в результате накопления углерода в остаточном расплаве, увеличение степени пересыщения расплава углеродом в ходе магматического фракционирования обусловило смену послойного роста радиальным и эволюцию кристалломорфологии алмазов в направлении от октаэдров к додекаэдроидам и далее к кубам и сросткам. Этим же объясняется формирование гранных микроскульптур. Накопление в расплаве примесей является причиной возрастания содержания азота и легкого изотопа углерода в поздних алмазах.

Ключевые слова: происхождение алмазов и кимберлитов, правило Клиффорда.

GENESIS OF KIMBERLITE DIAMOND

V. S. Shkodzinsky

Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk

Evidences of hot accretion of the Earth and the formation of kimberlites from residual melts of the lower peridotite layer of the magmatic ocean are given. They explain the high content of melt components in diamonds, later their formation in the history of the Earth and explain Clifford's rule. The diamonds were crystallized as a result of the accumulation of carbon in the residual melt, an increase in the degree of supersaturation of the melt by carbon during magmatic fractionation led to a change in layerwise growth by radial and the evolution of the crystal morphology of diamonds in the direction octahedra to dodecahedroids and then to cubes and clusters. This explains the formation of faceted microsculptures. The accumulation of impurities in the melt is the reason for the increase in the content of nitrogen and light carbon isotope in the late diamonds.

Keywords: the origin of diamonds and kimberlites, the Clifford rule.

Введение

В настоящее время принято считать, что алмазы кристаллизовались в верхней мантии в архее. Кимберлитовые магмы возникали путем небольшого частичного плавления перидотитов во всплывавших плюмах и механически захватывали алмазы при подъеме через содержащую их мантию. Однако такому предположению противоречит намного более равномерное распределение алмазов в кимберлитовых телах, чем можно было бы ожидать при ксеногенном происхождении этого минерала. С ним не согласуются также часто постархейский изотопный возраст алмазов и многочисленные признаки их кристаллизации в расплавах [13]. При таком происхождении кимберлитов непонятен механизм отделения кимберлитового расплава от перидотитов, поскольку при незначительной степени плавления (примерно на 0.1 %) они почти не отличаются по вязкости от твердых пород. Поэтому выплавки не могли отделяться, что подтверждается экспериментальными данными и изучением зон ультраметаморфизма. Кроме того, минеральные равновесия в мантийных ксенолитах из кимберлитов свидетельствуют об остывании верхней мантии примерно на 200 °C за каждый миллиард лет и об отсутствии в ней процессов разогрева и плавления [14]. Неясна и причина отсутствия кимберлитов в океанических областях, хотя в них происходил массовый подъем плюмов и декомпрессионное плавление их вещества.

Доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли

Полученные в последние десятилетия доказательства горячей аккреции Земли и фракционирования на ней в прошлом глобального океана магмы впервые убедительно решают все генетические вопросы алмазов и кимберлитов. Первые такие доказательства были получены для Луны, на которой было установлено присутствие анортозитовой коры мощностью до 100 и более километров. Такая кора могла образоваться только путем всплывания плагиоклаза в кристаллизовавшемся океане магмы глубиной около 1000 км [17]. О присутствии подобного океана на Земле свидетельствуют тренды магматического фракционирования в мантийных ксенолитах [14] и в раннедокембрийских комплексах Алданского щита (рис. 1), уменьшение изотопного возраста и температуры кристаллизации различных глубинных магматических пород в полном соответствии с последовательностью образования этих пород в ходе магматического фракционирования. На это указывают признаки очень высокой температуры на земной поверхности в раннем архее (до 900—1000 °C), а также существование в раннедокембрийских кристаллических комплексах (рис. 2) и ксенокристаллах клинопироксена из кимберлитов [14] очень низких (2—3.5 °C/км) геотермических градиентов, близких к адиабатическому градиенту для расплавов (0.3 °C/км) и резко отличающихся

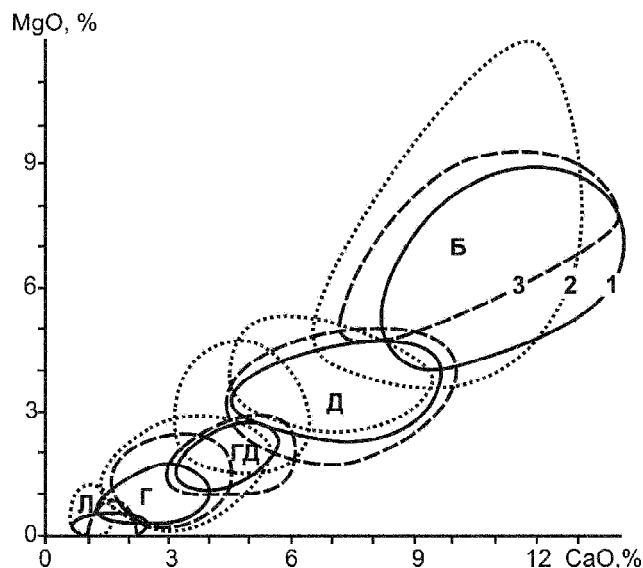


Рис. 1. Положение полей состава различных гнейсов и кристаллических сланцев Олекминского (1), Федоровского (2) и Курьютинского (3) комплексов Алданского щита вдоль единого тренда магматического фракционирования. Поля (в скобках содержание SiO_2 , мас. %): Л — лейкограниты (73—78); Г — граниты (68—73); ГД — гранодиориты (63—68); Д — диориты (53—63); Б — базиты (44—53). Использованы данные [4, 5]

Fig. 1. Position of fields of composition of various gneisses and crystalline schists of Olekminsky (1), Fedorovsky (2) and Kurultinsky (3) complexes of the Aldan shield along a common trend of magmatic fractionation. Fields (in parentheses SiO_2 content, wt. %): Л — leucogranites (73—78); Г — granites (68—73); ГД — granodiorites (63—68); Д — diorites (53—63); Б — basites (44—53). Data were used from [4, 5]

от современных градиентов (10—30 °C/км). Все эти и многие другие данные указывают на образование древней кристаллической коры и мантии путем фракционирования расслоенного по составу глобального океана магмы с максимальной глубиной около 250 км [14], возникшего в основном под влиянием импактного разогрева и горячей аккреции Земли. Резкая химическая неравномерность мантийных пород с металлическим железом свидетельствует, что металлические и железные частицы протопланетного диска никогда не были перемешаны в недрах Земли. Они выпадали раздельно, и, следовательно, аккреция была не только горячей, но и гетерогенной.

Фракционирование магматического океана и происхождение кимберлитов

Вследствие возрастания плотности с глубиной (от 2.3 до 2.8 г/см³) в магматическом океане после прекращения аккреции не возникала обширная конвекция и он длительно затвердевал в направлении сверху вниз. В период с 4.6 до примерно 3.8 млрд лет назад земная поверхность была полностью покрыта расплавом с начавшими расти в нем первыми кристаллами, и на ней не было твердых пород. Это объясняет отсутствие на Земле пород с возрастом более 3.8 млрд лет и кратеров гигантской метеоритной бомбардировки, завершившейся на Луне около 3.8 млрд лет назад, присутствие в некоторых цирконах центральных ядер с возрастом до 4.4 млрд лет при возрасте их периферийных оболо-

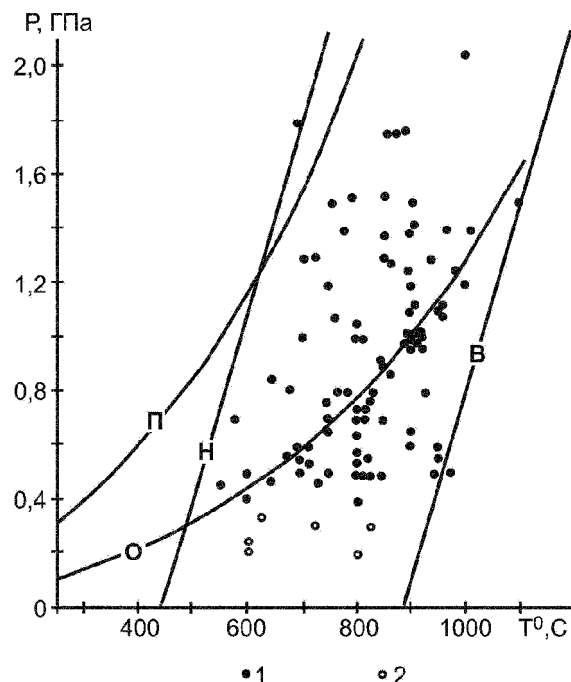


Рис. 2. Соотношение результатов расчетов [6] максимальных температур и давлений (1) и максимальных температур и минимальных давлений (2), существовавших при кристаллизации гранулитовых комплексов Европы и Азии. О и П — геотермические градиенты соответственно в океанах и на древних платформах. В и Н — геотермические градиенты соответственно в начале и в конце процессов кристаллизации комплексов

Fig. 2. Ratio between the results of calculations [6] of maximum temperatures and pressures (1) and maximum temperatures and minimum pressures (2) existed during crystallization of granulite complexes in Europe and Asia. О and П — geothermal gradients in oceans and ancient platforms, respectively. В and Н — geothermal gradients at the beginning and at the end of crystallization of complexes, respectively

чек около 3.5—2.5 млрд лет. Примерно до 2.6 млрд лет назад происходила кристаллизация кислого слоя магматического океана с формированием преимущественно ортогнейсовых комплексов, гранитоидов кислой кристаллической коры и небольшого количества тел парапород на поверхности затвердевавшего кислого слоя. В дальнейшем затвердевали средние и основные по составу слои магматического океана, и из выжимавшихся плагиоклазовых кумулатов формировались характерные для древних щитов автономные анортозиты с изотопным возрастом 2.8—1.2 млрд лет, а из остаточных расплавов — субщелочные и щелочные магматические породы. Из экспериментальных данных по плавлению в системе «перидотит — вода — углекислота» [15, 19] следует, что в случае молекулярной доли углекислоты в летучей более 0.6 высокобарическое фракционирование перидотитовых магм приводит к накоплению в остаточных расплавах извести и углекислоты — главных составляющих карбонатитовых и кимберлитовых магм. При давлении менее 3 ГПа такие остаточные расплавы распадаются на карбонатитовые и силикатные, а при большем давлении возникают кимберлитовые расплавы. Поэтому кристаллизация пикритового слоя магматического океана привела к образованию щелочно-ультраосновных и карбонатитовых расплавов. Затвердевание придонного перидотитового слоя обусловило прекращение внедрения коматиитовых магм в зеленокаменных поясах и возникновение кимберлитовых остаточных расплавов.



Как показали выполненные расчеты [14], вследствие огромного объема и слоистого строения магматический океан кристаллизовался в направлении сверху вниз очень долго. Изотопный возраст карбонатитов и кимберлитов в среднем составляет соответственно 688 и 236 млн лет [14]. Это отражает опускание фронта затвердевания в постаке-реционном магматическом океане в связи с постепенным охлаждением его преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь в направлении снизу вверх. Мантийные ксенолиты в кимберлитах образовались из кумулатов перидотитового слоя в процессе возникновения кимберлитовых остаточных расплавов. Это объясняет постоянное их присутствие в кимберлитах, закономерную эволюцию состава и температуры кристаллизации на фоне омоложения в соответствии с последовательностью образования кумулатов при фракционировании первичного расплава. Так, средний возраст и температура кристаллизации гарцбургитовых ксенолитов оцениваются в 2,4 млн лет и 1290 °C, лерцолитовых — в 1,8 млн лет и 1190 °C, эклогитовых — в 1,4 млн лет и 1090 °C [13, 14]. Этими же процессами обусловлено присутствие в алмазах включений, соответствующих по минеральным парагенезисам ксенолитам. Судя по содержанию в кимберлитах до тысячи хондритовых норм легких редких земель, кимберлитовые остаточные расплавы возникали после кристаллизации перидотитового слоя примерно на 99,90—99,99 %. Это является причиной высокого содержания в них некоторых расплавофильных химических компонентов (легкие редкие земли, H_2O , CO_2 , K_2O), незначительного объема кимберлитовых расплавов в мантии, большей частью небольшого размера сформированных ими тел в земной коре (десятки — сотни метров), а также низкотемпературности (около 500 °C) извергнутой магмы [14]. При низкой степени кристаллизации перидотитового слоя остаточные расплавы имели бы щелочно-основной, а не кимберлитовый состав [13]. Именно это объясняет почти полное отсутствие на Земле раннедокембрийских кимберлитов. Малоплотные остаточные кимберлитовые расплавы всплывали и выжимались по зонам тектонических нарушений. Низкотемпературность привела к быстрому затвердеванию (путем стеклования или кристаллизации расплава) кимберлитовых магм на поздних стадиях подъема (рис. 3, участки 4 на линиях подъема магм) вследствие бурной дегазации расплавов в условиях резкой декомпрессии. Дальнейший подъем сопровождался взрывом верхних частей кимберлитовых колонн (рис. 3, участки 5 на линиях подъема) из-за высокого внутреннего давления законсервированной и сжатой в затвердевшем субстрате газовой фазы. Это объясняет создание кимберлитовыми магмами преимущественно трубок взрыва, брекчиевидный характер изверженной породы, отсутствие кимберлитовых лав на земной поверхности и признаков магматического фракционирования, неоседание в кимберлитовых трубках высокоплотных минералов — магнезиальных гранатов и алмаза. Раздвижение продуктов фракционирования перидотитового слоя под океаническими областями веществом поднимавшихся плюмов является причиной, казалось бы, загадочного отсутствия в этой геодинамической обстановке кимберлитов.

Генезис алмазов

Алмаз начал кристаллизоваться 3—3,5 млрд лет назад при еще перидотитовом составе расплава вследствие увеличения концентрации свободного углерода в остаточных

расплавах при кристаллизации, поскольку этот компонент незначительно захватывался возникавшими порообразующими минералами. Это объясняет присутствие включений перидотитового парагенезиса в алмазах и их изотопный возраст (часто миллиарды лет), обычно намного превышающий возраст кимберлитовых трубок (первые сотни миллионов лет). Эта разница в возрасте является главным аргументом гипотезы ксеногенного происхождения алмазов в кимберлитах. Но в рассматриваемом случае горячего формирования Земли она отражает лишь более раннее начало образования алмазов по сравнению с кимберлитовыми остаточными расплавами в процессе фракционирования перидотитового слоя магматического океана. Идиоморфизм большинства кристаллов алмаза, чаще всего примерно одинаковое развитие зон в разных направлениях и тонкие структуры роста указывают на его кристаллизацию в жидкой среде и противоречат обычно предполагаемому росту в твердых породах.

И. Сунагава [18] пришел к выводу, что с увеличением степени пересыщения среды кристаллизации углеродом происходила смена морфологии кристаллизовавшихся алмазов от октаэдров к ромбодекаэдрам и далее к кубам. В начале кристаллизации перидотитового слоя магматического океана степень пересыщения расплавов углеродом была относительно небольшой. В это время остывание его происходило медленно, так как перекрывавшие его слои были еще очень горячими. Вследствие медленной кристаллизации атомы углерода присоединялись в основном к торцам слоев роста на гранях кристаллов алмаза, так как здесь обнажалось больше ковалентных свободных связей, чем на плоскостях слоев. Поэтому алмазы росли путем тангенциального послойного роста с образованием идеальных остросребренных октаэдров с зеркально гладкими гранями (кристалл 1 на рис. 4). Длительная кристаллизация на ранней стадии остывания магматического океана объясняет присутствие в кимберлитах единичных алмазов-гигантов (массой в десятки — сотни карат) и преимущественно октаэдрическую форму их кристаллов (93—94 % [2]). Незначительное количество растворенного свободного углерода в расплавах является причиной небольшого содержания алмазов в кимберлитах (обычно менее 1 г/т).

Содержание SiO_2 в кимберлитах варьируется от 24 до 55 %, а в расплавных включениях в алмазе достигает 70 % [16]. Увеличение концентрации кремнекислоты в остаточных расплавах по мере фракционирования приводило к возрастанию их вязкости от 10^{-1} до $5 \cdot 10^5$ Н/м·сек [4], то есть в 5 млн раз. Из формулы Эйнштейна — Стокса $D = RTr / (6\pi\eta r)$ следует, что величина коэффициента диффузии D в жидкостях прямо пропорциональна температуре T и обратно пропорциональна вязкости среды η ($R = 8,31 \cdot 10^3$ Дж/кмоль·град, ρ — плотность среды, $\pi = 3,14$, r — радиус диффундирующих молекул) [11]. Формула показывает, что возрастание вязкости остаточных расплавов приводило к такому же уменьшению скорости диффузии углерода в них и к увеличению степени пересыщения их этим компонентом (рис. 4). Последнее сопровождалось все более быстрым зарождением новых центров кристаллизации и слоев роста на кристаллах алмаза и к уменьшению их площади. Возникли широко распространенные в кимберлитах слоистоступенчатые кристаллы, переходные по форме от октаэдров к ромбодекаэдрам (кристаллы 3—7 на рис. 4).

В случае возникновения слоев роста в центре граней кристаллов и все большего недорастания их до ребер и

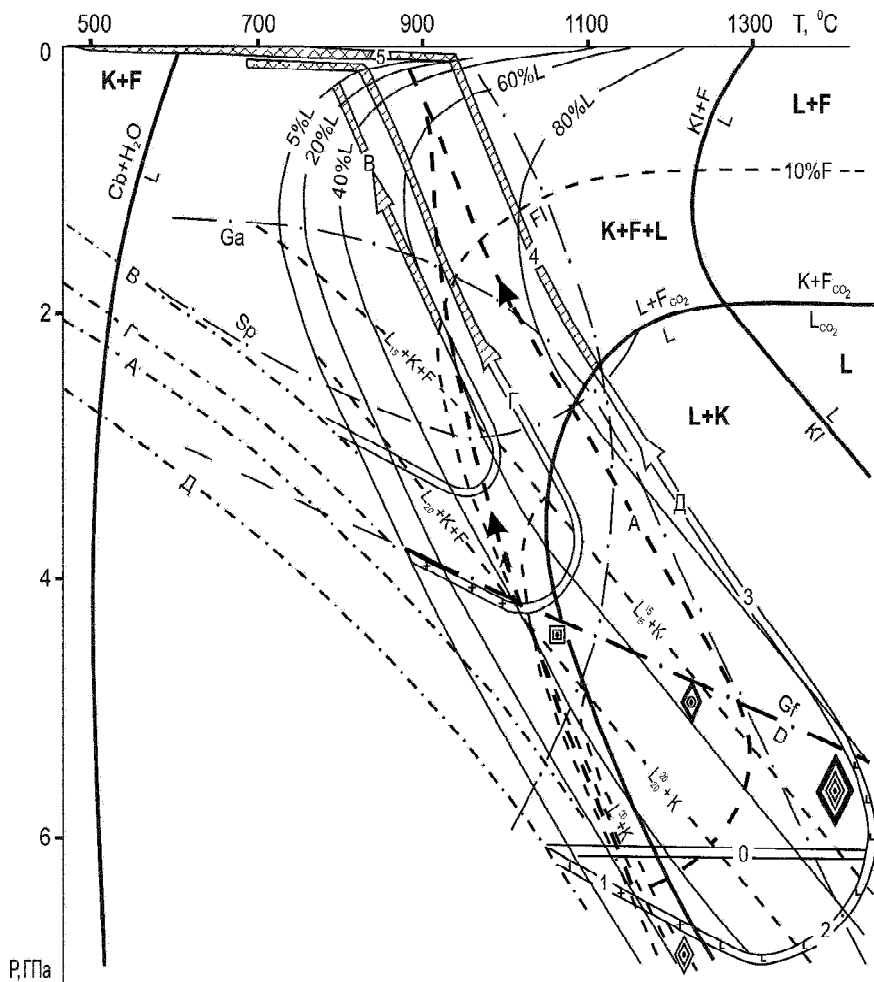


Рис. 3. РТ-диаграмма фазового состава эволюционирующих кимберлитовых магм с 10 % H_2O и 10 % CO_2 .

Минералы: Сб — карбонаты, D — алмаз, Ga — гранат, Gf — графит, F — флюид, Fl — флогопит, L — расплав, K1 и K — твердые фазы кимберлита в ликвидусных и более низкотемпературных условиях, Sp — шпинель. L, L+F, L+K, L+K+F, K+F — поля разного фазового состава. 10 % F, 20% L и др. — содержания флюида и расплава. Верхний и нижний индексы — содержания соответственно CO₂ и H₂O в расплаве. Линии A, B, Г, Д со стрелками — различные варианты выжимания и всплывания кимберлитовых магм; на линиях участок 0 — эволюция мантии при остывании океана магмы; участки 1—3 — различные варианты изменения P и T в магмах на глубинных стадиях подъема; участки 4, 5 — условия соответственно декомпрессионного затвердевания и взрывной дезинтеграции магм. Тонкие стрих-пунктирные линии A, B, Г, Д — различные геотермические градиенты.

Рисунки кристаллов показывают условия образования алмазов различной морфологии [14]

Fig. 3. PT-diagram of the phase composition of evolved kimberlite magmas with 10% H₂O and 10% CO₂.

Minerals: Cb — carbonates, D — diamond, Ga — garnet, Gf — graphite, F — fluid, Fl — phlogopite, L — melt, Kl and K — solid phases of kimberlite in liquidus and lower temperature conditions, Sp — spinel. L, L+F, L+K, L+K+F, K+F — fields of different phase composition. 10% F, 20% L, etc. — content of fluid and melt. The upper and lower indices are the contents of CO₂ and H₂O in the melt, respectively. Lines A, B, Γ, Д with arrows — various variants of extrusion and flotation of kimberlitic magmas; area 0 — evolution of the mantle during cooling of magma ocean; areas 1—3 — various variants of changes in P and T in magmas at deep stages of ascent; 4, 5 — conditions of decompression solidification, respectively, and explosive disintegration of magmas. Thin, dashed-dotted lines A, B, Γ, Д — different geothermal gradients.

Pictures of crystals show conditions of formation of diamonds of different morphologies [14]

вершин формировались округло-ступенчатые кристаллы (7, 8 на рис. 4). Вследствие уменьшения скорости диффузии углерода в богатых кремнекислотой вязких расплавах возникавшие слои роста становились все тоньше. Это обусловило формирование распространенных тонкослоистых округлых кристаллов (6, 9, 10 на рис. 4).

Дискуссия о природе округлых алмазов продолжается уже более столетия. Наиболее часто предполагается их образование вследствие растворения плоскогранных кристаллов [8]. Доказательством этого считаются якобы наблюдаемые явления «срезания» внутренней слоистости округлой поверхностью кристаллов. Однако в этом утвер-

ждении существует явная подмена понятий. Современный наблюдатель может видеть лишь геометрическое прерывание слоев роста, а не процесс их «срезания», поскольку все процессы происходили в далеком прошлом и на большой глубине. Прерывание же может быть связано с локальным прекращением роста в связи с уменьшением потока атомов к слою при зарождении новых слоев или в результате включения кристалла в скопление кумулатов породообразующих минералов.

Очевидно, для выяснения генезиса округлых алмазов необходим анализ не взаимоотношений границ зон, а независимых эмпирических данных. Присутствие в некото-

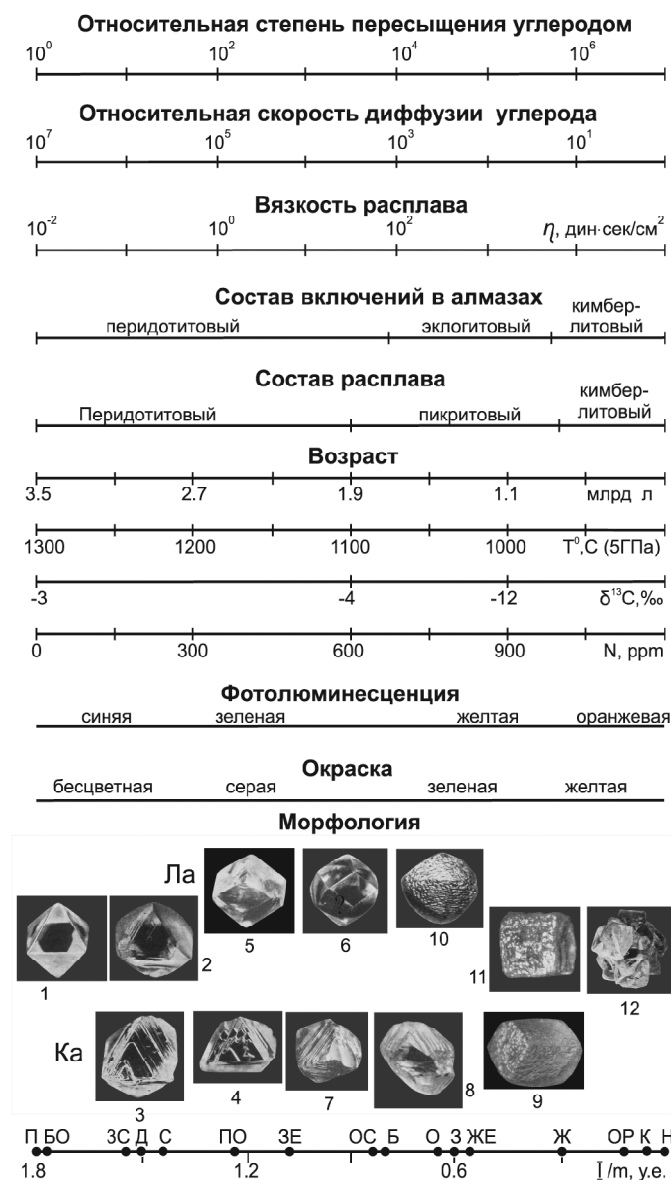


Рис. 4. Соотношение величины удельной интенсивности рентгенолюминесценции (I/m) с морфологией кристаллов алмаза, с цветом их и фотолюминесценции, с содержанием азота, изотопным составом углерода, температурой образования, с их возрастом и составом расплава при кристаллизации. Точками показаны средние величины I/m при образовании плоскогранных (П), занозисто-слоистых (ЗС), полицентрических (ПО), округло-ступенчатых (ОС) и блоковых (Б) октаэдров; ромбододекаэдров (Д) и округлых додекаэдров (О); бесцветных (БО), зеленых (З), желтых (Ж) и коричневых (К) алмазов; с синей (С), зеленой (ЗЕ), желтой (ЖЕ), оранжевой (ОР) фотолюминесценцией и нелюминесцирующих кристаллов (Н). Ряды Ка и Ла — кристаллы в кимберлитах с соответственно карбонатитовой и лампроитовой тенденцией дифференциации, промежуточный ряд — кристаллы, встречающиеся в различных кимберлитах: 1 — гладкогранный, 2 — тонкослоистый, 3 — грубослоистый, 4 — полицентрический, 7 и 8 — округло-ступенчатые октаэдры; 5 — ромбододекаэдр, 6, 9 и 10 — округлые додекаэдровиды соответственно с гладкогранной, бугорчатой и черепитчатой скульптурами; 11 — куб; 12 — агрегат [13]

Fig. 4. Ratio of the specific intensity of X-ray luminescence (I/m) to the morphology of diamond crystals, with their color and photoluminescence, with nitrogen content, isotopic composition of carbon, formation temperature, their age and melt composition during crystallization. The dots represent the average values I/m in formation of plane-faced (П), hackly-layered (ЗС), polycentric (ПО), round-step (ОС) and block (Б) octahedra; rhombododecahedrons (Д) and rounded dodecahedra (О); colorless (БО), green (З), yellow (Ж) and brown (К) diamonds; with blue (С), green (ЗЕ), yellow (ЖЕ), orange (ОР) photoluminescence and non-luminescent crystals (Н). Lines Ka and La — crystals in kimberlites with correspondingly carbonatite and lamproitic tendencies of differentiation, the intermediate line — crystals in various kimberlites: 1 — smooth-sided, 2 — thin-layered, 3 — coarse-layered, 4 — polycentric, 7 and 8 — round-stepped octahedra; 5 — rhombododecahedron, 6, 9 and 10 — rounded dodecahedra, respectively, smooth-sided, with tuberculate and tan sculptures; 11 — cube; 12 — aggregate [13]

рых алмазах округлой внутренней ростовой зональности, чаще всего меньший размер плоскогранных кристаллов в одних и тех же трубках и россыпях [7, 10] указывают на ростовое происхождение округлых алмазов. Накопление расплавофильных компонентов в остаточных расплавах приводило к увеличению содержания примесей в алмазах и к увеличению связанных с ними дефектов их кристаллической решетки. Дефекты вызывали тушение рентгенолюминесценции алмазов. Поэтому величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции I/m (m — путь, пройденный излучением в кристалле) является хорошим показателем относительной последовательности образования алмазов во фракционировавшей магме [13].

Как иллюстрирует рис. 4, для округлых алмазов характерны меньшие величины (0.4—1) удельной интенсивности рентгенолюминесценции по сравнению с плоскогранными кристаллами (1—1.8). Это однозначно свидетельствует о большем содержании в округлых кристаллах примесей и дефектов и, следовательно, о более позднем их образовании в процессе фракционирования перидотитового слоя магматического океана. Возрастание доли округлых алмазов в среднем от 0 до 77 % при увеличении содержания SiO_2 соответственно от 24 до 55 % в кимберлитах и лампроитах [14], отвечающее росту вязкости рас-

плава от 10^{-1} до 10^3 Н/м·сек, подтверждает кристаллизацию округлых алмазов под влиянием уменьшения скорости диффузии углерода в остаточных расплавах.

Химическая активность углерода была прямо пропорциональна его концентрации в расплаве. Поэтому при сильном превышении степени пересыщения расплава углеродом большинство атомов последнего не успевало найти торцы слоев роста. Его высокая химическая активность заставляла атомы присоединяться и к граням кристаллов. Это обусловило постепенное сокращение при кристаллизации алмазов роли послыного роста и возрастание роли нормального радиального. Радиальный рост привел к кристаллизации кубов, сфероидов и алмазных агрегатов и к возникновению на алмазах большого количества различных скульптур. В блоковых кристаллах уменьшение скорости диффузии углерода приводило к уменьшению площади растущих внешних частей блоков и к возникновению между ними глубоких трещинообразных полостей (шрамов), достигающих иногда центра кристаллов. Они не могли возникать в результате проявления процессов растворения, как обычно предполагается, поскольку гипотетический растворитель не мог циркулировать по выклинивавшимся в кристалле узким трещинам.



Рассмотренная временная последовательность образования кристаллов алмаза различной морфологии подтверждается показанным на рис. 4 по данным К. П. Аргументов [1, 2] закономерным уменьшением величины удельной интенсивности рентгенолюминесценции от октаэдров к додекаэдроидам и далее к кубам и алмазным агрегатам. Другим подтверждением ее является уменьшение средней доли октаэдров от 41 до 7 % и возрастание доли додекаэдров от 21 до 80 % при увеличении в кимберлитах и лампроитах содержания SiO_2 в результате фракционирования с 22 до 60 % [14].

Изменение состава расплава по мере фракционирования обусловило смену перидотитового парагенезиса захватываемых включений в алмазах на эклогитовый и далее на кимберлитовый (карбонаты, флогопит). Это подтверждается уменьшением изотопного возраста включений в этом направлении в среднем от 3.1 млрд лет для гарцбургитовых до 2.8 млрд лет для перидотитовых нерасчлененных, 2 млрд лет для лерцолитовых, 1.1 млрд лет для эклогитовых и 0.4 млрд лет для кимберлитовых включений [14].

Накопление расплавофильных компонентов в остаточных расплавах было причиной постепенного возрастания среднего содержания примесей в поздних алмазах от 0.001 % в бесцветных октаэдрах до 0.1 % в темно-коричневых и 1 % — в карбонадо [13] и, как следствие, появления в них различной окраски. Азот, как все газы, интенсивно накапливался в остаточных расплавах. Это обусловило рост его среднего содержания от 200 ppm в октаэдрах до 420 ppm в додекаэдроиде и до более 1000 ppm в фибриллярных кубоидах [14]. Правый наклон кривых распределения редких земель в магматических породах свидетельствует о более интенсивном накоплении легких элементов и изотопов в остаточных расплавах по сравнению с тяжелыми. Поэтому легкий изотоп углерода должен больше накапливаться в остаточных расплавах и в кристаллизовавшихся в них алмазах по сравнению с тяжелым. Это подтверждается результатами обобщения большого количества (1641 определение) опубликованных данных. Они свидетельствуют об уменьшении величины $\delta^{13}\text{C}$ в среднем от -3‰ в октаэдрах до -3.5‰ в додекаэдроиде, до -5‰ в ядрах кубических кристаллов в оболочках, до -7‰ в их оболочках и до -27‰ в карбонадо [14].

Содержание азота, легкого изотопа углерода и других примесей чаще всего увеличивается от центральных частей кристаллов к их краям. Однако достаточно широко распространены и противоположные случаи. Их присутствие вполне закономерно и должно быть обусловлено неизбежным существованием локальных перемещений вещества в мощном (около 80 км) кристаллизовавшемся слое первоначально перидотитовой магмы. Очевидно, что в остывавших сверху его частях возникавшие алмазы и породообразующие минералы вследствие своей повышенной плотности могли опускаться в еще малодифференцированные более глубинные участки с пониженным содержанием азота, легкого изотопа углерода и других примесей. Вследствие повышения давления при опускании алмаз продолжал кристаллизоваться, но возникавшие новые зоны имели более высокотемпературные свойства, чем ядра. Существование в кристаллах алмаза иногда множества зон, обогащенных и обедненных примесями, свидетельствует, что некоторые алмазы многократно опускались и поднимались в процессе роста.

В случае подъема струй магмы на место опустившихся кумулатов вынесенные глубинные кристаллы алмаза

могли оказываться в малоглубинных условиях его термодинамической неустойчивости и подвергнуться процессам растворения с образованием аморфных зерен с широкими углублениями в них. Именно такие признаки растворения расплавом характерны для вкрапленников кварца в андезитах и дацитах. Растворение их происходило вследствие увеличения содержания кремнекислоты в гранитной эвтектике с падением давления. Подобные частично растворенные алмазы встречаются в кимберлитах очень редко. Округлые алмазы и глубокие трещиноподобные полости в них, возникновение которых часто предполагается путем растворения, как отмечалось выше, имеют признаки ростового происхождения.

Большая доля в кимберлитах алмазных октаэдров, сформировавшихся на ранних стадиях фракционирования перидотитового слоя магматического океана, свидетельствует о захоронении их среди кумулатов породообразующих минералов и изоляции их в связи с этим от фракционировавшего расплава. Поэтому на них не происходило нарастание более позднего алмазного вещества. Такое происхождение имеют алмазы ксенолитов и эклогитов. Резкое количественное преобладание в перидотитовых ксенолитах октаэдров подтверждает их раннюю кристаллизацию. При подъеме кимберлитовых остаточных расплавов кумулаты захватывались ими, подплавлялись на ранних и средних стадиях подъема (рис. 3) в результате огромной декомпрессии и частично дезинтегрировались с высвобождением кристаллов алмаза. Частое содержание в кимберлитах мантийных ксенолитов обусловлено возникновением их пород из кумулатов перидотитовой магмы при образовании кимберлитовых магм, а не в архейской мантии, как обычно предполагается. В толеитовых магмах таких ксенолитов нет, поскольку эти магмы образовались путем декомпрессионного переплавления эклогитов при подъеме мантийных плюмов.

В кимберлитах иногда значительно распространены и октаэдры, окаймленные более молодым алмазным веществом. К таковым относятся «алмазы в оболочке» (по Ю. Л. Орлову) [8], в которых октаэдрическое ядро окружено кубической оболочкой. Такие алмазы не изолировались кумулатами от остаточного расплава и дорастали в нем. Часто фибриллярное строение этой оболочки обусловлено ее формированием путем радиального роста вследствие высокого пересыщения остаточного расплава углеродом. Мелкобугорчатая поверхность кубов (кристалл 11 на рис. 4) отражает такой рост.

Природа закономерностей размещения кимберлитов

Древние кристаллические комплексы и кимберлитовые остаточные расплавы являются соответственно малоглубинными и глубинными продуктами фракционирования одного и того же расслоенного магматического океана. Это впервые объясняет природу правила Клиффорда — размещение алмазоносных кимберлитов только в регионах, в которых присутствует древняя кристаллическая кора. Оно объясняет приуроченность таких кимберлитов к участкам платформ, имеющих очень глубокое (250—400 км) залегание подошвы литосферы, то есть литосферные кили [9]. Очевидно, что в таких килиях остаточные кимберлитовые расплавы зарождались в условиях наиболее высокого давления, благоприятного для алмазообразования. На краях платформы обычно отсутствуют самые глубинные части литосферы, видимо, вследствие эрозии их

астеносферными течениями. Это является причиной намного меньшего распространения здесь кимберлитовых полей [14] и их незначительной алмазности.

Наиболее благоприятными для образования высокоалмазных кимберлитов должны быть участки, содержащие наиболее мощную кристаллическую кору, мало нарушенную поздними тектоническими процессами. В таких участках сохранился ее верхний слой, сложенный зеленокаменными поясами и серыми гнейсами с безгиперстеновыми парагенезисами. В них генерирующие кимберлиты нижней части литосферы также должны быть малонарушены. Поэтому здесь чаще могли зарождаться высокоалмазные кимберлиты. Это подтверждает рис. 5. Из него видно, что с увеличением доли ксенолитов безгиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев в алмазных трубках Якутии резко возрастает содержание алмазов. Эта особенность содержания алмазов в кимберлитах согласуется с правилом Клиффорда и дополняет его.

Иногда встречающееся размещение алмазных магматических пород вне кратонов (например, диатрема Аргайл в Австралии) чаще всего относится к лампроитам. Их магмы и должны были часто формироваться вне кратонов, поскольку многие из этих магм образовались путем фракционирования магматических очагов в плюмах [13]. Поэтому такие случаи не опровергают правило Клиффорда. Но, видимо, изредка возможно наложение складчатости на края кратонов с уже сформированными алмазными кимберлитами. Поэтому правило Клиффорда имеет вероятный, а не абсолютный характер.

Очевидно, что относительно небольшие по объему кимберлитовые остаточные расплавы не могли самостоятельно подниматься через жесткую кристаллическую литосферу древних платформ. Необходимы были ее значительные тектонические деформации, при которых остаточные кимберлитовые расплавы выжимались из участков повышенного тектонического давления в возникавшие вертикальные зоны растяжения. Такие зоны в большом количестве формировались при подъеме и растекании вещества мантийных плюмов, генерировавших траппы. Это объясняет постоянную пространственную и временную связь процессов образования кимберлитов с траппами. Как показало обобщение опубликованных материалов, количество кимберлитовых полей и площади распространения траппов на платформах прямо коррелируются [13].

Исследования В. А. Фролова с соавторами [12] свидетельствуют, что большинство (60–70 %) тел кимберлитов приурочено к «плечам» рифтов. Это обусловлено смещением кимберлитогенерировавшей нижней части перидотитового слоя к периферии рифтов растекавшимся под литосферой веществом плюмов, вызвавшим образования рифтов. Для карбонатитов такая тенденция не наблюдается. Это обусловлено формированием карбонатитовых остаточных расплавов в выше расположенном пикритовом слое магматического океана. Он, видимо, подвергался незначительному растеканию при формировании рифтов.

В. А. Фролов с соавторами пришли к заключению, что 60 % полей алмазных кимберлитов контролируется субмеридиональными линияментами, тогда как субширотными — только около 6 %. Это наглядно иллюстрирует близкая к субмеридиональной ориентировка тектонических зон, контролирующая размещение кимберлитов Якутской и Архангельской алмазных провинций. Такой контроль должен быть обусловлен существованием запад-

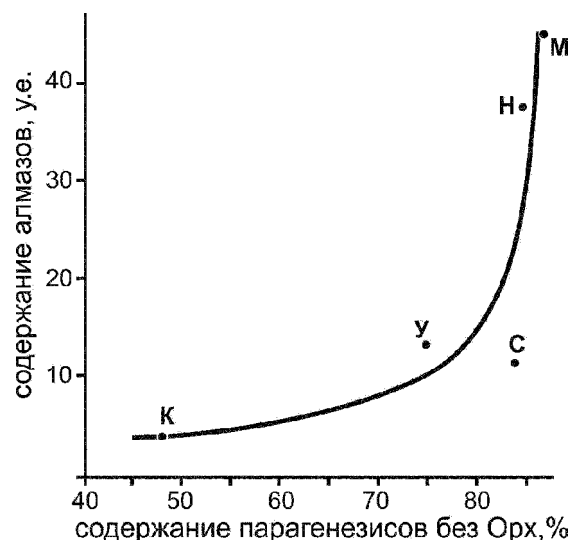


Рис. 5. Соотношение доли безгиперстеновых коровых кристаллических ксенолитов и содержания алмазов в кимберлитах Якутии. Трубки: К — Комсомольская; М — Мир; Н — Нюрбинская; С — Сытыканская; У — Удачная. По данным [9]

Fig. 5. Ratio of proportion of non-hypersthene crustal crystalline xenoliths and content of diamonds in the kimberlites of Yakutia. Pipes: К — Komsomolskaya; М — Mir; Н — Nyurbinskaya; С — Sytykanskaya; У — Udachnaya. Design after [9]

ного дрейфа континентов, связанного с отклонением к западу всплывающего мантийного вещества под влиянием силы Кориолиса. Вследствие этого дрейфа в Тихом океане островодужные зоны субдукции расположены в западной его части, а срединно-океанический хребет частично перекрыт надвинувшимся с востока Североамериканским континентом. Очевидно, что при таком перемещении в континентальной литосфере, вследствие существования пространственных вариаций силы сцепления с подстилающей астеносферой, должны были возникать субмеридиональные зоны растяжения, по которым происходило преимущественное выжимание кимберлитовых остаточных расплавов.

Заключение

Таким образом, учет существования процессов глобального магматического фракционирования впервые позволяет убедительно объяснить генезис главных разновидностей алмаза и многочисленных особенностей кимберлитов. Это иллюстрирует плодотворность применения концепции глобального магматического фракционирования при решении генетических проблем.

Литература

1. Аргунов К. П. Алмазы Якутии. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2006. 402 с.
2. Аргунов К. П. Дефектные алмазы и их диагностика. Якутск: Изд. СО РАН, 2004. 216 с.
3. Воларович М. П., Корчемкин П. И. Связь между вязкостью расплавленных горных пород и кислотностью по Ф.Ю. Левинсон-Лессингу // Доклады АН СССР. 1937. Т. 17. № 8. С. 413–418.
4. Геологическое строение западной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия) / А. П. Смелов, В. И. Березкин,



В. Ф. Тимофеев, А. Н. Зедгенизов, Н. В. Попов, Л. И. Торопова. Якутск: Изд. ЯНЦ СО РАН, 2009. 168 с.

5. Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия) / В. И. Березкин, А. П. Смелов, А. В. Зедгенизов, А. А. Кравченко, Н. В. Попов, В. Ф. Тимофеев, Л. И. Торопова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2015. 459 с.

6. Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по геологии и геодинамике докембрия. СПб.: ИП Каталкина, 2007. 407 с.

7. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра, 2003. 603 с.

8. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973. 223 с.

9. Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир, 2006. 184 с.

10. Россыпи алмазов России / С. А. Граханов, В. И. Шаталов, В. А. Штыров и др. Новосибирск: ГЕО, 2007. 457 с.

11. Таблицы физических величин: Справочник / В. Г. Аверин, Б. А. Аронзон, Н. С. Бабаев и др. М.: Атомиздат, 1976. 1006 с.

12. Фролов Ф. А., Лапин А. В., Толстов А. В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз). М.: НИИ-Природа, 2005. 540 с.

13. Шкодзинский В. С. Генезис литосферы и алмазов. Модель горячей гетерогенной аккреции Земли. Saarbrücken: Palmarium academic publishing, 2015. 687 с.

14. Шкодзинский В. С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. 452 с.

15. Boettcher A. L., Mysen B. O., Modresky P. J. Melting in the mantle: phase relationships in natural and synthetic peridotite-H₂O and peridotite-H₂O-CO₂-C-O-H-S with application to kimberlite // Phys. Chem. Earth. 1975. V.9. P. 857–867.

16. Navon O., Izraeli E. S., Klein-Ben David O. Fluid inclusions in diamonds — the carbonatite connection // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

17. Snyder G. A., Borg L. E., Nyquist L. E., Taylor L. A. Chronology and isotopic constraints on Lunar evolution // The origin of the Earth and Moon. Univ. of Ariz. Press. 2000. P. 361–395.

18. Sunagava I. Materials science of the Earth's interior. Tokyo, 1984. 654 p.

19. Wyllie P. J., Huang W. L. influence of mantle CO₂ in the generation of carbonatites and kimberlites // Nature. 1975. V. 275. P. 297–299.

References

1. Argunov K. P. *Almazы Yakutii* (Yakutia diamonds). Novosibirsk: SB RAS, 2006, 402 pp.

2. Argunov K. P. *Defektnye almazы i ih diagnostika* (Defective diamonds and their diagnostics). Yakutsk: SB RAS, 2004, 216 pp.

3. Volarovich M. P., Korchemkin P. I. *Svyaz mezhdu vyazkostyu rasplavlennykh gornyykh porod i kislotsnostyu po F. Yu. Levinson-Lessing* (Connection between viscosity of melted rocks and acidity according to F. Yu. Levinson-Lessing). Doklady Earth Sciences, 1937, V. 17, No.8, pp. 413–418.

4. *Geologicheskoe stroenie zapadnoi chasti Aldano-Stanovogo schita i himicheskie sostavy porod rannego dokembriya (Yuzhnaya Yakutiya)* (Geological structure of western part of Aldan-Stanovoy shield and chemical compositions of Early Precambrian rocks (South Yakutia)). Smelov A. P., Berezkin V. I., Timofeev V. F., Zedgenizov A. N., Popov N. V., Toropova L. I. Yakutsk: YaSC SB RAS, 2009, 168 pp.

5. *Geologicheskoe stroenie tsentralnoi chasti Aldano-Stanovogo schita i himicheskie sostavy porod rannego dokembriya (yuzhnaya Yakutiya)* (Geological structure of central part of Aldan-Stanovoy shield and chemical compositions of Early Precambrian rocks (South Yakutia)). Berezkin V. I., Smelov A. P., Zedgenizov A. V., Kravchenko A. A., Popov N. V., Timofeev V. F., Toropova L. I. Novosibirsk: SB RAS, 2015, 459 pp.

6. *Granulitovye komplekсы v geologicheskoy razviti dokembriya i fanerozoia* (Granulite complexes in geological development of Precambrian and Phanerozoic). Proceedings of conference. St. Petersburg: IP Katalina, 2007, 407 pp.

7. Zinchuk N. N., Koptil V. I. *Tipomorfizm almazov Sibirskoi platformy* (Typomorphism of diamonds of Siberian platform). Moscow: Nedra, 2003, 603 pp.

8. Orlov Yu. L. *Mineralogiya alмага* (Diamond mineralogy). Moscow: Nauka, 1973, 223 pp.

9. Rozen O. M., Manakov A. V., Zinchuk N. N. *Sibirskii kraton: formirovaniye, alamazonosnost* (Siberian craton: formation, diamond content). Moscow: Nauchnyi mir, 2006, 184 pp.

10. *Rossypy almazov Rossii* (Diamond placers of Russia). Grahmanov S. A., Shatalov V. I., Shtyrov V. A. et al. Novosibirsk: GEO, 2007, 457 pp.

11. *Tablitsy fizicheskikh velichin* (Tables of physical values). Reference book. Averin V. G., Aronzon B. A., Babaev N. S. et al. Moscow: Atomizdat, 1976, 1006 pp.

12. Frolov F. A., Lapin A. V., Tolstov A. V. et al. *Karbonatity i kimberlity (vzaimootnosheniya, mineralogiya, prognoz)* (Carbonatites and kimberlites (interrelations, mineralogy, prognosis)). Moscow: NIA-Priroda, 2005, 540 pp.

13. Shkodzinskii V. S. *Genezis litosfery i almazov. Model goryachei geterogennoi akkretsii Zemli* (Genesis of lithosphere and diamonds. Model of hot heterogeneous accretion of the Earth). Saarbrücken: Palmarium academic publishing, 2015, 687 pp.

14. Shkodzinskii V. S. *Petrologiya litosfery i kimberlitov (model' goryachei geterogennoi akkretsii Zemli)* (Petrology of lithosphere and kimberlites. Model of hot heterogeneous accretion of the Earth). Yakutsk: Izdatel'skii dom SVFU, 2014. 452 pp.

15. Boettcher A. L., Mysen B. O., Modresky P. J. Melting in the mantle: phase relationships in natural and synthetic peridotite-H₂O and peridotite-H₂O-CO₂-C-O-H-S with application to kimberlite. Phys. Chem. Earth. 1975, V.9, pp. 857–867.

16. Navon O., Izraeli E. S., Klein-Ben David O. Fluid inclusions in diamonds - the carbonatite connection. 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

17. Snyder G. A., Borg L. E., Nyquist L. E., Taylor L. A. Chronology and isotopic constraints on Lunar evolution. The origin of the Earth and Moon. Univ. of Ariz. Press, 2000, pp. 361–395.

18. Sunagava I. Materials science of the Earth's interior. Tokyo, 1984, 654 p.

19. Wyllie P. J., Huang W. L. influence of mantle CO₂ in the generation of carbonatites and kimberlites. Nature. 1975, V. 275, pp. 297–299.



АЛМАЗ И ДРУГИЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ПРОДУКТАХ ИЗВЕРЖЕНИЯ 2008–2009 гг. КОРЯКСКОГО ВУЛКАНА (КАМЧАТКА)

Л. П. Аникин¹, В. И. Силаев², В. М. Чубаров¹, В. А. Петровский², Л. П. Вергасова¹,
Г. А. Карпов¹, А. В. Сокоренко¹, А. А. Овсянников¹, А. П. Максимов¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; alp@kscnet.ru

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; silaev@geo.komisc.ru

В статье приведены новые данные об акцессорных минералах в пеплах, образовавшихся при фреатическом извержении вулкана Корякский в 2008–2009 гг. Охарактеризованы формы выделения, состав и свойства гранатов, корунда и дельталюмита, муассанита, сульфидов таллия, муассанита, самородных металлических и углеродных фаз, включая алмаз, а также предположительно абиогенных конденсированных органических соединений. Особенностью корякских алмазов является очень мелкий размер и кубический габитус, что может свидетельствовать об их кристаллизации из газовой фазы в условиях значительных пересыщений по углероду. Обнаружения в пеплах на Корякском вулкане разнообразных по форме и цвету частиц и нитей конденсированных органических соединений подтверждает ранее сделанный вывод о систематическом неорганическом синтезе на современных вулканах достаточно высокоорганизованных предбиологических форм органического вещества.

Ключевые слова: Камчатка, вулкан Корякский, пеплы, акцессорные минералы, алмаз, органические соединения.

DIAMOND AND OTHER ACCESSORY MINERALS IN THE PRODUCTS OF THE 2008-2009 PHREATIC ERUPTION OF KORYAKSKY VOLCANO, KAMCHATKA

L. P. Anikin¹, V. I. Silaev², V. M. Chubarov¹, V. A. Petrovsky², L. P. Vergasova¹,
G. A. Karpov¹, A. V. Sokorenko¹, A. A. Ovsyannikov¹, A. P. Maximov¹

¹Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky.

²Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktывkar

The paper provides new data related to the accessory minerals found in ashes from phreatic eruption of Klyuchevskoy volcano in 2008–2009. We characterized form of extraction, composition and specific features of garnet, corundum, deltalumene, muassonite, sulfide thallium, native metal and carbon phases including micro-diamond, and also likely abiogenic condensed organic compound. A feature of the Koryak diamonds is a very small size and a cubic habit, which may indicate their crystallization from the gas phase under conditions of significant super saturation along the carbon. The detection of various particles and filaments of condensed organic compounds in the form and color in the ash of the Koryak volcano confirms the previous conclusion about systematic inorganic synthesis of highly organized prebiological forms of organic matter in modern volcanoes.

Keywords: Kamchatka, Koryaksky volcano, ashes, accessory minerals, diamond, organic compounds.

*Посвящается светлой памяти известного российского
минералога-вулканолога и экспериментатора
Ромуальда Львовича Дунина-Барковского*

Введение

Вулкан Корякский — наиболее высокое (абс. высота 3456 м) вулканическое сооружение в пределах Авачинской группы вулканов, расположенной в непосредственной близости от городов Петропавловск-Камчатский и Елизово. Как считается, извержение Корякского вулкана в 2008–2009 гг. (рис. 1) было результатом выброса через трещины в фундаменте вулкана флюидизированных на глубине коровых подземных вод. Именно поэтому активизацию Корякского вулкана в 2008–2009 гг. относят к фреатическому или гидротермальному типу извержений [14].

Объекты и методы исследований

Нами были исследованы четыре пробы фреатической тейфры. Проба № 1 была отобрана 4.03.2009 г. в двух километрах от эруптивной трещины на северо-восточном склоне вулкана (рис. 2, точка 1), три другие пробы (№ 4, 4а и 4б) были отобраны 31.07.2009 г. на северо-западном склоне. Проба № 4 с края трещины содержала большое количество пирита и имела сильный специфический запах серы. Места проб № 4 и 4б располагались в 10 и 20 м от трещины, и по составу эти пробы оказались близкими к пробе № 1. Образцы предварительно отмывались от пыли,

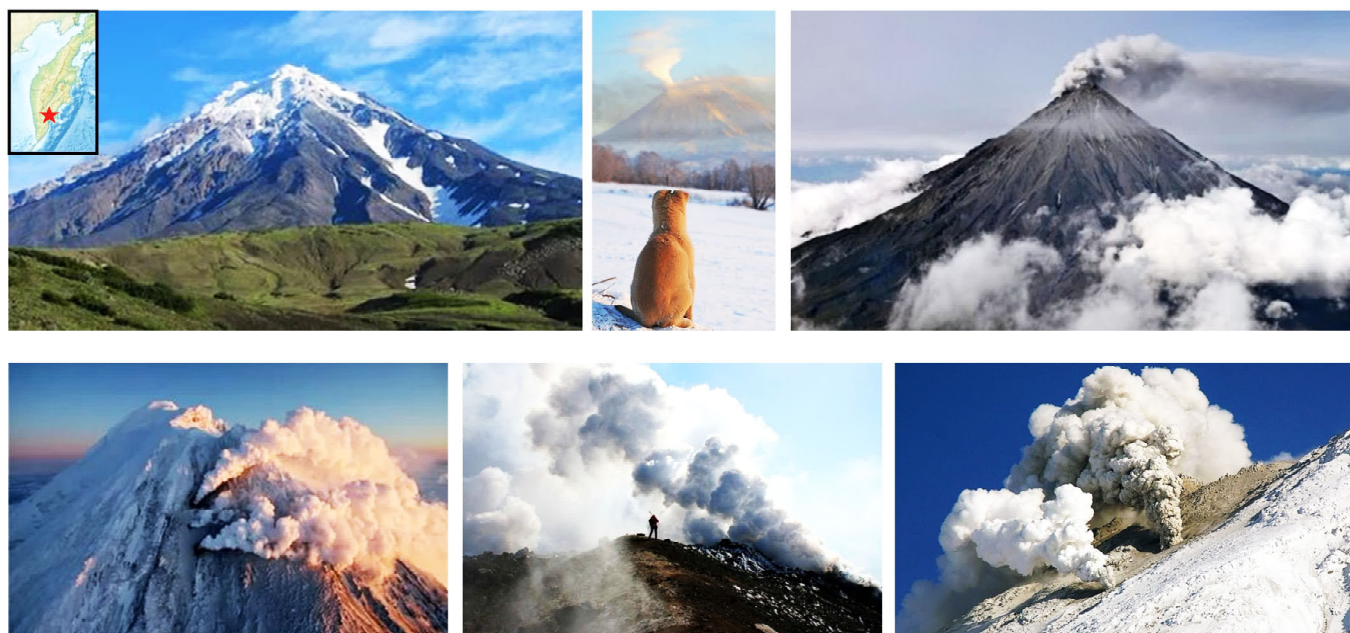


Рис. 1. Фреатическое извержение вулкана Корякский в 2008—2009 гг. На врезке — географическое положение вулкана

Fig. 1. The phreatic eruption of Koryak volcano in 2008—2009. Inset — geographic position of Volcano

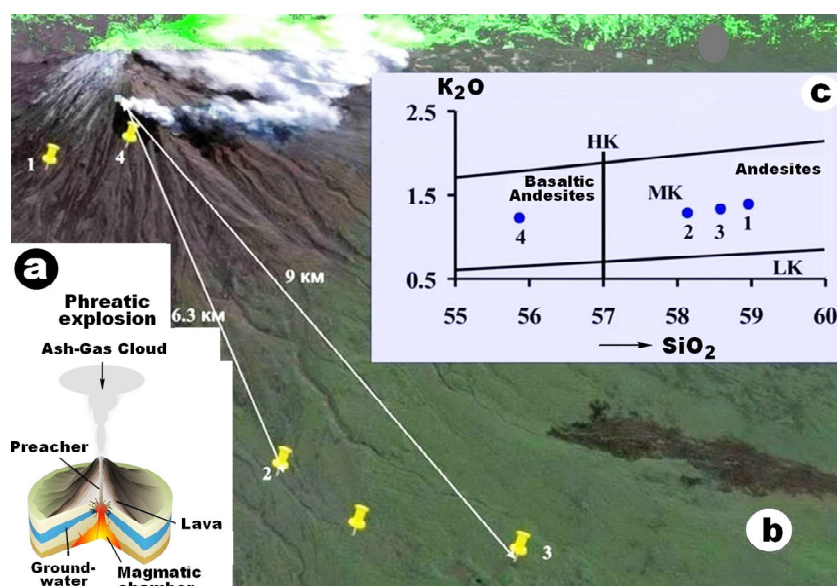


Рис. 2. Принципиальная схема фреатического взрыва (а), схема расположения участков опробования (б, стрелки указывают расстояния точек отбора от центра извержения) и валовый химический состав исследуемых образцов (с). LK, MK, HK на диаграмме K_2O-SiO_2 — поля соответственно низко-, средне- и высококальциевых андезибазальтов и андезитов. Фрагменты б и с по [14]

Fig. 2. The schematic diagram of the phreatic explosion (a), the scheme of the location of the sampling sites (b, arrows indicate the distances of the points of extraction from the center of the eruption) and the total chemical composition of the samples under study (c). LK, MK, HK in the K_2O-SiO_2 diagram, respectively, of the low-, medium- and high-potassium basaltic andesites and andesites. Fragments b and c by [14]

просушивались, расситовывались на гранулометрические классы, подвергались разделению в бромформе с плотностью 2.8 г/см^3 , а затем исследовались под микроскопом МПСУ-1 с отбором монофракций. Проба № 4, содержащая большое количество пирита и серы, сразу расситовывалась и просматривалась под биноклем.

Исследование минералов в тefре осуществлялось с использованием аналитического сканирующего электронного микроскопа Teskan VEGA 3 с ЭД-спектрометром «Х-МАХ 80» и рентгеноспектрального микрозондового анализатора «САМЕВАХ» в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (аналитик В. М. Чубаров).

Первые результаты исследования пеплов корякского фреатического извержения были получены к 2011 г. [1, 14]. После находок алмазов в продуктах ТТИ-50 [2, 3, 5, 7, 10, 11, 19] было решено провести дополнительное изучение и пеплов с Корякского вулкана. Главной целью этих

исследований было продолжение поиска алмазов в корякских вулканитах, начавшегося еще до открытия толбачинских алмазов. В ходе новых исследований в пеплах была выявлена широкая ассоциация порообразующих и акцессорных минералов, что дает возможность сопоставления продуктов фреатического извержения Корякского вулкана с материалом извержений других камчатских вулканов.

Обнаруженные нами в пеплах Корякского вулкана минералы можно подразделить на шесть групп: 1) порообразующие силикаты и алюмосиликаты; 2) безводные оксиды; 3) кислородные соли; 4) сульфиды; 5) самородные фазы; 6) углеродные минералы, фазы и конденсированные органические соединения. Очевидно, что такая ассоциация минералов, фаз и соединений является гетерогенной, включая продукты принципиально разных процессов фазо- и порообразования.



Породообразующие алюмосиликаты и силикаты — гранаты, плагиоклазы, орто- и клинопироксены, оливин, титанит, циркон и некоторые другие минералы — имеют, очевидно, разное происхождение. Частично они представляют магматические и метаморфические породы кристаллического фундамента, в другой своей части имеют вулканоматматическую и фреатогидротермальную природу.

Одним из наиболее характерных минералов рассматриваемой группы является *циркон*. Из 100 г пепла пробы № 1 было выделено более 150 его зерен, которые по форме и окраске подразделяются на четыре генерации, разных возрастов которых подтверждено результатами изотопного датирования. К первой генерации относятся бесцветные удлиненно-призматические кристаллы; ко второй — розовые удлиненно-призматические индивиды; к третьей — бесцветные изометрично-каплевидные формы; к четвертой — сиреневые, округлые, без отчетливо видимых граней зерна. Возраст наиболее древних цирконов достигает 3.3 млрд лет [23]. Очевидно, что источник таких цирконов — метаморфические породы кристаллического фундамента.

Гранаты характеризуются большим разнообразием форм, окрасок и широкой вариацией состава (см. табли-

цу). По совокупности свойств их можно подразделить на три группы. К первой группе мы относим изометричные зерна розового цвета и почти бесцветные осколки пироп-альмандина с примесью гроссуляра или андрадита до 8 мол. % и спессартина до 1 мол. %. Во вторую группу объединяются розовые зерна альмандин-гроссуляра с примесью андрадита до 0.5 мол. %. Третью группу образуют зерна кремового и желтовато-кремового цвета андрадита и гроссуляра-андрадита с примесями альмандина до 1.5 мол. %. Мы предполагаем, что источником гранатов первой группы (пироп-альмандин) выступили упомянутые выше метаморфиты кристаллического фундамента. Известно, что в пеплах ТТИ-50 были также обнаружены зерна аналогичного пироп-альмандина с хорошо проявленной грануляционной структурой, указывающей на сильные пластические деформации (рекристаллизацию). Гранаты второй и третьей групп мы склонны отнести к непосредственным продуктам кристаллизации из достаточно высокотемпературных (850—600 °C) фумарол-флюидов, как это трактовал И. В. Чаплыгин на вулкане Кудрявом, о. Итуруп [22].

Оксиды также представлены широкой ассоциацией минералов: шпинелиды, ильменит, рутил, корунд, дель-

Химический (мас. %) и минеральный (мол. %) состав гранатов из тефры Корьякского вулкана
Chemical (mass %) and mineral (mole %) composition of garnets from tephra of the Koryak volcano

Компоненты, минералы Components, minerals	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49.41	35.55	37.06	31.90	39.24	34.90	38.26	38.61	38.27
TiO ₂	Не обн. n/d	Не обн. n/d	0.60	0.03	0.01	Не обн. n/d	0.03	Не обн. n/d	0.02
Al ₂ O ₃	«	0.35	6.43	7.87	25.14	«	22.11	22.06	21.54
Fe ₂ O ₃	3.73	30.10	20.69	21.02	Не обн. n/d	32.28	Не обн. n/d	Не обн. n/d	1.21
FeO	Не обн. n/d	0.27	1.06	0.33	11.44	1.10	31.87	31.62	14.76
NiO	«	Не обн. n/d	Не обн. n/d	Не обн. n/d	Не обн. n/d	Не обн. n/d	0.02	Не обн. n/d	Не обн. n/d
MnO	«	«	«	«	«	«	0.43	0.37	«
MgO	0.04	0.04	0.03	0.03	0.01	«	5.94	6.05	«
CaO	46.82	33.68	34.13	38.81	24.15	31.72	1.34	1.28	24.19
K ₂ O	Не обн. n/d	0.01	Не обн. n/d	0.01	0.01	Не обн. n/d	Не обн. n/d	0.01	0.01
Волластонит / Wollastonite	100	Нет / No	Нет / No	Нет / No	Нет / No	Нет / No	Нет / No	Нет / No	Нет / No
Пироп / Pyrope	Нет / No	0.4	«	«	«	«	22.9	23.5	«
Гроссуляр / Grossular	«	1.0	31.2	47.6	61.5	Нет / No	8.0	Нет / No	65.1
Спессартин / Spessartine	«	Нет / No	Нет / No	Нет / No	Нет / No	«	1.0	0.6	Нет / No
Альмандин / Almandine	«	«	«	2.2	38.5	1.7	68.1	67.8	34.4
Андрадит / Andradite	«	98.6	67.3	50.2	Нет / No	98.3	Нет / No	8.1	0.5
Шорломит / Shorlomite	«	Нет / No	1.5	Нет / No	«	Нет / No	«	Нет / No	Нет / No
Минералы / Minerals	Волластонит / Wollastonite	Андрадит / Andradite	Гроссуляр-андрадит / Grossular-andradite	Гроссуляр-андрадит / Grossular-andradite	Альмандин-гроссуляр / Almandine-grossular	Андрадит / Andradite	Пироп-альмандин / Pyrope-almandine	Пироп-альмандин / Pyrope-almandine	Альмандин-гроссуляр / Almandine-grossular

Примечание: Данные приведены к 100 %. Минералы: 1 — волластонит; 2—9 — гранаты.

Note: Data reduced to 100%. Minerals: 1 — wollastonite; 2—9 — garnets.

Эмпирические формулы (Empirical formulas):

- 1 — Ca_{0.96}[(Si_{0.95}Fe³⁺_{0.05}O₃);
- 2 — (Ca_{2.97}(Mg,K)_{0.01})_{2.98}(Fe_{1.97}Al_{0.03})₃[Si₃O₁₂];
- 3 — Ca_{3.08}(Fe_{1.38}Al_{0.64}Ti_{0.01})_{2.03}[Si₃O₁₂];
- 4 — (Ca_{2.94}Fe_{0.05})_{2.99}(Fe_{1.25}Al_{0.75})₂[Si₃O₁₂];
- 5 — (Ca_{1.98}Fe_{0.73})_{2.71}Al_{2.26}[Si₃O₁₂];

- 6 — (Ca_{2.78}Fe_{0.05})_{2.83}Fe₂[Si₃O₁₂];
- 7 — (Fe_{2.08}Mg_{0.70}Ca_{0.11}Mn_{0.03})_{2.92}Al_{2.04}[Si₃O₁₂];
- 8 — (Fe_{2.05}Mg_{0.71}Ca_{0.11}Mn_{0.02})_{2.89}(Al_{1.99}Fe_{0.01})₂[Si₃O₁₂];
- 9 — (Ca_{2.03}Fe_{1.03})_{3.06}(Al_{1.93}Fe_{0.01})_{1.94}[Si₃O₁₂].



таллюмит, оксид таллия. К хромшпинелидам относятся хромсодержащий *герцинит* и *хромит* с содержанием Cr_2O_3 62–65 мас. %. Как известно, именно такие хромиты характерны для ультрамафитов и встречаются в виде включений в мантийных алмазах [21]. Кроме того, в исследуемой тефре встречается *титанистый магнетит* состава $(\text{Fe}_{0.92-1}\text{Mg}_{0-0.06}\text{Cu}_{0-0.02})(\text{Fe}_{1.25-1.27}\text{Ti}_{0.72-0.75}\text{V}_{0-0.01})_2\text{O}_4$. По минеральному составу он является магнетит-ульвитом с небольшой примесью кулсонита (мол. %): ульвит 72–74, магнетит 17.5–28, кулсонит до 1. Этот минерал наблюдается в виде округлых, как бы «оплавленных» зерен с удлиненно-призматическими включениями циркониево-силикатной фазы, близкой по стехиометрии к $\text{Zr}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (рис. 3, а).

Широко распространенным в исследуемых пеплах является *корунд*. Нами было выделено более 50 его кристаллов синего цвета, что, скорее всего, обусловлено примесью титана [10, 11]. Для таких кристаллов характерны хорошая огранка и пластинчатый облик, нередко индивиды корунда срастаются с образованием микрокристал-

лических агрегатов (рис. 3, б). Кроме обычного корунда в пеплах обнаружены изометричные формы молочно-белого цвета, отвечающие по химическому составу корунду (рис. 3, с). Такой «молочно-белый корунд» был ранее выявлен в продуктах ТТИ-50 [3]. Исследования показали, что этот минерал в действительности является не корундом, а тетрагональной модификацией Al_2O_3 , получившей при регистрации название *дельталюмит* [24]. По нашему мнению, и корунд, и дельталюмит образовались из газовой фазы при температуре 500–800 °С.

Рутил в пеплах Корякского вулкана присутствует в виде многочисленных (до сотни знаков) удлиненных и окатанных в разной степени индивидов рубинового или буровато-красного, изредка черного цвета. Кроме того, он наблюдается в виде микроагрегатов сросшихся тонких иголок и пластинок, на которые нарастает фаза предположительно оксида таллия (рис. 4). Мы предполагаем, что агрегаты рутила и таллиевая фаза образовались при кристаллизации из газовой фазы.

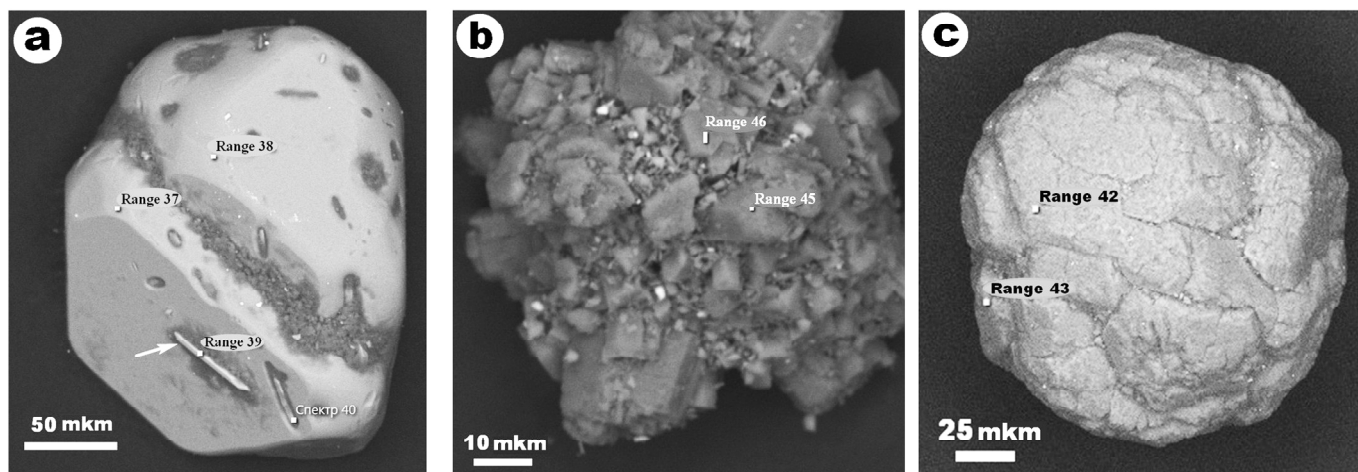


Рис. 3. Магнетит-ульвит с включениями циркониево-силикатной фазы, показанной стрелками (а), микрокристаллические агрегаты корунда (б) и глобулообразная частица дельталюмита (с). СЭМ-изображения в режиме упругоотраженных электронов

Fig. 3. Magnetite-ulvite with inclusions of zirconium-silicate phase, shown by arrows (a), microcrystalline aggregates of corundum (b) and globular particle of deltalumite (c). SEM images in the regime of elastically reflected electrons

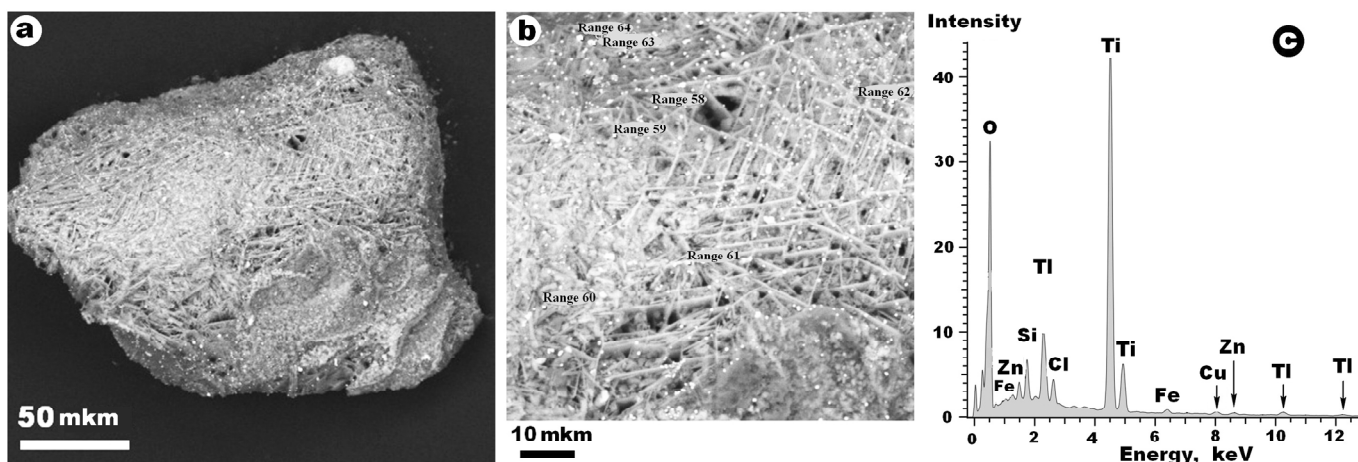


Рис. 4. Частица рутила микроагрегационного строения с примесью фазы оксида таллия: а — частица; б — деталь поверхности, белые точки — таллиевая фаза; с — ЭД-спектр с поверхности частицы. СЭМ-изображение в режиме упругоотраженных электронов

Fig. 4. The rutile particle of a micro-aggregation structure with an admixture of the thallium oxide phase: a — is a particle; b — surface detail, white dots — thallium phase; c — Is the ED spectrum from the surface of the particle. SEM image in the mode of elastically reflected electrons

Галоиды в исследуемых пеплах (рис. 5, а) представлены поликомпонентными твердыми растворами Mg–Ca–Na–хлоридов с незначительной примесью фторидов. Соответствующие пересчеты данных рентгеноспектрального микрозондового анализа приводят к выводу о том, что основу галоидных твердых растворов составляет *бишофит* $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (73–100 мол. %), а в качестве растворенных компонентов выступают *антарктикуит* $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ или *гидрофилит* CaCl_2 (1–23 мол. %), *галит* NaCl (до 4 мол. %) и *селлаит* MgF_2 (до 7 мол. %).

Из кислородных солей в пеплах установлены фосфаты, карбонаты и сульфаты. В качестве фосфатов выступает *фторхлорапатит* (рис. 5, с). Можно отметить, что ранее в пеплах ТТИ-50 уже наблюдался апатит, но он относился к гидроксильному виду и был серосодержащим. Карбонаты в исследуемых пеплах также представлены сложными твердофазными смесями (рис. 5, f, g), которые по составу можно подразделить на три вида: *Zn–Cu–Ca–стронциевые* ($\text{Sr}_{0.53-0.85}\text{Ca}_{0.08-0.42}\text{Zn}_{0.02-0.03}\text{Cu}_{0.02-0.05}[\text{CO}_3]$), *Cu–Ca–Mg–стронциевые* ($\text{Sr}_{0.48-0.79}\text{Mg}_{0.07-0.44}\text{Ca}_{0.03-0.11}[\text{CO}_3]$) и *Cu–Sr–магниевого* ($\text{Mg}_{0.93-0.99}\text{Sr}_{0.01-0.05}\text{Cu}_{0.01-0.02}[\text{CO}_3]$). Сульфаты представлены *гипсом* (рис. 5, с) и сложными твердофазными смесями *алюминита* $\text{Al}_2[\text{SO}_4](\text{OH})_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$,

галотрихита $\text{FeAl}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$, *мелантерита* $\text{Fe}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, *сольфатарита* $\text{NaAl}[\text{SO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ и *калинита* $\text{KAl}[\text{SO}_4]_4 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$ (рис. 5, f, g). Известно, что водные сульфаты алюминия легко дегидратируются, а затем при температуре 500–700 °C диссоциируют по схеме $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \rightarrow \text{Al}_2\text{O}_3 + 3\text{SO}_3$. Не исключено, что именно такая диссоциация и приводит к образованию молочно-белой тетраэдрической модификации Al_2O_3 — дельталюмита.

В пеплах Корякского вулкана также были выделены сульфиды: *пирротин*, *пирит*, *киноварь* и некоторые другие. Наиболее интересными из этих минералов являются сульфиды таллия. Последние на камчатских вулканах встречаются нередко [15], а некоторые из них открыты именно на камчатском Толбачике [26–29]. В рассматриваемом случае, судя по данным аналитической СЭМ, мы имеем дело с двумя сульфидными соединениями, известными пока лишь как техногенные фазы. Первый из этих сульфидов рассчитывается на стехиометрию Tl_2S (рис. 6, а — «белая» фаза), а второму отвечает эмпирическая формула $(\text{Tl}_{0.46}\text{Al}_{0.31}\text{Cu}_{0.06}\text{K}_{0.04}\text{Na}_{0.04}\text{Ca}_{0.04})_{0.95}\text{S}$ (рис. 8, а — «серая» фаза). Очевидно, что эти минералы отвечают разной валентности ионов таллия: 1+ в первом случае и 2+ во втором. Такое фазовое сосуществование свидетельствует о

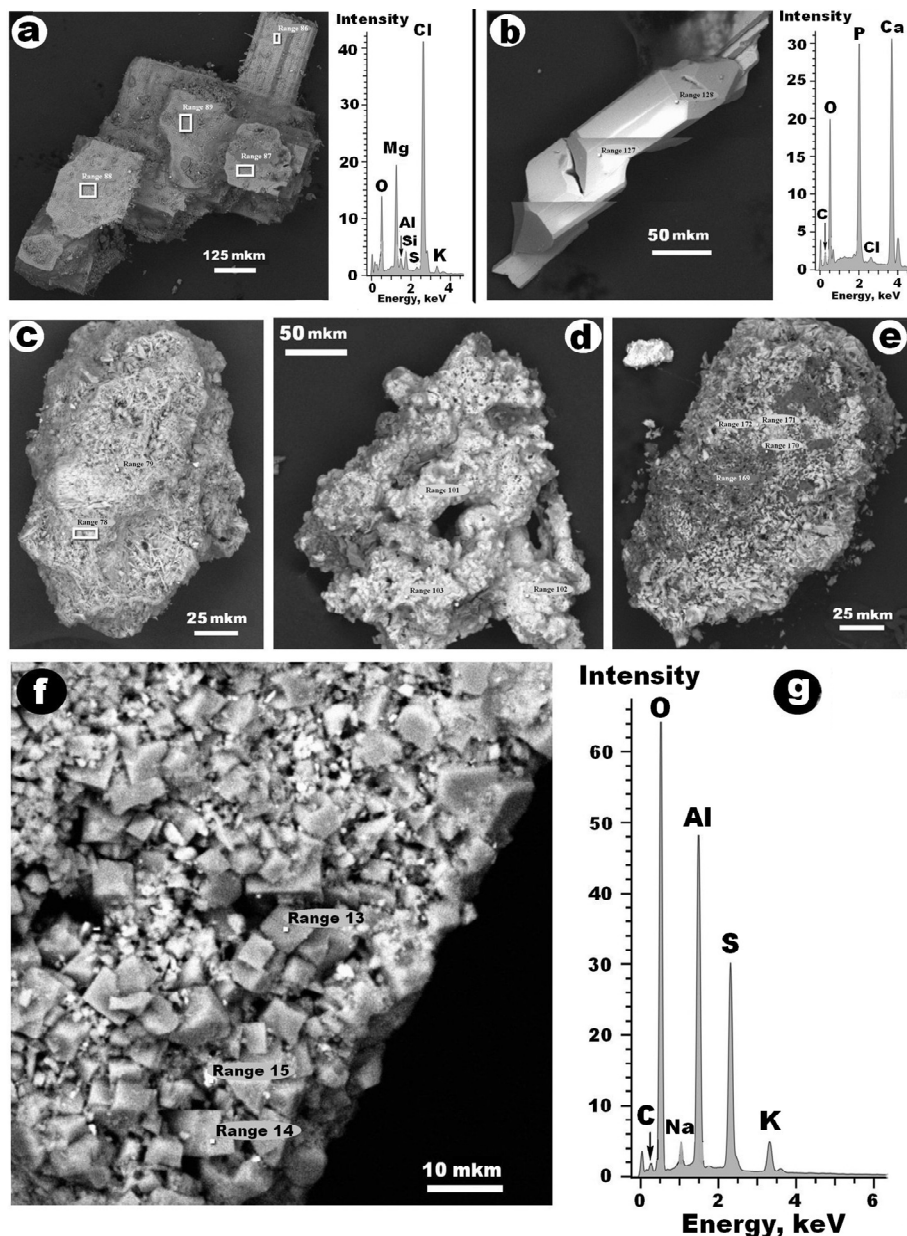


Рис. 5. Поликомпонентные галоиды (а), фторхлорапатит (б), гипс (с), карбонаты Zn–Cu–Ca–стронциевого (d), Cu–Ca–Mg–стронциевого и Cu–Sr–магниевого (е) состава, микрокристаллический агрегат водных сульфатов Al–Fe–Na–K (f) и соответствующие им ЭД-спектры. СЭМ-изображения в режиме упругоотраженных электронов

Fig. 5. Polycomponent halides (a), fluorochlorapatite (b), gypsum (c), carbonates of Zn–Cu–Ca–strontium (d), Cu–Ca–Mg–strontium and Cu–Sr magnesium (e) compositions, microcrystalline aggregate of water Al–Fe–Na–K (f) sulfates and the corresponding ED spectra. SEM images in the regime of elastically reflected electrons

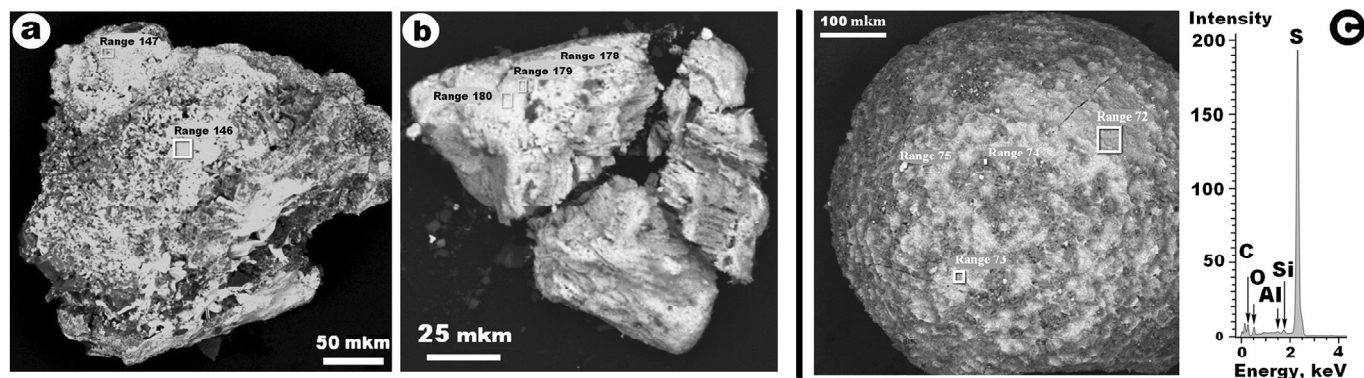


Рис. 6. Таллиевые сульфидные (а), предположительно самородные (б) фазы и сернистые шарики с микровключениями вулканического стекла (с). СЭМ-изображения в режиме упругоотраженных электронов

Fig. 6. Thallium sulfide (a), presumably native thallium phases (b) phases and sulfur beads with microinclusions of volcanic glass (c). SEM images in the mode of elastically reflected electrons

значительной неоднородности по Eh среды формировавшихся на Корякском вулкане фреатических пеплов. Возможно, впервые в вулканической обстановке был обнаружен самородный *таллий* с незначительными примесями — $Tl_{0.85-0.89}Cu_{0.08-0.09}Ni_{0-0.02}W_{0-0.01}Cl_{0-0.03}Br_{0-0.02}$ (рис. 6, б). Присутствие в составе этой фазы хлора и брома не должно удивлять, поскольку в продуктах вулканизма уже неоднократно выявлялись галоиды таллия [15, 25]. Не исключено, что примесь Cl, Br в самородной фазе таллия свидетельствует о присутствии в корякских пеплах и собственно лафоссита. В группу простых веществ можно включить также шарики размером 0.5—1 мм (рис. 6, с),

практически нацело сложенные самородной серой. В качестве незначительной примеси к сере выявляются алюмосиликатные компоненты, присутствие которых объясняется микровключениями вулканического стекла.

Самородные металлы весьма характерны для пепловых продуктов камчатского вулканизма [9—11, 20]. В исследуемых пеплах обнаружены *цинкистая медь* состава Cu_3Zn_2 (природная латунь, примерно отвечающая техногенной модификации β^1 — упорядоченному раствору Zn в соединении CuZn), самородный *алюминий* $Al_{0.99-1}Co_{0-0.01}$ и самородное *железо* $Fe_{0.97-1}Al_{0-0.03}$ (рис. 7). Присутствие в частицах металлов включений вулканического стекла

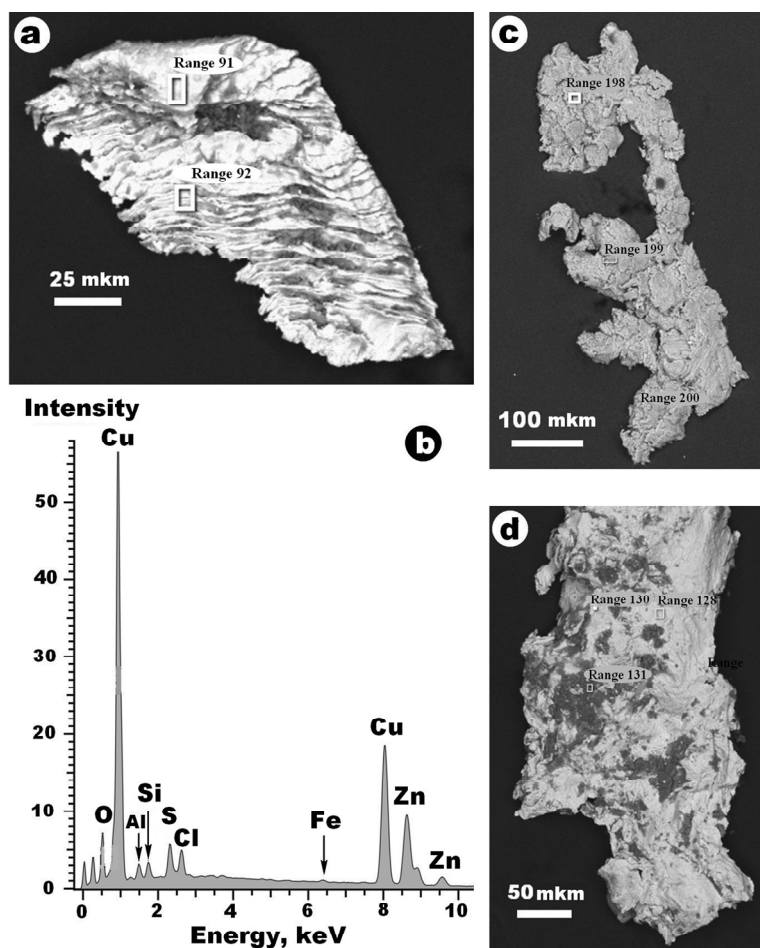


Рис. 7. Типичные частицы латуни (а, б), самородного алюминия (с) и железа (д). СЭМ-изображения в режиме упругоотраженных электронов

Fig. 7. Typical particles of brass (a, b), native aluminum (c) and iron (d). SEM images in the regime of elastically reflected electrons

прямо указывает на их образование в процессе извержения. Как уже отмечалось [20], для фаз самородного алюминия именно остывающие высокотемпературные газы являются практически единственной реальной обстановкой образования.

Выявляющиеся в продуктах камчатского вулканизма карбиды и углеродные фазы в настоящее время объединяются в многофазный углеродный парагенезис, в котором особое место занимает алмаз [2–4, 7, 8, 10, 12, 13, 17–19]. В последнее время в состав этого парагенезиса мы включили и абиогенные конденсированные органополимерные соединения, образование которых непосредственно в продуктах современного вулканизма представляет собой выдающийся природный феномен [3, 16, 17]. Из карбидов в исследуемом пепле установлен муассанит, образующий угловатые зерна размером $(300–500) \times (125–170)$ мкм (рис. 8, а). Примеси методом ЭД-спектроскопии в нем не установлены. В качестве собственно углеродных фаз выступают графит в виде пластинчатых включений размером $(50–100) \times (15–25)$ мкм в зернах кварца (рис. 8, б) и частицы шунгитоподобного вещества размером $(300–850) \times (200–300)$ мкм. В последних всегда обнаруживаются многочисленные микровключения вулканического стекла (рис. 8, с, d).

При изучении минералов методом аналитической сканирующей электронной микроскопии без напыления на двух зернах молочно-белого корунда (предположительно дельталюмита) были обнаружены два кристалла алмаза кубического габитуса размером 10–15 мкм. На одном из кристаллов наблюдается притупляющая вершину куба мелкая октаэдрическая грань (рис. 9).

Конденсированные органические соединения, выявленные в пеплах Корякского вулкана, представлены бесцветными и желтоватыми прозрачными янтаревидными частицами неправильной формы размером $(800–900) \times (300–400)$ мкм (рис. 10, а), а также бесцветными и цветными — зелеными, синими, розовыми — нитями толщиной 25–40 мкм, длиной до 10–15 мм (рис. 10, б, с). По элементному составу частицы и нити относятся к СНО-типу органополимеров, т. е. полисахаридам [16].

Закключение

Проведенные исследования показали, что тефра на Корякском вулкане действительно представляет собой резургентный пепел фреатического взрыва. На это указывает весьма гетерогенный минеральный парастерезис, включающий минералы метаморфогенного (пироп-альмандин, циркон, титанит), вулканического (шпинелиды, оливин, орто- и клинопироксены, плагиоклазы, ильменит, вулканическое стекло), CVD (корунд, дельталюмит, рутил, оксиды и сульфиды Ti, муассанит, латунь, самородные алюминий, железо, таллий, сера, алмаз, графит, шунгитоподобная углеродная фаза, конденсированные органополимерные соединения) и фумарол-гидротермального (альмандин-гроссуляр, гроссуляр-андрадит, андрадит, пирит, киноварь, поликомпонентные галоиды, сульфаты, хлорфторapatит, карбонаты Zn-Cu-Sa-Sr-, Cu-Sa-Mg-Sr-, Cu-Sr-Mg-состава) происхождения. Следует отметить, что многие из обнаруженных во фреатической тефре Корякского вулкана минералов аналогичны выявленным и на других камчатских вулканах, например, на Толбачинском и Ключевском. Это усиливает ощущение целостности всего феномена кайнозойского вулканизма на Камчатке, по крайней мере в рамках Восточного вулканического хребта.

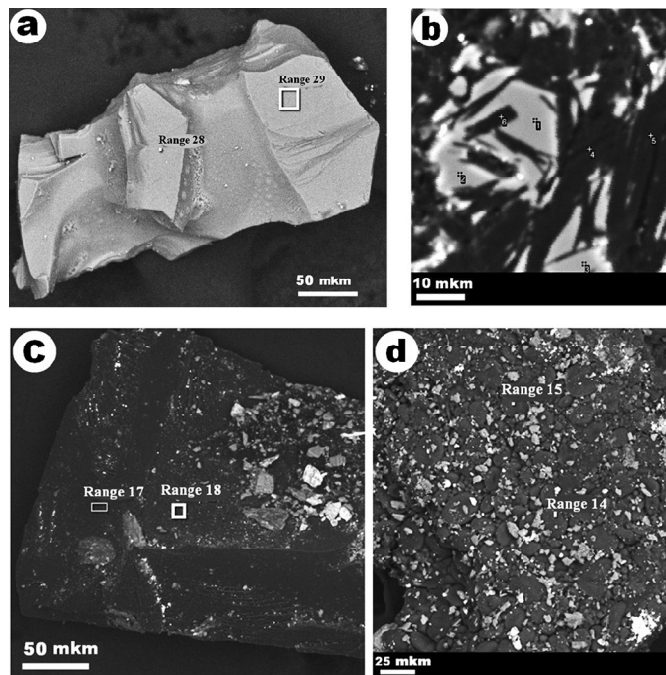


Рис. 8. Типичное зерно муассанита (а), включения графита в зернах кварца (б) и частицы шунгитоподобного вещества (с, d). СЭМ-изображение в режиме упругоотраженных электронов

Fig. 8. Typical grain of moissanite (a), inclusion of graphite in grains of quartz (b) and particles of schungite-like substance (c, d). SEM image in the mode of elastically reflected electrons

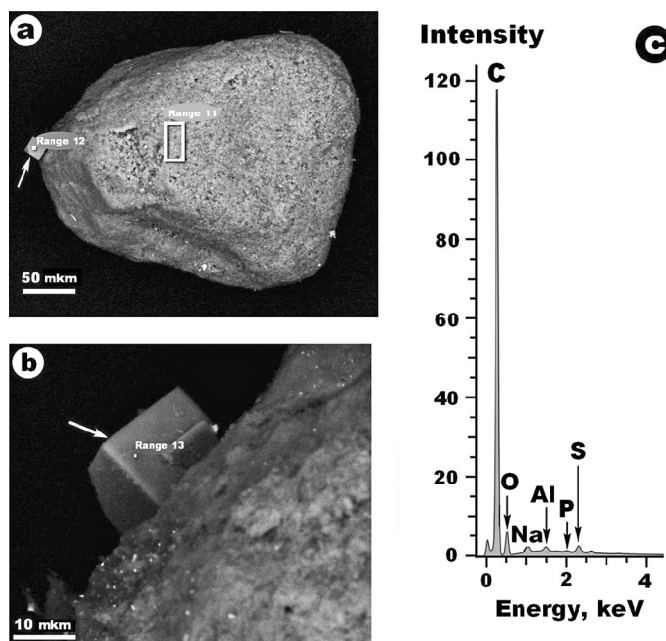


Рис. 9. Микрористалл алмаза (показан стрелками), нарастающий на поверхность дельталюмита (а, б), и ЭД-спектр, полученный от алмаза (с). СЭМ-изображения в режиме вторичных электронов

Fig. 9. A microcrystal of diamond (shown by arrows), growing on the surface of deltalumite (a, b), and ED spectrum obtained from diamond (c). SEM images in the secondary-electron mode

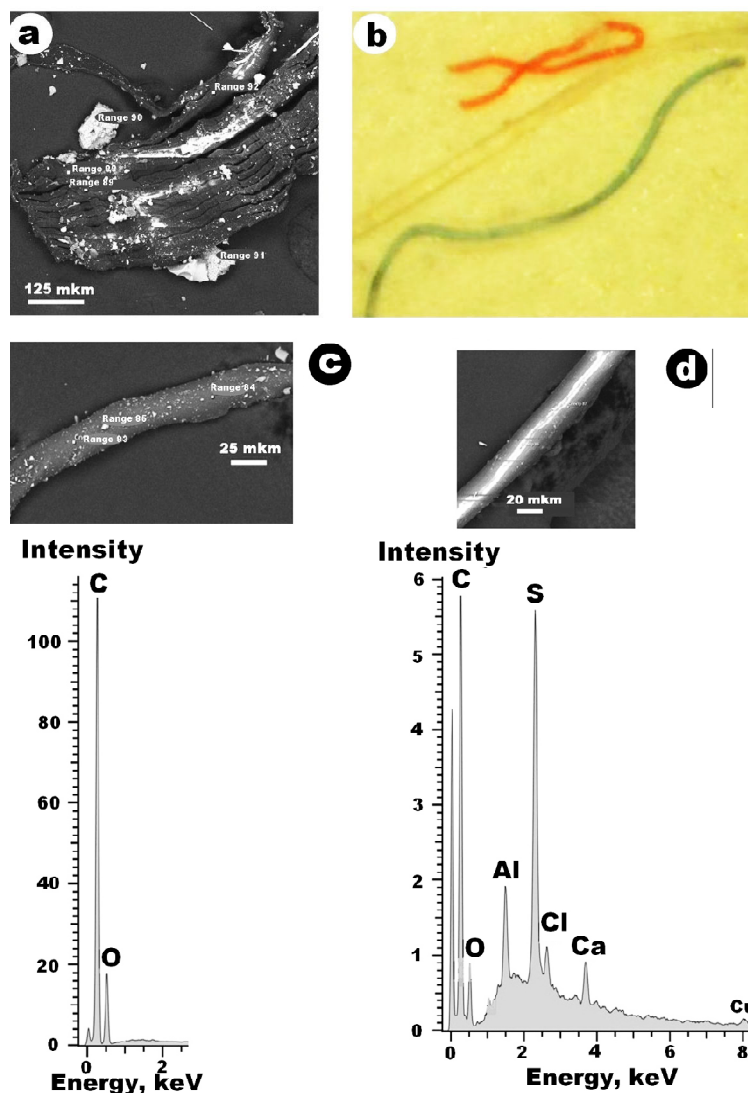


Рис. 10. Абиогенные органические полимеры: плоская прозрачная частица (а), нитевидные формы разного цвета (b) и бесцветная частица (с) с соответствующими ЭД-спектрами. СЭМ-изображения в режиме упругоотраженных электронов (а, b, d) и фото под бинокуляром (b)

Fig. 10. A biogenic organic polymers: a flat transparent particle (a) and filamentary forms of various color (b) and colorless (c) with the corresponding ED spectra. SEM images in the mode elastically reflected electrons (a, b, d) and a photo under the binocular (b)

Особое значение, безусловно, имеет выявленный факт алмазоносности исследованных пеплов. Фактически Корякский вулкан становится пятым камчатским вулканом, в продуктах извержения которого обнаружены алмазы¹. Однако в рассматриваемом случае мы имеем дело, во-первых, с материалом корового происхождения, а во-вторых, с алмазом, непосредственно выросшем на частицу дельталюмита, образовавшегося в газовой-пепловом облаке. Особенностью корякских алмазов является очень мелкий размер и кубический габитус, что может действительно свидетельствовать об их кристаллизации из газовой фазы в условиях значительных пересыщений по углероду [6]. Все это подтверждает высказанную нами ранее идею о вероятности вулканогенно-электрогенного образования алмазов в природе.

Следует также указать на очень важный факт обнаружения в тифре на Корякском вулкане разнообразных по

форме и цвету частиц и нитей конденсированных органических соединений. Это свидетельствует о систематическом образовании в современных вулканах достаточно высокоорганизованных предбиологических форм абиогенного органического вещества.

Литература

1. Аникин Л. П., Вергасова Л. П., Максимов А. П. и др. Пеплы извержения Корякского вулкана в 2009 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы региональной конференции вулканологов. Петропавловск-Камчатский: Изд-во ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 10–13.
2. Аникин Л. П., Соколенко А. В., Овсянников А. А. и др. Находка алмазов в лавах Толбачинского извержения 2012–2013 гг. // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы регион. конф. вулканологов. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 20–23.

¹ Недавно алмазы были обнаружены в продуктах извержения вулкана Алаид на о-ве Атласова. Это уже шестой алмазогенерирующий современный вулкан и первый за пределами Камчатки.



3. Аникин Л. П., Чубаров В. М., Еремина Т. С. и др. Акцессорные минералы и новая находка алмазов в базальтах вулкана Плоский Толбачик, Камчатка // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы регион. конф. вулканологов. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 214—222.
4. Байков А. И., Аникин Л. П., Дунин-Барковский Р. Л. Находка карбонадо в вулканиках Камчатки // Доклады АН, 1995. Т. 343. № 1. С. 72—74.
5. Галимов Э. М., Карпов Г. А., Севостьянов В. С. и др. Алмазы в продуктах извержения вулкана Толбачик (Камчатка, 2012—2013 гг.) и механизм их образования // Геохимия. 2016. № 10. С. 868—872.
6. Гаранин В. К., Дигонский С. В., Кудрявцева С. П. Модель образования природного алмаза в аспекте его синтеза. Модель газофазного образования алмаза // Известия вузов. Геология и разведка. 2006. № 1. С. 20—24.
7. Гордеев Е. И., Карпов Г. А., Аникин Л. П. и др. Алмазы в лавах Трещинного Толбачинского извержения на Камчатке // Доклады АН. 2014. Т. 454. № 2. С. 204—206.
8. Дунин-Барковский Р. Л., Аникин Л. П., Васильев Г. Ф. Алмазы Камчатки // Горный вестник Камчатки. 2013. № 26. Вып. 4. С. 57—61.
9. Карпов Г. А., Силаев В. И., Аникин Л. П. и др. Минералы из пеплов и эксгалиационных конденсатов алмазопродуктивных извержений вулканов ключевой группы на Камчатке // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2016). Сыктывкар: Геопринт, 2016. С. 36—38.
10. Карпов Г. А., Силаев В. И., Аникин Л. П. и др. Алмазы и сопутствующие минералы в продуктах трещинного Толбачинского извержения 2012—2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2014а. № 6. С. 3—30.
11. Карпов Г. А., Силаев В. И., Аникин Л. П. и др. Новый генетический тип алмазов в ассоциации с самородными металлами в продуктах Трещинного Толбачинского извержения 2012—2013 гг. // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2014): Материалы Минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2014б. С. 128—131.
12. Кутыев Ф. Ш., Аникин Л. П. Акцессорные минералы продуктов извержения Авачинского вулкана 13 января 1991 г. // Тезисы докладов VII Всесоюзного вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский: Изд-во ИВиС ДВО РАН, 1992. С. 90.
13. Кутыев Ф. Ш., Кутыева Г. В. Алмазы в базальтоидах Камчатки // Доклады АН СССР. 1975. Т. 231. № 1. С. 183—186.
14. Максимов А. П., Аникин Л. П., Вергасова Л. П. и др. Пеплы Корякского вулкана (Камчатка) в 2009 г. Особенности состава и генезис // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 2. Вып. 18. С. 73—86.
15. Округин В. И., Малик Н. А., Плутахина Е. Ю. и др. Новые данные о возгонах и сублиматах Авачинского вулкана (2014—2015 гг.) // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы региональной научной конференции вулканологов. Петропавловск-Камчатский: Изд-во ИВиС, 2016. С. 400—405.
16. Силаев В. И., Аникин Л. П., Вергасова Л. П. и др. Абиогенные органические полимеры в продуктах современного вулканизма // Вестник Пермского университета. Геология. 2016а. Вып. 3. С. 21—33.
17. Силаев В. И., Васильев Е. А., Карпов Г. А. и др. Углеродный парагенезис в эруптивных пеплово-газовых продуктах извержения камчатских вулканов // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2016). Сыктывкар: Геопринт, 2016б. С. 67—68.
18. Силаев В. И., Вергасова Л. П., Васильев Е. А. и др. Микропарагенезис алмаза и самородного алюминия в продуктах современного вулканизма // Вулканология и сейсмология. 2016в. № 1. С. 71—77.
19. Силаев В. И., Карпов Г. А., Ракин В. И. и др. Алмазы в продуктах Трещинного Толбачинского извержения 2012—2013. Камчатка // Вестник Пермского университета. Геология. 2015а. С. 6—27.
20. Силаев В. И., Петровский В. А., Карпов Г. А. и др. Дюралюминий в тефре Толбачинского извержения 2012—2013 гг. // Высокие технологии в промышленности России: Научные труды XX Международной научно-технической конференции. М.: Изд-во МГТУ им. Н. Э. Баумана, 2015б. С. 320—325.
21. Силаев В. И., Шабалин В. Н., Голубева И. И. и др. О цинксодержащих и цинкистых хромшпинелидах Тимано-Уральского региона // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2008. № 8. С. 6—16.
22. Чаплыгин И. В. Рудная минерализация высокотемпературных фумарол вулкана Кудрявый (о. Итуруп, Курильские острова): Автореф. канд. дис. М.: МГУ, 2009. 36 с.
23. Bindeman N., Anikin L. P., Schmit A. K. Archean Xenocrysts in Modern Volcanic Rocks from Kamchatka: Insight into the Basement and Paleodrainage // Journal of Geology, 2016. V. 124. № 2. P. 1—10.
24. Pekov I. V., Anikin L. P., Chukanov N. V. et al. Deltalumite, IMA 2016-027. CNMNC Newsletter No. 32, August 2016, page 919 // Mineralogical Magazine, 2016. V. 80. P. 919—920.
25. Roberts A. C., Venance K. E., Seward T. M. et al. Lafossaite a new mineral from the la Fossa Crater, Volcano, Italy // Mineral. Record, 2006. V. 37. P. 165—168.
26. Sidra O. I., Vergasova L. P., Krivovichev S. V. et al. Unique thallium mineralization in the fumaroles of Tolbachik volcano, Kamchatka peninsula, Russia. I. Markhhininite, $\text{TiBi}(\text{SO}_4)_2$ // Mineralogical Magazine, 2014а accepted.
27. Sidra O. I., Vergasova L. P., Kretser Y. L. et al. Unique thallium mineralization in the fumaroles of Tolbachik volcano, Kamchatka peninsula, Russia. II. Karpovite, $\text{Ti}_2\text{VO}(\text{SO}_4)_2(\text{H}_2\text{O})$ // Mineralogical Magazine, 2014b) accepted.
28. Sidra O. I., Vergasova L. P., Kretser Y. L. et al. Unique thallium mineralization in the fumaroles of Tolbachik volcano, Kamchatka peninsula, Russia. III. Evdokimovite, $\text{Ti}_4(\text{VO})_3(\text{SO}_4)_5(\text{H}_2\text{O})_5$ // Mineralogical Magazine, 2014v accepted.
29. Vergasova L. P., Sidra O. I., Kretser Y. L. et al. Karpovite, IMA 2013-040, CNMNC Newsletter, 2013, № 17. October 2013, page 2999 // Mineralogical Magazine, 2013. V. 77. P. 2997—3005.

References

1. Anikin L. P., Vergasova L. P., Maksimov A. P. et al. *Peply izvergeniya Koryakskogo vulkana v 2009 g.* (Ashes of eruption of Koryaksky volcano in 2009). Volcanism and related processes: Proceedings of conference. Petropavlovsk-Kamchatsky, 2013, pp. 10—13.
2. Anikin L. P., Sokorenko A. V., Ovsyannikov A. A. et al. *Nahodkialmazov v lavah Tolbachinskogo izvergeniya 2012—2013 gg.* (Diamond finds in lavas of Tolbachinskoe eruption in



2012–2013). Volcanism and related processes: Proceedings of conference. Petropavlovsk-Kamchatsky, 2013, pp. 20–23.

3. Anikin L. P., Chubarov V. M., Eremina T. S. et al. *Arzessornie minerali i novaya nahodkaalmazov v basaltah vulkana Plosky Tolbachik, Kamchatka* (Accessory minerals and new find of diamond in basalts of Plosky Tolbachik volcano). Volcanism and related processes: Proceedings of conference. Petropavlovsk-Kamchatsky, 2015, pp. 214–222.

4. Baykov A. I., Anikin L. P., Dunun-Barkovsky R. L. *Nahodka karbonado v vulkanitah Kamchatki* (Carbonado find in Kamchatka volcanites). Doklady Earth Sciences, 1995, V. 343, No. 1, pp. 72–74.

5. Galimov E. M., Karpov G. A., Sevostyanov V. S. et al. *Almazi v produktah izvergeniya vulkana Tolbachik (Kamchatka, 2012–2013 gg.) i mehanizm ih obrasovania* (Diamonds in products of eruption of Tolbachik volcano (Kamchatka, 2012–2013). Geokhimiya, 2016, No. 10, pp. 868–872.

6. Garanin E. M., Digonsky S. V., Kudryavzeva S. P. *Model obrasovaniya prirodnogo almaza v aspekte ego sintesa. Model gasofasnogo obrasovaniya almaza* (Model of formation of natural diamond in its synthesis aspect. Model of gas phase formation of diamond). Izvestiya vusov. Geologiya i rasvedka, 2006, No. 1, pp. 20–24.

7. Gordeev E. I., Karpov G. A., Anikin L. P. et al. *Almazi v lavah Treshcinnogo Tolbachinskogo izvergeniya na Kamchatke* (Diamonds in lavas of fractured Tolbachik eruption in Kamchatka). Doklady Earth Sciences, 2014, pp. 204–206.

8. Dunin-Barkovsky P. L., Anikin L. P., Vasiliev G. F. *Almazi Kamchatki* (Kamchatka diamonds). Gornyy vestnik Kamchatky, 2013, No. 26, 4, pp. 57–61.

9. Karpov G. A., Silaev V. I., Anikin L. P. et al. *Minerali iz peplov i eksalyazionnih kondensatov almazoproduktivnih isvergeniy vulkanov kluchevskoy gruppi na Kamchatke* (Minerals from ashes and exhalational condensates of diamond-productive eruptions of Kluchevskaya group volcanoes in Kamchatka). Yushkin Memorial Seminar — 2016. Syktyvkar: Geoprint, 2016, pp. 36–38.

10. Karpov G. A., Silaev V. I., Anikin L. P. et al. *Almazi i soputstvuyushchie minerali v produktah Treshcinnogo Tolbachinskogo izvergeniya 2012–2013 gg.* (Diamonds and accompanying minerals in products of fractured Tolbachik eruption in 2012–2013). Vulkanologiya i seismologiya, 2014a, No. 6, pp. 36–38.

11. Karpov G. A., Silaev V. I., Anikin L. P. et al. *Novyy geneticheskiy tip almazov v assoziatsii s samorodnymi metallami v produktah Treshcinnogo Tolbachinskogo izvergeniya 2012–2013 gg.* (New genetic type of diamonds in association with native metals in products of fractured Tolbachik eruption in 2012–2013). Yushkin Memorial seminar — 2014. Syktyvkar: Geoprint, 2016, pp. 36–38.

12. Kutiev F. Sh., Anikin L. P. *Akzessornie minerali produktov izvergeniya Avachinskogo bulkana 13 yanvarya 1991 g.* (Accessory minerals of products of eruption of Avachinsky volcano in January 13, 1991). Proceedings. Petropavlovsk-Kamchatsky, 1992, pp. 90.

13. Kutiev F. Sh., Kutieva G. V. *Almazi v basaltoidah Kamchatky* (Diamonds in basaltoids of Kamchatka). Doklady Earth Sciences, 1975, V. 231, No. 1, pp. 183–186.

14. Maksimov A. P., Anikin L. P., Vergasova L. P. et al. *Pepli Koryakskogo vulkana (Kamchatka) v 2009 g. Osobennosti sostava i genesis* (Ashes of Koryaksky volcano (Kamchatka) in 2009. Composition and genesis). Vestnik KRAUNZ. Nauki o Semle, 2011, No. 2, 18, pp. 73–86.

15. Okrugin V. I., Malik N. A., Plutahina E. Yu. et al. *Novie Dannie o vosgonah I sublimatah Avachinskogo vulkana (2014–2015)* (New data about sublimates of Avachinsky volcano (2014–2015). Volcanism and related processes: Proceedings of conference. Petropavlovsk-Kamchatsky, 2016, pp. 400–405.

16. Silaev V. I., Anikin L. P., Vergasova L. P. et al. *Abiogenie oganicheskie polimeri v produktah sovremennogo vulkanizma* (Abiogenic organic polymers in products of modern volcanism). Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya, 2016, 3, pp. 21–33.

17. Silaev V. I., Vasiliev E. A., Kapov G. A. et al. *Uglerodnyy paragenesis v eruptivnykh peplovo-gasoviy produktah isvergeniya kamchatskiykh almazov* (Carbon paragenesis in eruptive ash-gas products or eruption of Kamchatka diamonds). Yushkin Memorial seminar — 2014. Syktyvkar: Geoprint, 2016, pp. 21–33.

18. Silaev V. I., Vergasova L. P., Vasiliev E. A. et al. *Mikroparagenesis almaza Isam orodnogo alyuminiya v produktah sovremenniy vulkanizma* (Microparagenesis of diamond and native aluminum in products of modern volcanism). Vulkanologiya i seismologiya, 2016a, No. 1, pp. 71–77.

19. Silaev V. I., Karpov G. A., Rakin V. I. et al. *Almazi v produktah Treshcinnogo Tolbachinskogo izvergeniya 1012–2013. Kamchatka* (Diamonds in products of fractured Tolbachik eruption in 2012–2013). Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya, 2015a, pp. 6–27.

20. Silaev V. I., Petrovsky V. A., Karpov G. A. et al. *Duraluminy v tefre Tolbachinskogo isvergeybya 2012–2013 gg.* (Duraluminum in tefra of Tolbachik eruption 2012–2013). Proceedings. Moscow: VGTU Baumana, 2015b, pp. 320–325.

21. Silaev V. I., Shabalin V. N., Golubeva I. I. et al. *O zink-soderzhashchih I zinkistih hromshpinelidakh Timano-Uralskogo regiona* (Zinc-containing and zinc chromspinelides of Timan-Ural region). Vestnik of institute of geology Komi SC UB RAS, 2008, No. 8, pp. 6–16.

22. Chaplugin I. V. *Rudnaya mineralizatsiya visokotemperaturnykh fumaol vulkana Kudryavy (o. Iturup. Kurilskie ostrova)* (Ore mineralization of high-temperature fumaols of Kudryavy volcano (Iturup island, Kuril islands)). Extended abstract of PhD dissertation. Leningrad: MGU, 2009, 36 pp.

23. Bindeman N., Anikin L. P., Schmit A. K. *Archean Xenocrysts in Modern Volcanic Rocks from Kamchatka: Insight into the Basement and Paleodrainage*. Journal of Geology, 2016, V. 124, No. 2, pp. 1–10.

24. Pekov I. V., Anikin L. P., Chukanov N. V. et al. *Deltalomite, IMA 2016-027*. CNMNC Newsletter No. 32, August 2016, page 919. Mineralogical Magazine, 2016, V. 80, pp. 919–920.

25. Roberts A. C., Venance K. E., Seward T. M. et al. *Lafossaite a new mineral from the la Fossa Crater, Volcano, Italy*. Mineral. Record, 2006, V. 37, pp. 165–168.

26. Sidra O. I., Vergasova L. P., Krivovichev S. V. et al. *Unigue thallium mineralization in the fumaroles of Tolbachik volcano, Kamchatka peninsula, Russia. I. Markhhininite, TlBi(SO₄)₂*. Mineralogical Magazine, 2014a accepted.

27. Sidra O. I., Vergasova L. P., Kretser Y. L. et al. *Unigue thallium mineralization in the fumaroles of Tolbachik volcano, Kamchatka peninsula, Russia. II. Karpovite, Tl₂VO(SO₄)₂(H₂O)*. Mineralogical Magazine, 2014b accepted.

28. Sidra O. I., Vergasova L. P., Kretser Y. L. et al. *Unigue thallium mineralization in the fumaroles of Tolbachik volcano, Kamchatka peninsula, Russia. III. Evdokimovite, Tl₄(VO)₃(SO₄)₅(H₂O)₅*. Mineralogical Magazine, 2014c accepted.

29. Vergasova L. P., Sidra O. I., Kretser Y. L. et al. *Karpovite, IMA 2013-040, CNMNC Newsletter, 2013, № 17. October 2013, page 2999*. Mineralogical Magazine, 2013, V. 77, pp. 2997–3005.



МИНЕРАЛОГИЯ ТИТАНОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТРИАСА НА Р. КЫДЗЬРАСЬЮ (ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ)

А. М. Шмакова, И. И. Голубева, М. Ю. Сокерин, Н. В. Ильина, Е. В. Кушманова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; alex.sch.@yandex.ru

Приведены результаты комплексного изучения ильменитового россыпепроявления в отложениях среднего триаса на р. Кыдзьрасью, выявленного в ряду других подобных проявлений в слаболитифицированных граувачковых песчаниках триаса в восточной части Большесынинской впадины Предуральского краевого прогиба. Титаносные отложения характеризуются высокими содержаниями ильменита (до 102 кг/м³) и существенно отличаются строением и условиями образования от известных циркон-ильменитовых россыпных месторождений. Определение потенциала титаносности триасовых пород района потребовало решение задачи выявления источника ильменита. На основе изучения типоморфных свойств ильменита и минералов-спутников сделано предположение, что наиболее вероятными первичными источниками являлись эпидот-амфиболовые сланцы или эпидотсодержащие амфиболиты. В статье применяется опыт реконструкции источника ильменита на основе его состава и свойств ассоциирующих с ним минералов.

Ключевые слова: ильменит, средний триас, Предуральский краевой прогиб.

MINERALOGY OF MIDDLE TRIASSIC ILMENITE PLACER, KYDZRASY RIVER (PRE-URAL FOREDEEP)

A. M. Shmakova, I. I. Golubeva, M. Yu. Sokerin, N. V. Ilyina, E. V. Kushmanova

Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar

We present results of our study of main placer-forming minerals of ilmenite placer. Ilmenite placer is similar to other occurrences in weakly-lithified greywacke Triassic sandstones in the eastern part of the Bolshesyninskaya basin of the Pre-Ural foredeep. The placer is characterized by high contents of ilmenite (up to 102 kg/m³) and substantially differs by its structure and formation conditions from known industrial zircon-ilmenite placers. The determination of potential for the titanium content of Triassic rocks of the region required the solution of problem of identifying source of ilmenite. The study of the typomorphic properties of ilmenite and minerals-satellites concluded — epidote-amphibolite schists or amphibolites were the most likely primary source.

Keywords: ilmenite, Middle Triassic, Pre-Ural foredeep.

Введение

Первые сведения о высоких концентрациях ильменита в триасовых песчаниках сынинской свиты на р. Кыдзьрасью (рис. 1) были опубликованы в монографии В. И. Чалышева и Л. М. Варюхиной [19]. Во время проведения в 2013–2014 годах геологической съемки в рамках ГДП-200 листа Q-40-XXIX в триасовых отложениях бассейна р. Большой Сыни выявлен ряд новых россыпепроявлений ильменита, включая описываемый объект. На основе отобранных материалов представилась возможность изучить минералогию титаносных отложений сынинской свиты и уточнить её возраст. Основной целью исследования является выявление первичного источника ильменита для решения задачи оценки потенциала титаносности триасовых пород района.

Методы исследования

Минералогический анализ проб проведен по стандартной методике с применением бинокля МБС-1. Состав и растровые снимки минералов выполнены на сканирующем микроскопе Tescom Vega 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром X-Max в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик С. С. Шевчук). Для определения элементов-примесей в ильмените был использован метод ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000

(PerkinElmer Instruments), применяемый в Институте геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург).

Краткая геологическая характеристика района и объекта исследования

Исследуемый объект локализован в породах сынинской свиты в восточной части Большесынинской впадины Предуральского краевого прогиба. Свита сложена слаболитифицированными сероцветными полевошпат-кварцевыми граувачковыми песчаниками и песками с подчиненными прослоями алевролитов и глин, образованными в аллювиально-пролювиальных, озерных фациальных условиях в пределах широкой аллювиальной равнины [19]. В формационном отношении породы свиты относятся к верхней части мощной пермтриасовой континентальной молассы, сформированной в условиях компенсированного прогиба эрозируемым материалом растущего Палеоуральского орогена [17]. В 1980 г. решением МСК по унификации стратиграфических схем Урала сынинская свита отнесена к среднему (верхи ладинского яруса) и верхнему триасу [14]. Палинологическими исследованиями последующих лет был доказан ее среднетриасовый возраст. Характерный палинокомплекс *Converrucosisporites conferteornatus* — *Florinites pseudostriatus* по совместному нахождению с комплексом остатков наземных позвоночных (тетрапод) и на основе

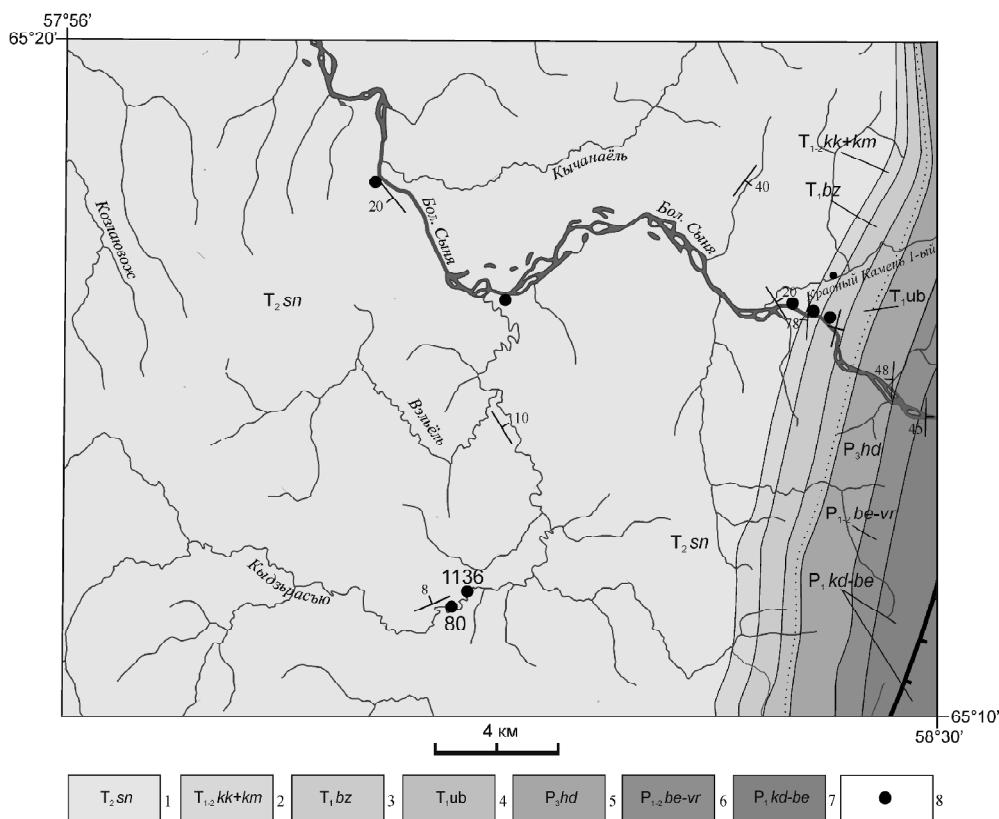


Рис. 1. Геологическая карта восточной части Большесынинской впадины (по В. А. Жаркову и др., 2014):

1 — сыннинская свита: песчаники слаболифитизированные полимиктовые с прослоями алевролитов, глин, гравелитов; 2 — краснокаменская и керьямаельская свиты объединённые; внизу — красноцветные глины, песчаники полимиктовые, алевролиты глинистые,верху — пестроцветные аргиллиты с фосфоритовыми и сидеритовыми конкрециями, алевролиты, песчаники; 3 — бызовская свита: внизу — сероцветные песчаники полимиктовые,верху — песчаники грубозернистые и конгломераты; 4 — устьберёзовская толща: песчаники полимиктовые зеленовато-серые и красно-бурые, местами известковистые с песчано-карбонатными конкрециями, глины красно-коричневые с конкрециями, в основании — крупногалечно-валунные конгломераты; 5 — худореченская свита: песчаники, алевролиты, аргиллиты с пропластками углей, с редкими прослоями конкреционных известняков, известковистых песчаников, линзы гравелитов; 6 — большеелмачская, кырташорская, устьпереворская и вёртинская свиты нерасчленённые: внизу — тонкое переслаивание песчаников полимиктовых известковистых и алевролитов с прослоями известняков песчаных или оолитовых, выше — песчаники с прослоями гравелитов, конгломератов и углей, известковистых песчаников и алевролитов, прослоев органогенных известняков,верху — пропластки углей и конкреционных известняков; 7 — кыртадинская и большеелмачская свиты нерасчленённые: песчаники полимиктовые, известковистые, алевролиты, прослои органогенных известняков, гравелитов; 8 — береговые обнажения с выходами титаноносных песчаников; цифрами обозначены обнажения, выявленные В. И. Чалышевым (80) и В. А. Жарковым (1136)

Fig. 1. Geological map of the eastern part of Bolshesyninskaya depression (according to V. A. Zharkov et al., 2014):

1 — Syninskaya suite: sandstones low lithified polymictic with interlayers of siltstones, clays, gravelites; 2 — krasnokamenskaya and keryamayolskaya combined suites: down — red clays, polymictic sandstones, clay aleurolites, up — variegated mudstones with phosphorite and siderite nodules, siltstones, sandstones; 3 — byzovskaya suite: down — gray-colored sandstones polymictic, up — sandstones coarse-grained and conglomerates; 4 — ustberezovskaya stratum: sandstones polymictic greenish-gray and red-brown, locally calcareous with sandy-carbonate nodules, red-brown clays with concretions, in the base — coarse-boulder conglomerates; 5 — khudorechenskaya suite: sandstones, siltstones, mudstones with interlayers of coals, with rare intercalations of concretionary limestones, calcareous sandstones, gravelite lenses; 6 — bolsheelmachskaya, kirtashorskaya, ustpereborskaya and vertinskaya undivided suites: down — a thin intercalation of polymictic calcareous sandstones and siltstones with interlayers of sandy or oolitic limestones, up — sandstones with interlayers of gravelites, conglomerates and coals, calcareous sandstones and siltstones, interlayers of organogenic limestones, upper — interlayers of coals and concretion limestones; 7 — kirtadinskaya and bolsheelmachskaya undivided suites: sandstones polymictic, calcareous, siltstones, interlayers of organogenic limestones, gravelites; 8 — shore outcrops with outcrops of titaniferous sandstones; numbers indicate outcrops revealed by V. I. Chalyshev (80) and V. A. Zharkov (1136)

широкой межрегиональной корреляции с комплексами миофор бореальной и тетической областей уточняет возраст свиты до ладинского века [6, 7].

В 2014 г. В. А. Жарковым в левом борту р. Кыдзьрасью, в 600 м ниже по течению от описанного В. И. Чалышевым разреза сыннинской свиты было обнаружено обнажение с богатой ильменитовой минерализацией (рис. 1, 2, а). В нем слои естественного черного шпиха

существенно ильменитового состава сгруппированы в виде линзы с хорошо выраженной слоистой текстурой мощностью до 15 см и длиной 4.5 м (рис. 2, б). Толщина «рудных» слоев составляет 1–8 мм, песчаников — 2–3 см. Содержание нормативного ильменита в этой линзе по результатам пересчетов силикатного анализа бороздочной пробы составило 102 кг/м³, во вмещающих линзу песчаниках — 32 кг/м³.



Рис. 2. Песчаники сининской свиты на реке Кыздырассю:

а — общий вид обнажения 1136. Стрелкой показана расчистка, вскрывшая линзу титаноносных песчаников; б — слойки естественного черного шлиха; с — микрофотография шлифа черного прослоя песчаника, николи скрещены; Ab — альбит, Mc — микроклин, Ms — мусковит, Slc — силицит, Qz — кварц

Fig. 2. Sandstones of the Soninskaya Formation on the River Kidzrassyu:

а — general appearance of outcrop 1136. The arrow shows a clearing that opened the lens of titaniferous sandstones; б — natural black slices; с — a micrograph of the black interlayer of sandstone, nikoli crossed. Ab — albite, Mc — microcline, Ms — muscovite, Slc — silicite, Qz — quartz

По данным анализа шлифов, «вмещающие» породы в обнажении представлены мелкозернистым слаболитифицированным полевошпат-кварцевым граувакковым песчаником, сложенным остроугольными и слабоокатанными обломками (об. %) кварца (30), пелитизированного калиевого полевого шпата (5) и пород — силицитов (30), включая спонголиты и спонголит-радиоляриевые фтанины, кварцитов и кварцевых песчаников (5), кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых кристаллических сланцев (5), эффузивов кислого, среднего и основного состава (5). Поровое пространство занимает 20–25 об. %. Цемент преимущественно глинистого состава имеет контактовый характер. Минеральный состав пород в пределах «рудной» линзы существенно отличается от вмещающих пород — доля обломков минералов в них составляет 40–50 об. %, горных пород — 20–30 об. %. Минералы представлены (об. %) кварцем (50), амфиболом (5–10), группой эпидота (10), рудными (15), а также единичными зернами титаниита, хромшпинелида, граната, циркона и рутила (рис. 2, с). Размеры обломков минералов варьируют в пределах от 0.05 до 0.5 мм. Преобладают зерна размерностью 0.25–0.1 мм. Рудные минералы имеют значительно меньшие размеры — от 0.05 мм и менее.

Для минералогического анализа тяжелой фракции рудовмещающего песчаника была отобрана бороздовая проба весом 16.81 кг и объемом 10 л. Выход тяжелой фракции составил 495.8 г (3.33 %), гранулометрическая размерность — менее 0.5 мм. Магнитная фракция состоит в основном из магнетита с незначительной долей ильменита, хромшпинелидов, мартита и гематита. Первая электромагнитная фракция сложена преимущественно ильменитом, реже встречаются хромшпинелиды, амфиболы, эпидот, гранаты. Во второй электромагнитной фракции преобладает эпидот, в подчиненных количествах содержатся амфиболы, хромшпинелиды, гранаты, гематит, ставролит. В третьей электромагнитной фракции также преобладает эпидот, реже встречаются гранаты, агрегаты лейкоксена, амфиболы, пумпеллиит, рутил, ставролит, турмалин. Немagnetная фракция представлена преимущественно цирконом и рутилом, в меньшей степени кианитом и агрегатами лейкоксена. Всего в тяжелой фракции определено 17 минералов (табл. 1). Главными минералами с содержа-

ниями (в об. % к тяжелой фракции) от 15.76 до 45.19 являются ильменит, эпидот и магнетит. Второстепенные минералы представлены амфиболами, хромшпинелидами и гранатами (от 2.06 до 6.69). Содержания циркона, агрегатов лейкоксена, рутила, гематита, кианита, мартита, пумпеллиита, ставролита, турмалина, шпинели и титаниита не превышают 1 %.

Ильменит представлен угловатыми изометричными обломками. Реже встречаются таблитчатые зерна, сохранившие первичный облик кристаллов (рис. 3, а). Минерал имеет черный цвет и полуметаллический блеск. Вторичным изменениям практически не подвергся, исключая редкие случаи лейкоксенизации. Большинство зерен имеют структуры распада ильменит-гематитового состава. Отмечены структуры с двумя стадиями распада твердого раствора, в которых микровключения ильменита и

Таблица 1. Минеральный состав тяжелой фракции (отн. %)

Table 1. Mineral composition of heavy fraction (rel. %)

Минерал / Mineral	Содержание / Content
Ильменит / Ilmenite	45.19
Эпидот / Epidote	23.21
Магнетит / Magnetite	15.76
Амфиболы / Amphiboles	6.69
Хромшпинелиды / Chromian Spineles	5.65
Гранаты / Garnets	2.06
Циркон / Zircon	0.74
Лейкоксен / Leukoxen	0.41
Рутил / Rutile	0.4
Гематит / Hematite	0.33
Кианит / Kyanite	0.18
Мартит / Martite	0.17
Пумпеллиит / Pumpellyite	0.11
Ставролит / Staurolite	0.04
Турмалин / Tourmaline	е.з.
Титанит / Titanite	е.з.
Шпинель / Spinel	е.з.

Примечание: е.з. — единичные зерна.

Note: е.з. — single grains.

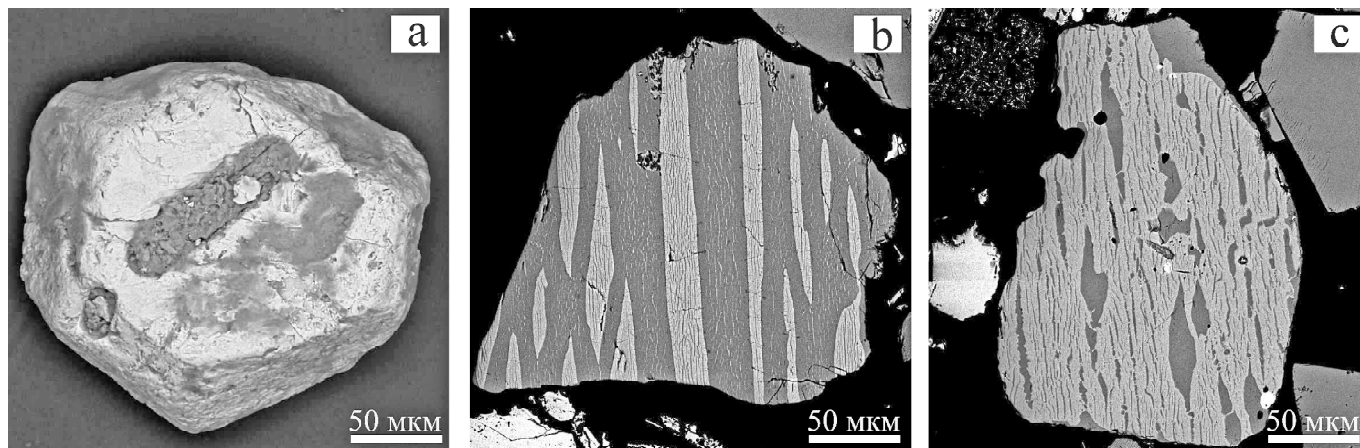


Рис. 3. Микрофотографии ильменита:

а — хорошо ограниченное зерно ильменита; б — ильменит-гематитовые структуры распада двух генераций; с — микроламели ильменита в гематитовой матрице. Гематит на рисунках б и с имеет светло-серый цвет, ильменит — темно-серый, кварц — черный

Fig. 3. Microphotographs of ilmenite:

а — well faceted ilmenite grains; б — ilmenite-hematite structures of the decay of two generations; с — ilmenite microlamellae in hematite matrix. Hematite in Figs b and c is light gray, ilmenite — dark gray color, quartz — black color

гематита второй генерации развиваются в ламелях соответственно гематита и ильменита первой генерации (рис. 3, б, с). Иногда наблюдаются регенерационные ильменитовые каймы по гематиту. Химический состав поверхности и срезов зерен ильменита практически одинаков, что хорошо иллюстрируется на диаграмме минеральных составов «ильменит — гематит — пирофанит» (рис. 4). Содержание TiO_2 в ильмените варьирует в пределах от 41.88 до 59.14 мас. %, составляя в среднем 47.46 мас. % (табл. 2).

Небольшая примесь магния (до 1.03 мас. % MgO) установлена только в трех образцах и для изучаемого ильменита нехарактерна. Высокомагнезиальные ильмениты обычны для кимберлитов, карбонатитов, ультраосновных, реже основных магматических пород в расслоенных комплексах. Логично предположить, что первичный источник ильменита с этими породами не связан.

Марганец в исследованных образцах является постоянной примесью. Содержание MnO обычно колеблется в интервале от десятых долей до первых процентов, составляя в среднем 1.2 мас. %. Необходимо отметить, что подобные концентрации этой примеси характерны для широкого спектра горных пород. Например, в аутигенном ильмените метаморфических сланцев Среднего Тимана и Полярного Урала количество MnO достигает 4.0 мас. % [4, 8, 10]. Наиболее высокие содержания данного элемента встречаются в щелочных породах (мельтейгитах и якупингитах), где количество MnO может достигать 17.0 мас. %. В габбро-гипербазитовых комплексах Урала количество MnO в ильмените составляет 2.00–2.69 мас. %. Такие же характеристики известны для ильменита, кристаллизующегося в гранитах. Таким образом, для установления первичного источника ильменита использовать этот элемент не представляется возможным.

Постоянной примесью в ильмените является также ванадий, содержание которого зависит от генезиса породы. Его высокая концентрация характерна для магматических пород высокой основности. В кислых и щелочных породах содержание ванадия не превышает 600 г/т, тогда как в основных достигает 2270 г/т (массив Скаергаард [2]. Содержание ванадия в описываемом ильмените, по дан-

ным анализа его монофракции методом ICP — MS, составило 1027.8 г/т (табл. 3), а по данным микрозондовых исследований — до 3500 г/т (табл. 2). В докембрийском неркаюском метаморфическом комплексе Приполярного Урала широко развиты ильменитсодержащие метабазиты: эклогиты, амфиболиты и глаукофановые сланцы. Исследование метаморфогенного ильменита из метабазитов этого комплекса показало высокое содержание ванадия: в ильмените из эклогитов (в г/т) — 2100, из глаукофановых сланцев — 3000. В амфиболитах концентрация элемента колеблется от 2000 до 2600 г/т. Самое высокое содержание (4800 г/т) отмечено в пироксенсодержащем амфиболите. Таким образом, индикаторные свойства ванадия



Рис. 4. Положение минеральных составов ильменита на диаграмме «ильменит — гематит — пирофанит»

Fig. 4. Position of mineral compositions of ilmenite in the «ilmenite — hematite — pyrophanite» diagram



Таблица 2. Химический и минеральный состав ильменита однородного строения и со структурной распада (мас. %)
 Table 2. Chemical and mineral compositions of ilmenite of homogeneous structure and with the structure of decomposition (wt. %)

№ образца / Sample No.	Ильменит однородного строения / Ilmenite of a homogeneous structure										Ильменит со структурной распада / Ilmenite with breakdown structure									
	3-2	3-2	3-2	3-2	5-2	8-2	8-2	8-2	8-2	9-2	9-2	1-2	1-2	4-2	4-2	7-2	7-2	10-2	10-2	10-2
№ точки / Point No.	1	2	3	1	2	1	2	2	3	1	2	1	2	1	5	1	2	4	5	7
Положение точки / Position of point	Ц / С	К / Г	К / Г	Ц / С	К / Г	Ц / С	К / Г	К / Г	К / Г	Ц / С	К / Г									
TiO ₂	51.5	52.0	51.7	52.7	52.5	47.0	47.6	47.6	48.9	44.2	45.2	48.3	14.7	48.3	10.7	10.1	50.3	51.6	48.7	52.1
V ₂ O ₅	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	0.7	0.8	0.8	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	0.7	1.1	н.о. n/d	0.6	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d
FeO	47.5	47.5	46.6	45.3	45.3	49.5	49.1	49.1	48.1	50.9	50.4	50.7	77.4	49.1	79.4	79.5	42.4	47.1	48.6	78.3
MnO	1.3	1.3	1.1	2.4	2.4	0.4	0.5	0.5	0.5	1.6	1.8	1.04	н.о. n/d	2.46	н.о. n/d	0.41	6.2	2.1	1.9	2.0
MgO	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	1.03	1.0	1.0	1.0	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d	н.о. n/d
Sum	100.3	100.8	99.4	100.5	100.1	98.7	98.9	98.9	98.8	96.7	97.4	100.8	93.3	100.0	90.7	90.1	98.9	100. 9	99.3	100.5
Geikielite	—	—	—	—	4	4	4	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ilmenite	92	93	95	94	77	79	82	82	73	74	82	17	79	12	11	90	90	83	93	14
Pyrophanite	3	3	2	5	1	1	1	3	3	4	2	—	5	—	1	13	4	4	4	—
Hematite	5	4	2	1	18	17	13	24	24	22	16	83	16	88	89	7	6	13	3	86

Примечание: н. о. — не обнаружен; Ц — центр зерна, К — край зерна.
 Note: n/d — not detected, C — center of grain, G — grain edge.



Таблица 3. Элементы-примеси в ильмените (г/т)

Table 3. Impurity elements in ilmenite (g/t)

Элементы-примеси в ильмените (г/т) / Impurity elements in ilmenite (g/t)					
Li 4.4	Ga 4.9	Ag 16.8	Sm 2.8	Hf 6.7	
Be 0.2	Ge 0.28	Cd 0.088	Eu 0.34	Ta 12.8	
Sc 37.6	As 2.0	Sn 12.1	Gd 2.1	W 1.9	
V 1027.8	Se 1.1	Sb 0.316	Tb 0.3	Pb 11.1	
Cr 2991.0	Rb 5.5	Cs 0.06	Dy 1.85	Th 8.8	
Mn 12249.4	Sr 9.4	Ba 31.5	Ho 0.4	U 2.55	
Co 45.1	Y 9.1	La 18.2	Er 1.2		
Ni 24.8	Zr 208.7	Ce 48.0	Tm 0.16		
Cu 239.4	Nb 175.8	Pr 4.4	Yb 1.4		
Zn 244.1	Mo 19.13	Nd 15.9	Lu 0.3		

подтверждаются на примере метаморфогенного ильменита, кристаллизовавшегося в метабазах.

Относительно низкие содержания (г/т) Nb (175.8), Ta (12.8), Zr (208), Mo (19.13), Sc (37.6), W (1.9), Pb (11.1), Zn (244.0), Co (45.0), но повышенные Cu (239) и Ni (24.8) также подтверждают базитовую природу ильменита [12]. Об этом же свидетельствует относительно невысокое суммарное количество РЗЭ (97.8 г/т), близкое к базитовому (0.34–40.0 г/т) и метаморфогенному (107 г/т) [1, 11] ильмениту. Для гранитного ильменита характерны существенно более высокие содержания РЗЭ — более 1000 г/т [2]. График распределения РЗЭ в изучаемом ильмените наиболее близок к метаморфогенному (рис. 5).

Наличие структур распада в ильмените характерно для магматического генезиса, но не противоречит и метаморфогенному происхождению. Подобные структуры обна-

ружены нами [4] в ильмените рифейских ставролит-гранатовых кристаллических сланцев париквасьшорской свиты на Полярном Урале.

Таким образом, приведенные типоморфные свойства изучаемого ильменита, тесная ассоциация с эпидотом и амфиболами, структурные особенности свидетельствуют о его кристаллизации в материале, по химическому составу соответствующему базитовой породе, претерпевшей изохимический региональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации и перекристаллизованной в эпидот-амфиболовые сланцы или эпидотсодержащие амфиболиты.

Амфиболы представлены неокатанными удлинено-шестоватыми игольчатыми зернами черного цвета, просвечивающими зеленым на тонких сколах. Реже встречаются светло-зеленые, фиолетовые и серые зерна. Кальци-

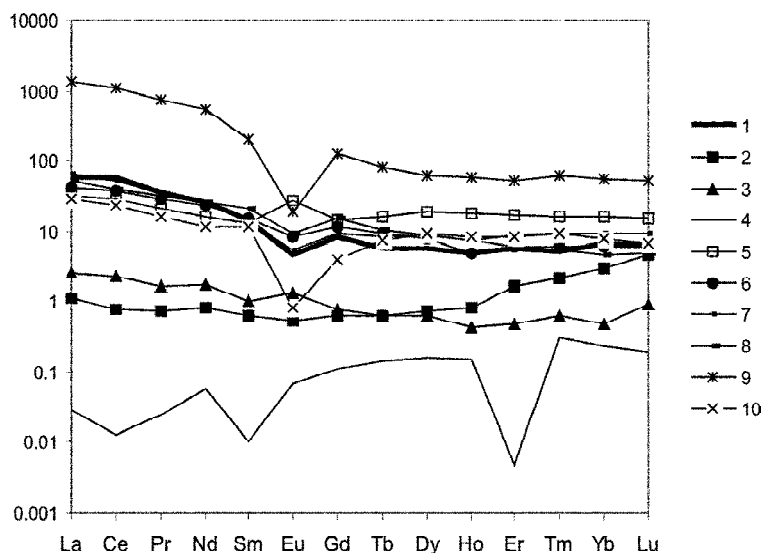


Рис. 5. Спектры распределения нормированных по хондриту редкоземельных элементов в ильменитах разного генезиса: 1 — титаносные песчаники сынинской свиты, 2 — габброиды массива Скаергаард [11], 3 — вебстерит Тигрового массива (Сихотэ-Алинь) [11], 4 — пироксенит массива Какануи (Новая Зеландия) [11], 5 — рифейские зеленые сланцы (Средний Тиман) [4], 6 — рифейские кристаллические сланцы Северного Таймыра [4], 7 — архейские кристаллические сланцы Кольского полуострова (свита Кейв) [11], 8 — рифейские кристаллические сланцы Полярного Урала (париквасьшорская свита) [11], 9 — риолиты Полярного Урала [11], 10 — гранитоиды Полярного Урала [11]

Fig. 5. Spectra of distribution of rare earth normalized chondrites in ilmenites of different genesis: 1 — titaniferous sandstones of the Syninskaya Formation, 2 — gabbroids of the Scaergaard massif [11], 3 — websterite of the Tigrov Massif (Sikhote-Alin) [11], 4 — pyroxenite of the Kakanui Massif (New Zealand) [11], 5 — Riphean green schists (Middle Timan) [4], 6 — Riphean crystalline schists of the Northern Taymyr [4], 7 — Archean crystalline schists of the Kola Peninsula (Cave suite) [11], 8 — Riphean crystalline schists of the Polar Urals (parikvasshorskaya suite) [11], 9 — rhyolites of the Polar Urals [11], 10 — granitoids of the Polar Urals [11]

евые амфиболы зеленого цвета по химическому составу относятся к магнезиальной роговой обманке, с повышенной щелочностью — к паргаситу и магнезиогастингситу. Единичные фиолетовые зерна щелочных амфиболов представлены эккерманнитом. По данным микрозондового анализа были рассчитаны формулы минералов: $(\text{Na}_{0.52}\text{K}_{0.12})_{0.64}(\text{Ca}_{1.94}\text{Ti}_{0.15}\text{Mg}_{2.31}\text{Fe}^{2+}_{1.9})_{6.3}(\text{Fe}^{3+}_{0.23}\text{Al}_{0.1})_{0.33}(\text{Si}_{6.45}\text{Al}_{1.55})_8\text{O}_2(\text{OH},\text{F})_2$ — паргасит; $(\text{Na}_{0.34}\text{K}_{0.11})_{0.45}(\text{Ca}_{1.75}\text{Ti}_{0.19}\text{Mg}_{2.56}\text{Fe}^{2+}_{1.49})_{5.99}(\text{Fe}^{3+}_{0.47}\text{Al}_{0.45})_{0.92}(\text{Si}_{6.53}\text{Al}_{1.47})_8\text{O}_2(\text{OH},\text{F})_2$ — магнезиальная роговая обманка; $(\text{Na}_{0.34}\text{K}_{0.05})_{0.39}(\text{Ca}_{1.72}\text{Ti}_{0.08}\text{Mg}_{3.23}\text{Fe}^{2+}_{0.88})_{5.91}(\text{Fe}^{3+}_{0.45}\text{Al}_{0.4})_{0.85}(\text{Si}_{7.07}\text{Al}_{0.93})_8\text{O}_2(\text{OH},\text{F})_2$ — магнезиальная роговая обманка; $(\text{Na}_{0.47}\text{K}_{0.09})_{0.56}(\text{Ca}_{1.78}\text{Ti}_{0.21}\text{Mn}_{0.02}\text{Mg}_{2.63}\text{Fe}^{2+}_{1.31})_{5.95}(\text{Fe}^{3+}_{0.36}\text{Al}_{0.51})_{0.87}(\text{Si}_{6.47}\text{Al}_{1.53})_8\text{O}_2(\text{OH},\text{F})_2$ — магнезиогастингсит; $(\text{Na}_{0.37}\text{K}_{0.15})_{0.52}(\text{Ca}_{1.8}\text{Ti}_{0.21}\text{Mg}_{2.42}\text{Fe}^{2+}_{1.68}\text{Mn}_{0.03})_{6.14}(\text{Fe}^{3+}_{0.42}\text{Al}_{0.36})_{0.78}(\text{Si}_{6.47}\text{Al}_{1.53})_8\text{O}_2(\text{OH},\text{F})_2$ — магнезиогастингсит; $\text{Na}_{2.01}(\text{Ca}_{0.03}\text{Mg}_{1.86}\text{Fe}^{2+}_{1.17})_{3.06}(\text{Fe}^{3+}_{0.06}\text{Al}_{1.9})_{1.96}\text{Si}_8\text{O}_2(\text{OH},\text{F})_2$ — ферроэккерманнит; $\text{Na}_{1.66}(\text{Ca}_{0.01}\text{Mg}_{1.72}\text{Fe}^{2+}_{1.45})_{2.18}(\text{Fe}^{3+}_{0.03}\text{Al}_{1.93})_{1.96}(\text{Si}_{7.99}\text{Al}_{0.01})_8\text{O}_2(\text{OH},\text{F})_2$ — ферроэккерманнит. Таким образом, амфиболы изученных проб представлены в основном кальциевыми роговыми обманками, кристаллизующимися в магматических или метаморфических породах. Амфиболы с повышенной щелочностью характерны для щелочных магматических пород. Следовательно, вероятным источником сноса амфиболов могли служить интрузивные породы различной щелочности, а также метабазиты — амфиболиты, эпидот-амфиболовые сланцы.

Хромшпинелиды представлены угловатыми изометричными обломками, реже октаэдрическими кристаллами. Минералы имеют черный цвет, смоляной блеск, на тонких сколах просвечивают бурым цветом. По химическому составу поверхности обломков хромшпинелидов, согласно классификации Н. В. Павлова [16], минералы представлены несколькими разновидностями: хромпикотитом, субферрихромпикотитом, алюмохромитом, хроми-

том, субферрихромитом и субальмоферрихромитом. На классификационной генетической диаграмме хромшпинелидов фигуративные точки составов минерала тяготеют к полю альпинотипных перидотитов (рис. 6, а). Вероятным источником этой группы минералов являлись породы, подобные альпинотипным гипербазитам, развитым на современном эрозионном срезе в Тагило-Магнитогорской мегазоне Урала [13, 15].

Гранаты встречаются преимущественно в виде неокатанных угловатых изометричных осколков желтого, розового и оранжевого цвета. Значительно реже наблюдаются хорошо ограненные кристаллы с формами ромбододекаэдров и с комбинацией тетрагонтриоктаэдра и ромбододекаэдра. Среди осколков и кристаллов с сохранившейся огранкой преобладают гранаты оранжевого цвета. Микрозондовым анализом были изучены поверхности 37 хорошо сохранившихся кристаллов. Оранжевые гранаты имеют альмандин-спессартиновый состав с процентным минеральным соотношением: спессартин (52—72) — альмандин (28—38) (рис. 6, б). Розовые и бесцветные кристаллы представлены спессартин-альмандиновой разновидностью: альмандин (42—85) — спессартин (15—49). Желтые гранаты с хорошей огранкой представлены кальциевой разновидностью минерала с минеральным составом: гроссуляр (65—79) — андрадит (21—36). Обнаружено одно зерно средней окатанности насыщенного зеленого цвета уваровит-андрадитового состава с минеральным соотношением: андрадит (74) — уваровит (26). Таким образом, в описываемом объекте преобладают оранжевые гранаты альмандин-спессартинового состава, образующиеся в условиях зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Большинство кальциевых гранатов желтого и зеленого цвета, вероятно, имеют метасоматическое происхождение. Гранат альмандин-гроссулярового состава, скорее всего, образовался в высокобарических сланцах.

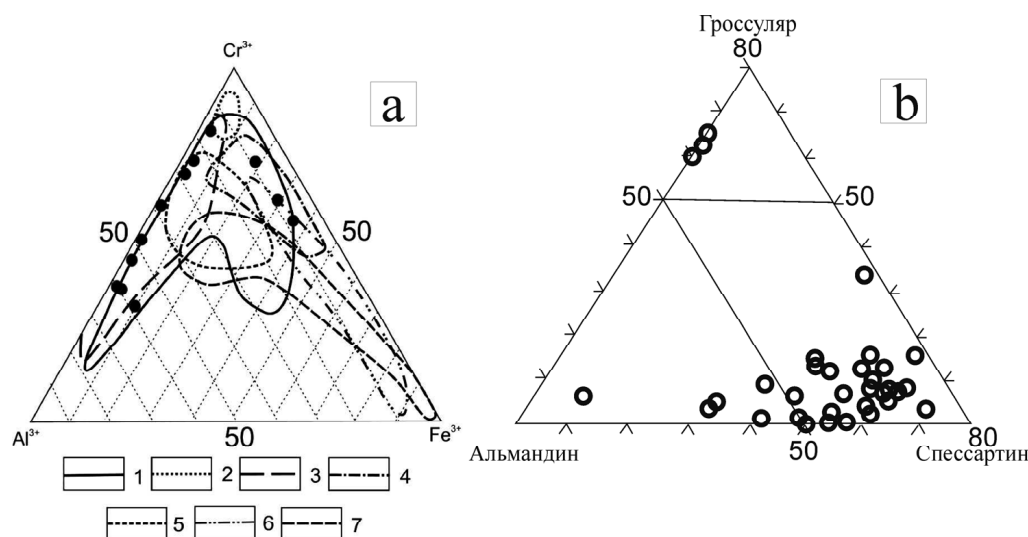


Рис. 6. Положение фигуративных точек: а — составов хромшпинелидов на генетической классификационной диаграмме [16]: 1 — кимберлиты, 2 — алмазonoсная ассоциация, 3 — альпинотипные перидотиты, 4 — дуниты Инаглинского массива, 5 — расслоенные перидотит-норитовые плутоны, 6 — перидотиты и меймечиты Гулинского массива, 7 — пикритовые габбро-долериты Норильского района; б — минеральных составов гранатов на классификационной диаграмме «альмандин — спессартин — гроссуляр»

Fig. 6. Position of figurative points: а — of chromspinelides compositions on the genetic classification diagram [16]: 1 — kimberlites, 2 — diamondiferous association, 3 — alpinotype peridotites, 4 — dunites of the Inaglin, 5 — stratified peridotite-norite plutons, 6 — peridotites and meimechites of the Gulinsky massif, 7 — picritic gabbro-dolerites of the Norilsk region; б — of mineral garnet compositions on the classification diagram of «almandine — spessartine — grossular»



Циркон представлен кристаллами с хорошо сохранившимися морфологическими особенностями, в меньшей степени неокатанными обломками светло-желтого цвета. Окатанные зерна встречаются редко и характеризуются лиловым цветом. Для наиболее представительного первого типа характерны комбинации одинаковых граней тетрагональных призм $\{110\}$ и $\{100\}$, а также тетрагональной $\{101\}$ и дитетрагональной $\{211\}$ дипирамид (рис. 7, а). Второй тип морфологии циркона отличается преобладанием граней тетрагональной призмы $\{110\}$ над призмой $\{100\}$ и граней дитетрагональной дипирамиды $\{211\}$ над дипирамидой $\{101\}$ (рис. 7, б). Третий тип кристаллов характеризуется преобладанием площадей граней тетрагональной призмы $\{100\}$ над гранями тетрагональной призмы $\{110\}$ и равным соотношением граней дипирамиды $\{101\}$ и $\{211\}$ (рис. 7, в). Нередко среди данных разновидностей встречаются зерна с удлинением по четвертной кристаллографической оси с плохо диагностируемыми вершинами. На диаграмме Дж. П. Пупина [20], показывающей зависимость морфологических особенностей цирконов от температуры и глиноземистости среды их образования, большая часть кристаллов относится к типу S_{1; 2; 7; 12–14; 17; 19; 20}. Подобное распределение характерно для цирконов, кристаллизующихся в высокоглиноземистых породах (габброидах, диоритах или гранодиоритах) на разных стадиях становления магматического очага при температурном режиме 300–850 °С. Отношение ZrO_2/HfO_2 , определенное в 26 кристаллах, колеблется в пределах 28–97, что предполагает их коровый генезис [12, 18].

Обсуждение результатов

Изучение состава пород сининской свиты позволяет считать, что источником её вещества явились образования, аналогичные развитым в Ляпинской, Бельско-Елец-

кой и, судя по обилию обломков силицитов, включая фганыты, Зилаиро-Лемвинской структурно-формационных зон современного севера Урала. Несортированность и плохая окатанность материала, косая слоистость, присутствие неустойчивых при экзогенных процессах минералов свидетельствуют об относительно недалёком переносе материала и подтверждают модель формирования изучаемых пород в русловых фациях в пределах широкой аллювиальной равнины, а также об отсутствии зрелых кор выветривания в областях размыта.

Индикаторные элементы-примеси в ильмените предполагают базитовый состав породы. Ассоциирующие с ильменитом эпидот и амфиболы являются пороодообразующими минералами метабазитов — эпидот-амфиболовых сланцев или эпидотсодержащих амфиболитов. О метаморфогенной природе изученного ильменита свидетельствуют описанные многофазные структуры распада гематит-ильменитового состава. На современном Полярном Урале такие структуры характерны для ильменита в рифейских ставролит-гранатовых метапелитах париквасьюрской свиты [4]. Анализ типоморфных свойств ассоциирующих с ильменитом эпидота, амфиболов, гранатов и циркона также позволяют говорить о преобразовании базитового источника в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. По нашему предположению, источником ильменита сининской свиты послужили метабазиты: эпидот-амфиболитовые сланцы или эпидотсодержащие амфиболиты. Подобные эпидот-амфиболитовые ильменитсодержащие сланцы известны в составе нижнедокембрийского неркаюского метаморфического комплекса Приполярного Урала [3]. Вывод о метаморфогенном генезисе ильменита представляется логичным, так как данный минерал в базитах развивается именно в таких фациальных (эпидот-амфиболитовых) условиях метамор-

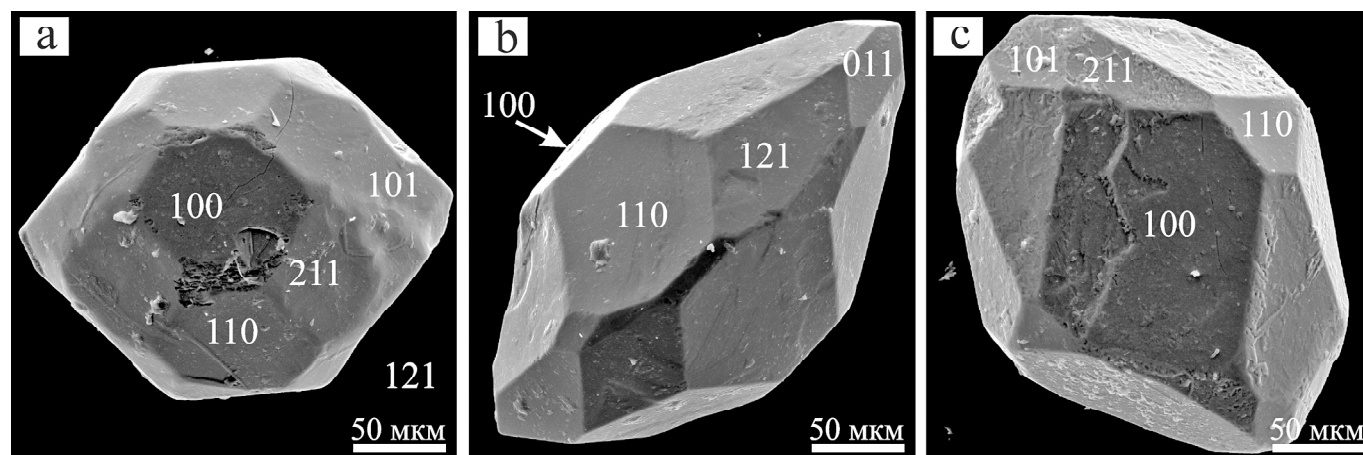


Рис. 7. Морфологические типы циркона:

а — комбинации одинаково представленных граней тетрагональных призм $\{110\}$ и $\{100\}$ и граней тетрагональной $\{101\}$ и дитетрагональной $\{211\}$ дипирамид; б — преобладание граней тетрагональной призмы $\{110\}$ над призмой $\{100\}$ и преобладание граней дитетрагональной дипирамиды $\{211\}$ над дипирамидой $\{101\}$; в — преобладание площадей граней тетрагональной призмы $\{100\}$ над гранями тетрагональной призмы $\{110\}$ и равное соотношение граней дипирамиды $\{101\}$ и $\{211\}$

Fig. 7. Morphological types of zircon:

а — combinations of identically represented faces of tetragonal prisms $\{110\}$ and $\{100\}$ and faces of tetragonal $\{101\}$ and ditetragonal $\{211\}$ dipyramids; б — the predominance of the faces of the tetragonal prism $\{110\}$ above the prism $\{100\}$ and the predominance of the faces of the dipetragonal dipyramid $\{211\}$ over the dipyramid $\{101\}$; в — the predominance of the areas of the faces of the tetragonal prism $\{100\}$ over the faces of the tetragonal prism $\{110\}$ and the equal ratio of the faces of the dipyramid $\{101\}$ and $\{211\}$



физма [8, 9, 10]. Известно, что при повышении Р-Т-параметров (амфиболитовая или гранулитовая фации) ильменит замещается рутилом.

Необходимо отметить, что выявленные в этом районе ильменитовые россыпепроявления существенно отличаются от известных промышленных ильменит-циркониевых россыпей. Для последних характерны существенно кварцевый состав пород, хорошая их сортированность и значительные доли рутила, лейкоксена и циркона. Их образование связывается с эрозией зрелых кор выветривания по метаморфизованным базитовым комплексам с последующими неоднократными циклами размыва и аккумуляции титановых минералов в водной среде и окончательным формированием в прибрежно-морских или дельтовых условиях [5]. В нашем случае высокие концентрации ильменита могли образоваться при размыве эпидот-амфиболитовых ильменитсодержащих сланцев, подобных развитым в неркаюском метаморфическом комплексе, и (или) обогащенного ильменитом промежуточно-го коллектора допермского возраста.

Заключение

В результате комплексного изучения ильменитового россыпепроявления, выявленного в среднетриасовых граувакковых песчаниках сынинской свиты на р. Кыдзьрасью, получены доказательства относительной близости источников сноса как вмещающих пород, так и самого ильменита. Исследования типоморфных свойств ильменита и ассоциирующих с ним эпидота, амфиболов, гранатов и циркона показали, что наиболее вероятными его первичными источниками являлись эпидот-амфиболовые сланцы или эпидотсодержащие амфиболиты, образованные по базитовому субстрату, современными гомологами которых являются ильменитсодержащие кристаллические сланцы, известные в составе неркаюского комплекса Приполярного Урала.

Таким образом, предполагаемое существование и близость источника ильменита позволяет говорить о том, что его высокое концентрирование в изученном объекте и в других триасовых россыпепроявлениях района в целом имеет не случайный, а скорее закономерный характер. Это является важным положительным фактором в прогнозе титаносодержимости триасовых пород восточной части Большесынинской впадины.

Авторы благодарят за консультации ведущего геолога ВСЕГЕИ В. А. Жаркова, сотрудников Института геологии Коми НЦ: д.г.-м.н В. И. Ракина, З. П. Двойникову, Н. Х. Хачатурян.

Литература

1. Борисенко Л. Ф., Ляпунов С. М. О распределении La, Ce, Sa, Ru, Tb, Yb и Lu в ильмените различных магматических формаций // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 2. С. 454—457.
2. Борисенко Л. Ф., Овчаренко В. К. О некоторых особенностях ильменита изверженных пород // ДАН СССР. 1979. Том 247. № 1. С. 185—187.
3. Голубева И. И., Козлов В. В. Амфиболиты неркаюского комплекса // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2008. № 5. С. 63—76.
4. Голубева И. И., Махлаев Л. В. Элементы-примеси в метаморфогенном ильмените // Минералогия Урала — 2011. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 27—32.

5. Гурвич С. И., Болотов А. М. Титано-циркониевые россыпи. М.: Недра, 1967. 187 с.

6. Ильина Н. В. Палиностратиграфия среднего триаса Тимано-Североуральского региона. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 230 с.

7. Ильина Н. В., Жарков В. А. Палинокомплекс сынинской свиты (средний триас) в бассейне р. Большая Сыня, Тимано-Североуральский регион // Актуальные проблемы современной палинологии: Материалы XIV Всероссийской палинологической конференции. М.: Географический факультет МГУ, 2017. С. 112—114.

8. Калюжный В. А. Геология новых россыпеобразующих метаморфических формаций. М.: Наука, 1982. 264 с.

9. Коробова Н. И. Ильменитсодержащие сланцы Таймыра // ДАН СССР. 1965. Т. 162. № 1. С. 15—20.

10. Кочетков О. С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и по-ва Канин. Л.: Наука, 1967. 119 с.

11. Леснов Ф. П. Редкоземельные элементы в ультрамафитах и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2. Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск: Гео, 2009. 109 с.

12. Ляхович В. В. В мире микроминералов. М., 1989. 160 с.

13. Макеев А. Б., Брянцианова Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.

14. Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. Ч. 2. С. 100—111.

15. Округин А. В. Значения типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпной платины восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 3—10.

16. Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды института геологических наук, Вып. 103. Серия рудных месторождений. № 13. 1949. 88 с.

17. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

18. Хабибулина Т. С. Типология и состав цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид. Якутск: Сахаполиграфиздат. 2003. 148 с.

19. Чалышев В. И. Варюхина Л. М. Биостратиграфия триаса Печорской области. М.: Наука, 1966. 150 с.

20. Pupin J. P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73, No 3. P. 207—220.

References

1. Borisenko L. F., Lyapunov S. M. *O raspredelenii La, Ce, Sa, Ru, Tb, Yb i Lu v il'menite razlichnykh magmaticheskikh formatsiy* (On the distribution of La, Ce, Sa, Ru, Tb, Yb, and Lu in ilmenite of various magmatic formations), Doklady Earth Sciences, 1980, V. 253, No 2, pp. 454—457.
2. Borisenko L. F., Ovcharenko V. K. *O nekotorykh osobennostyakh il'menita izverzhennykh porod* (On some features of ilmenite of igneous rocks). DAN USSR, 1979. Vol. 247, No. 1. pp. 185—187.
3. Golubeva I. I., and Kozlov V. V. *Amfibolity nerkausskogo kompleksa* (Amphibolites of the Nerka complex). Petrology and mineralogy of the North of the Urals and Timan. Syktyvkar, 2008, No 5, pp. 63—76.
4. Golubeva I. I., Makhlaev L. V. *Elementy-primesi v metamorfogennom il'menite* (Elements-impurities in metamorpho-



genic ilmenite). *Urals Mineralogy* — 2011. Ekaterinburg: UrO RAN, 2011. pp. 27—32

5. Gurvich S. I., Bolotov A. M. *Titano-tsirkoniyeverye rossyp (Titanium-zirconium placers)*. M.: Nedra, 1967, 187 p.

6. Ilyina N. V. *Palinostratigrafiya srednego triasa Timano-Severoural'skogo regiona (Palinostratigraphy of the Middle Triassic of the Timan-Severouralsk region)*. Ekaterinburg: UB RAS, 2001, 230 p.

7. Ilyina N. V., Zharkov V. A. *Palinokompleks syninskoy svity (sredniy trias) v basseynе r. Bol'shaya Synya, Timano-Severoural'skiy region (Palinocomplex of the Soninskaya Formation (Middle Triassic) in the basin of the river. Big Synya, Timan-Severouralsk region)*. Actual problems of modern palynology: Materials of the XIV All-Russian Palynological Conference. Moscow: Geographical Faculty of the Moscow State University, 2017. pp 112—114.

8. Kalyuzhny V. A. *Geologiya novykh rossypeobrazuyushchikh metamorficheskikh formatsiy (Geology of new placer-forming metamorphic formations)*. Moscow: Nauka, 1982, 264 p.

9. Korobova N. I. *Il'menitsoderzhashchiye slantsy Taymyra (Ilmenite containing shales of Taimyr)*. DAN USSR, 1965, V. 162, No. 1, pp. 15—20.

10. Kochetkov O. S. *Aktessornyye mineraly v drevnikh tolshchakh Timana i po-va Kanin. (Accessory minerals in the ancient strata of Timan and the Kanin) Islands*. Leninigrad: Nauka, 1967, 119 p.

11. Lesnov F. P. *Redkozemel'nyye elementy v ul'tramafitakh i mafitovykh porodakh i ikh mineralakh. Kn. 2 Vtorostepennyye i aktessornyye mineraly (Rare-earth elements in ultramafites and mafic rocks and their minerals. Book. 2 Secondary and accessory minerals)*. Novosibirsk. Academic edition of «Geo», 2009, 109 p.

12. Lyakhovich V. V. *V mire mikromineralov (In the world of microminerals)*. Moscow: 1989, 160 p.

13. Makeev A. B., Brianchaninova N. I. *Topomineralogiya ul'trabazitov Polyarnogo Urala (Toponyminology of ultrabasites of the Polar Urals)*. St. Petersburg: Nauka, 1999, 252 p.

14. *Obyasnitel'naya zapiska k unifikirovannym i korrelyatsionnym stratigraficheskim skhemam Urala (Explanatory note to the unified and correlational stratigraphic schemes of the Urals)* Sverdlovsk: UNSC of the USSR Academy of Sciences, 1980, Part 2. pp. 100—111.

15. Okrugin A. V. *Znacheniya tipomorfizma khromshpinelidov dlya prognozirovaniya korennykh istochnikov rossypnoy platiny vostochnoy chasti Sibirskoy platformy. (Values of typomorphism of chrome spinels for forecasting the native sources of platinum placers in the eastern part of the Siberian Platform)*. Domestic Geology, No. 5, 2005, pp. 3—10.

16. Pavlov N. V. *Khimicheskii sostav khromshpinelidov v svyazi s petrograficheskim sostavom porod ul'traosnovnykh intruzivov. (Chemical composition of chromspinelides in connection with the petrographic composition of rocks of ultrabasic intrusions)*. Proceedings of the Institute of Geological Sciences, V. 103, Series of ore deposits, No. 13, 1949, 88 p.

17. Puchkov V. N. *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nyye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogeni. (Geology of the Urals and the Urals (actual issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)*. Ufa: DesignPoligraph-Service, 2010, 280 p.

18. Khabibulina T. S. *Tipologiya i sostav tsirkonov granitoidov Verkhoyano-Kolymskikh mezozoid. (Typology and composition of zircons of granitoids of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoids)*. Yakutsk: Sakhapoligraizdat, 2003, 148 pp.

19. Chalyshev V. I., Varyukhina L. M. *Biostratigrafiya Triasa Pechorskoy oblas (Biostratigraphy of the Triassic of the Pechora Region)*. Moscow: Nauka, 1966. 150 p.

20. Pupin J. P. Zircon and granite petrology. *Contrib. Miner. and Petrol.* 1980, V. 73, No. 3, pp. 207—220.



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 549.6:552.16:552.4 + 552.321.6

DOI: 10.19110/2221-1381-2018-2-38-47

СОСТАВ ГРАНАТА КАК ОТРАЖЕНИЕ КОРОВОГО ГЕНЕЗИСА ПРОТОЛИТОВ УНР-ПЕРИДОТИТОВ КОМПЛЕКСА МАРУН-КЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. Ю. Селятицкий¹, К. В. Куликова²

¹Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, selya@igm.nsc.ru

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, fopolina1@yandex.ru

Мантийные и коровые УНР-перидотиты в коллизионных зонах несут принципиально разную петрогенетическую информацию: первые характеризуют состав и сложную РТ-эволюцию реститового мантийного вещества (альпинотипные перидотиты), вторые отражают многостадийные изменения при метаморфизме корового магматического протолита. Нами исследована специфика химизма гранатов из УНР-перидотитов комплекса Марун-Кеу на Полярном Урале в сравнении с гранатами из коровых и мантийных перидотитов УНР-коллизионных зон мира. Гранат в силу сложного химического состава является одним из основных минералов, отражающих особенности как валового состава, так и РТ-эволюции пород при метаморфизме. Наличие реликтовых участков плагиоклазсодержащих протолитов в телах гранатовых перидотитов комплекса Марун-Кеу прямо указывает на их коровое низкobarическое происхождение, а гранат из перидотитов Марун-Кеу по составу соотносится с гранатами коровых УНР-ультрамафитов коллизионных зон Казахстана, Норвегии и Китая. Термобарометрические сопоставления показали, что разница в составе пиковых гранатов из перидотитов двух генетических типов определяется не РТ-условиями их образования. Гранат коровых перидотитов, являясь метаморфическим минералом, отражает валовый состав магматических протолитов и может служить индикатором корового генезиса ультрамафитов в УНР-коллизионных зонах.

Ключевые слова: комплекс Марун-Кеу, Полярный Урал, гранат, коровые и мантийные перидотиты, УНР-метаморфизм.

GARNET AS INDICATOR OF THE PROTOLITH TYPE OF UHP-PERIDOTITES FROM MARUN-KEU COMPLEX (POLAR URALS, N. RUSSIA)

A. Yu. Selyatitskii¹, K. V. Kulikova²

¹VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk,

² Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar

Mantle and crustal peridotites contain principally different petrogenetic information. The former characterize composition and thermodynamic conditions of mantle restitic material emplaced into the crust, the latter reflect multistage metamorphic evolution of crustal magmatic protoliths. Chemical peculiarities of garnet from garnet peridotites of Marun-Keu UHP-complex from Polar Urals (N. Russia) in comparison with garnet from crustal and mantle peridotites of different collision zones were study. The relic areas of plagioclase-bearing protoliths in garnet peridotite bodies of Marun-Keu Complex are obvious evidence of their crustal low pressure origin. The composition of garnet from Marun-Keu UHP-ultramafics is similar to crustal UHP-peridotites of collision zones of N. Kazakhstan, W. Norway, N.-W. China and E. China. Thermobarometric comparison showed that PT-conditions are not the reason of chemical differences of peak garnets from two genetic types of peridotites. Multiple chemical composition of peak metamorphic garnets as a function of petrochemical composition of peridotites can be used as indicator of crustal/mantle genesis of ultramafics in UHP-collision zones.

Keywords: Marun-Keu Complex, Polar Urals, garnet, crustal and mantle peridotites, UHP-metamorphism.

Введение

Многие гранатовые перидотиты, проявленные на современном эрозивном срезе коллизионных зон сверхвысоких давлений (УНР), возникли путем внедрения в глубоко субдуцированную литосферную плиту тектонических фрагментов пластичных масс горных пород, представлявших собой в разной степени истощенный реститовый мантийный материал, сформировавшийся при образова-

нии и экстракции базальтовых выплавов, — мантийные (альпинотипные) перидотиты. Они имеют все геохимические признаки мантийных ультраосновных пород [5].

Некоторые коллизионные гранатовые УНР-перидотиты по геохимическим признакам кардинально отличаются от типичных мантийных пород пониженными содержаниями MgO, Cr, Ni и повышенными содержаниями



FeO, MnO, CaO, TiO₂, Al₂O₃, обогащены Zr, Y, Nb, PЗЭ [5]. Для них был предложен термин «коровые перидотиты» [10], поскольку их магматические протолиты были сформированы в земной коре еще до субдукции; затем, при субдукции в составе земной коры, они погрузились в мантию и испытали УНР-метаморфизм [11, 12, 29].

Очевидно, что мантийные и коровые перидотиты несут принципиально разную петрогенетическую информацию. Первые характеризуют состав и сложную РТ-эволюцию мантийного вещества, вторые отражают многостадийные изменения при метаморфизме корового ультрамафитового протолита. Распознавание этих пород дает ценные сведения о процессах НР-УНР-метаморфизма и природе их протолитов.

Поскольку минералы мантийных и «коровых» перидотитов одни и те же (оливин, пироксены, гранат, шпинель), а валовый состав двух типов пород существенно различается [5], для диагностики генетического типа коровых УНР-гранатовых перидотитов необходимо знать особенности состава слагающих их минералов. Микрозондовый анализ минералов на главные и некоторые редкие (напр., Cr и Ni) элементы является наиболее быстрым и

эффективным методом получения первичной геохимической информации. При изучении УНР-гранатовых перидотитов в коллизионных зонах аналитические данные по составам минералов могут помочь решить задачу о генезисе этих пород.

Данное исследование является логическим продолжением работы [7]. Гранат в силу сложного химического состава является одним из основных минералов, отражающих особенности как валового состава, так и РТ-эволюции пород при метаморфизме. Поэтому в настоящей статье исследуются химические особенности гранатов из УНР-перидотитов комплекса Марун-Кей на Полярном Урале в сравнении с гранатами из мантийных и коровых перидотитов УНР-коллизионных зон мира.

Геологическое строение комплекса

Эклогит-гнейсовый комплекс Марун-Кей (рис. 1) представляет собой тектонический блок ~ 14×70 км, вытянутый в субмеридиональном направлении и ограниченный тектоническими контактами от вулканогенно-осадочных образований [9]. В южной части комплекса в его состав входят пироповые и альмандиновые эклогиты [1, 9, 10], грана-

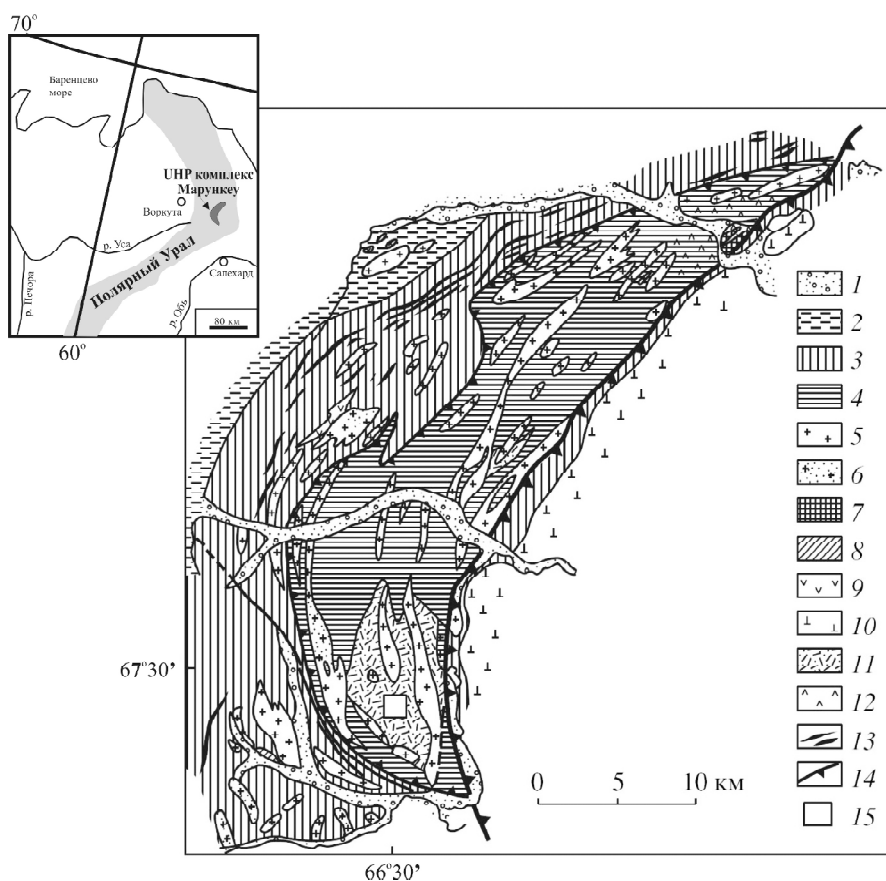


Рис. 1. Схема геологического строения комплекса Марун-Кей, по [9]:

1 — четвертичные отложения, 2 — палеозойские отложения, 3 — няровейская серия: конгломераты, сланцы с прослоями кварцитов, песчаников, мраморов и эффузивов, 4 — УНР-комплекс Марун-Кей: амфиболиты, гнейсы, гнейсограниты, эклогиты, гранатовые перидотиты, 5 — граниты, плагиограниты, гнейсограниты, 6 — гранитоиды с флюоритом, 7 — фельзит-порфиры, 8 — диориты, 9 — габбро, габбро-диабазы, диабазы, 10 — гипербазиты Сыум-Кей, 11 — районы распространения эклогитов, 12 — породы с глаукофаном, 13 — кварц-графитовые сланцы, 14 — зоны нарушений, 15 — район Слюдяной Горки

Fig. 1. Geologic scheme of Marun-Kei Complex after [9]:

1 — Quaternary sediments, 2 — Paleozoic sediments, 3 — Niaroveiskaya Suit: conglomerates, shists with interlayers of quartzite, sandstones, marbles and effusive rocks, 4 — Marun-Kei UHP-complex: amphibolites, gneiss, granite-gneiss, eclogites, garnet peridotites, 5 — granites, plagiogranite, granite-gneiss, 6 — fluorite-bearing granitoides, 7 — felsic porphyry, 8 — diorites, 9 — gabbro, microgabbro, dolerites, 10 — ultramafic rocks of the Syum-Kei Complex, 11 — eclogite predominating area, 12 — occurrence of glaucophane rocks, 13 — quartz-graphite schist, 14 — tectonic contact, 15 — Slyudyanyaya Gorka locality

товые перидотиты, гранатовые амфиболиты, плагиогнейсы и слюдяные сланцы, граниты, разнообразные по составу blastsмилониты и мигматиты. Пироповые эклогиты и гранатовые перидотиты находятся в ю.-в. части хребта Марун-Кей. Они образуют массивные блоки, окруженные зонами blastsмилонитов и находящиеся во вмещающей вулканогенно-осадочной толще, сложенной полосчатым чередованием кварц-полевошпатовых гнейсов, альмандиновых эклогитов и гранатовых амфиболитов. В телах гранатовых ультрамафитов сохранились реликтовые участки неметаморфизованных исходных магматических пород (плагиоперидотитов и меланотроктолитов).

Образцы гранатовых ультрамафитов отобраны с южного склона и юго-восточного подножия г. Рыжей и с южного склона г. Перидотитовой. Краткое петрографическое описание пород приведено в [6, 7].

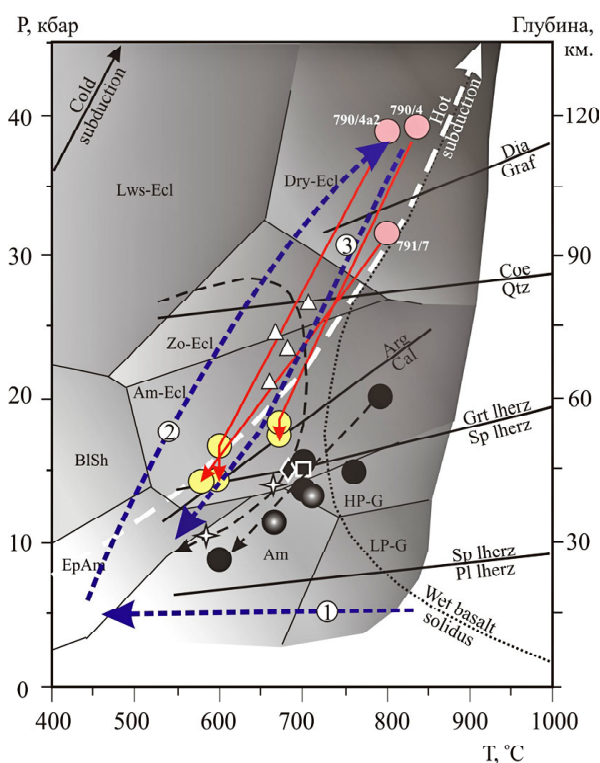


Рис. 2. Метаморфическая РТ-эволюция гранатовых ультрамафитов комплекса Марун-Кей, Полярный Урал, по данным [6]: Розовые и желтые кружки — гранатовые перидотиты [6]; черные кружки — эклогиты и blastsмилониты по ним, черные кружки с белым центром — клинопироксен-гранат-кварц-плагиоклазовые кристаллосланцы [2]; квадрат — эклогиты [22]; ромб — эклогитизированное габбро [19]; звездочки — эклогиты [20], треугольник — кианитовые эклогиты [3]. Ссылки на экспериментальные равновесия см. в работе [7]. Тонкие стрелки — РТ-тенды регрессивной эволюции: красные сплошные — гранатовых ультрамафитов (перидотитов и оливиновых вебстеритов) [6]; кривая черная пунктирная — эклогитов из РТ-области устойчивости коэсита [20]; прямая черная пунктирная — эклогитов [2]. Фигурные зеленые стрелки с цифрами в кружках показывают РТ-путь метаморфической эволюции гранатовых ультрамафитов Марун-Кей и их протолитов: 1 — остывание интрузива в земной коре после внедрения (магматические плагиоклазодержащие протолиты гранатовых ультрамафитов), 2 — предположительный РТ-путь прогрессивного метаморфизма протолитов, 3 — регрессивный РТ-путь метаморфизованных магматических протолитов (гранатовых ультрамафитов)

Fig. 2. PT-estimates of metamorphism of garnet peridotites of Marun-Keu Complex, Polar Urals, after [6]:

Pink and yellow rings — garnet peridotites [Селятицкий, Куликова-дан]; black rings — eclogites and eclogitic blastsмилонитов, black rings with white center — Cpx-Grt-Qtz-Pl shales [2]; square — eclogites [22]; alabato — eclogitised gabbro [19]; stars — eclogites [20]; triangles — Ky eclogites [3]. References to experimental curves and metamorphic facies see in [7]. Red arrows — regressive PT-trends for three samples of Marun-Keu ultramafics; black dotted curved arrow — regressive trend of eclogites from PT-stability field of coesite [20]; black dotted straight arrow — regressive P-T trend of eclogites, eclogitic blastsмилонитов and Cpx-Grt-Qtz-Pl shales [2]. Bold dark blue dotted arrows with numbers in rings PT-trend of metamorphic evolution of Marun-Keu garnet ultramafics and their protoliths: 1 — cooling of Marun-Keu ultramafic intrusive protoliths after intrusion into Earth's crust; 2 — conjectural PT-trend of progressive metamorphism of Marun-Keu protoliths into garnet peridotites during subduction; 3 — combined regressive PT-trend for Marun-Keu garnet peridotites

UHP-метаморфизм

Метаморфизмом сверхвысоких давлений (Ultrahigh pressure metamorphism) называют метаморфические процессы в мантии, протекающие в поле стабильности коэсита и/или алмаза при давлении ≥ 27 –28 кбар [13]. Гранатовые перидотиты являются широко распространенным компонентом многих коллизионных зон, где проявлен UHP-метаморфизм. Образование граната в перидотитах указывает на минимальное давление 14–18 кбар.

По последним данным, марункеуская структура представляет собой UHP-террейн — данные минеральной геотермобарометрии гранатовых ультрамафитов (гранатовых перидотитов и гранат-оливиновых вебстеритов) блока Марун-Кей свидетельствуют о том, что эти породы испытали метаморфизм при сверхвысоких давлениях [6]: РТ-параметры пика метаморфизма достигали 39 кбар, 830 °С (область устойчивости алмаза). РТ-параметры регрессивного этапа варьируют от 18.5 кбар 670 °С до 14 кбар 575 °С (рис. 2). На этом же рисунке отражены РТ-оценки пика метаморфизма эклогитов по данным разных авторов; они сопоставляются с регрессивным этапом гранатовых перидотитов. Количественные РТ-оценки UHP-метаморфизма эклогитов пока отсутствуют, что, на наш взгляд, объясняется сильными регрессивными преобразованиями эклогитов и плохой сохранностью минеральных реликтов UHP-этапа. Подробнее этот вопрос рассмотрен нами ранее [7]. Отметим, что в эклогитах комплекса обнаружены косвенные признаки UHP-метаморфизма в поле коэситовой субфации — включения поликристаллического кварца в гранате, окруженные радиальными трещинами и интерпретируемые как псевдоморфозы кварца по коэситу [20].

Химическая зональность граната

В ультрамафитах комплекса Марун-Кей установлено четыре генерации граната, что позволило выделить в их метаморфической эволюции прогрессивный этап (Grt-1), пик метаморфизма (Grt-2) и две стадии регрессивного этапа (Grt-3 и Grt-4) [7]. Химическая неоднородность порфиобластов граната (рис. 3, 4) обусловлена несколькими причинами: 1) зональностью кристаллов по направлению «центр — край» (Grt-1 → Grt-2, либо Grt-2 → Grt-3);

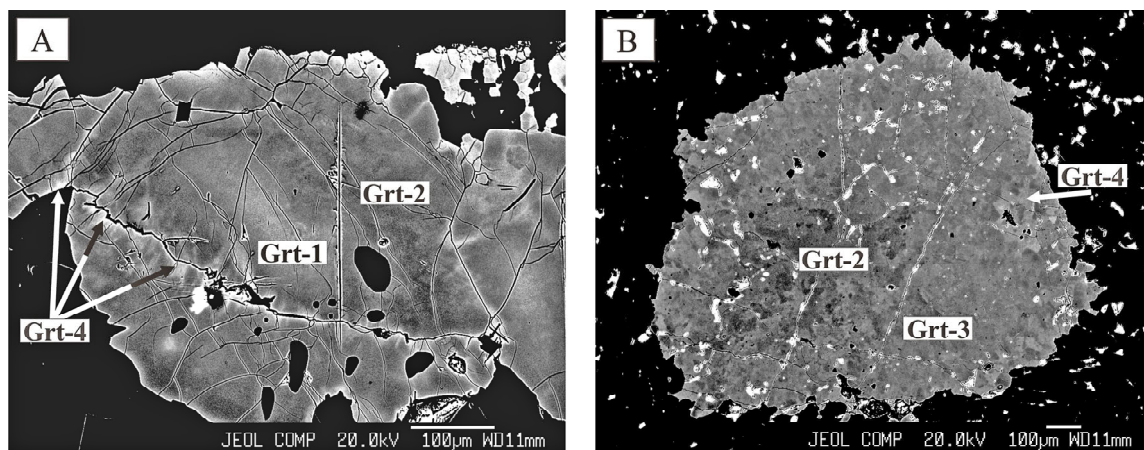


Рис. 3. BSE-изображения кристаллов граната из перидотитов Марун-Кей:

А — гранат с прогрессивной зональностью Grt-1 → Grt-2 и развитием Grt-4 по трещинам; В — гранат с регрессивной зональностью Grt-2 → Grt-3 и образованием самого позднего, блочного, Grt-4 по Grt-3 [6, 7]

Fig. 3. BSE-images of garnet crystals from Marun-Keu peridotites:

A — garnet crystal with progressive zonality Grt-1 → Grt-2 and development Grt-4 along cracks; B — garnet crystal with regressive zonality Grt-2 → Grt-3 and development domains of Grt-4 after Grt-3 [6, 7]

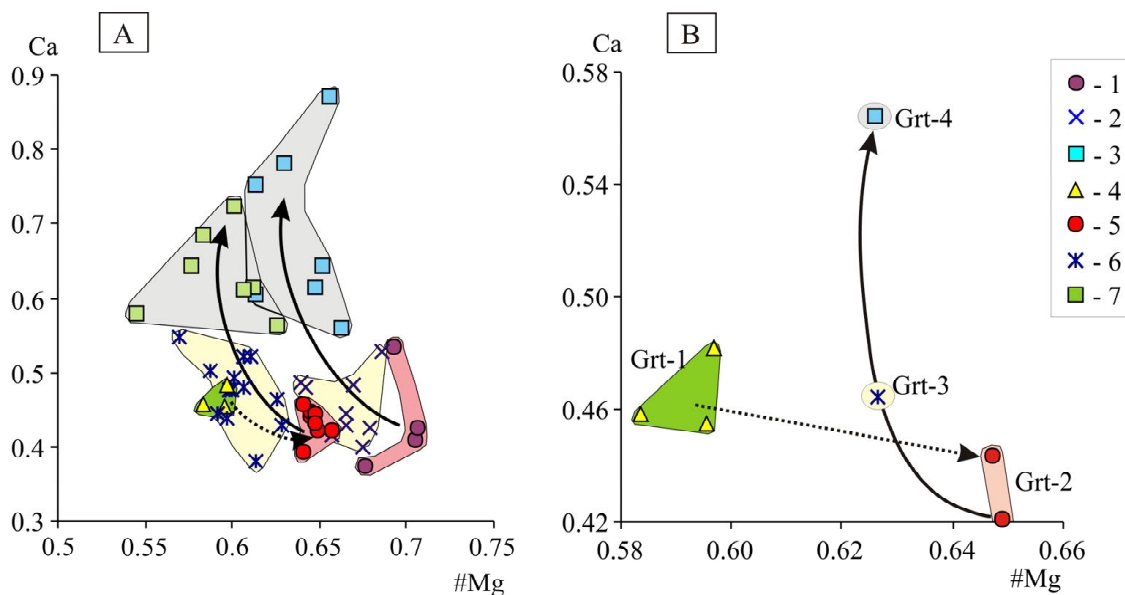


Рис. 4. Эволюция химического состава граната при метаморфизме ультрамафитов террейна Марун-Кей:

А — две группы образцов, выделенные по соотношению Fe и Mg (пояснения в тексте, подробнее в [7]); В — химическая эволюция граната из обр. 790/4. Точечной стрелкой показана прогрессивная эволюция состава граната, сплошными стрелками — регрессивная. Зелёное поле — ядра кристаллов с прогрессивной зональностью (прогрессивный Grt-1); розовое поле — внешние и краевые части порфировластов с прогрессивной зональностью и ядра порфировластов с регрессивной зональностью (пиковый Grt-2); жёлтое поле — край порфировластов с регрессивной зональностью и матрикс (регрессивный Grt-3); серое поле — отдельные домены и облаковидные пятна, ореолы вокруг трещин и тонкие каймы по краю порфировластов с регрессивной зональностью (регрессивный Grt-4). 1—3 — гранат из образцов группы I: 1 — Grt-2, 2 — Grt-3, 3 — Grt-4; 4—7 — гранат из образцов группы II: 4 — Grt-2, 5 — Grt-2, 6 — Grt-3, 7 — Grt-4

Fig. 4. Chemical evolution of garnet during metamorphism of Marun-Keu ultramafics:

A — two groups of specimens, depending from Fe and Mg proportion in garnet (explanation is in text, more details in [7]), B — garnet from specimen 790/4. Dotted and solid arrows — progressive and regressive evolution of garnet, respectively. Green field — cores of garnet porphyroblasts with progressive zonation (progressive Grt-1); pink field — outer parts and rims of garnet porphyroblasts with progressive zonation (peak Grt-2); yellow field — rims of garnet porphyroblasts with regressive zonality (regressive Grt-3); gray field — aureoles along cracks, thin unclosed rims, domains and cloudy maculas in garnet porphyroblasts with regressive zonality (regressive Grt-4). 1—3 — group I specimens: 1 — Grt-2, 2 — Grt-3, 3 — Grt-4; 4—7 — group II specimens: 4 — Grt-2, 5 — Grt-2, 6 — Grt-3, 7 — Grt-4



Таблица 1. Используемая база данных по составам гранатов из коровых и мантийных перидотитов УНР-коллизийных зон

Table 1. Database with garnet composition from crustal and mantle peridotites of UHP-collision zones

Коровые перидотиты / Crustal peridotites (46)	Мантийные перидотиты / Mantle peridotites (70)
<i>Россия, Полярный Урал: террейн Марун-Кей</i> [наши данные] / <i>Marun-Keu terrain, Polar Urals</i> (our data) (12)	<i>Норвегия: Западный гнейсовый регион</i> / <i>Western gneiss region, Norway</i> [12, 25] (10)
<i>Казахстан: Кокчетавский массив</i> / <i>Kokchetav massif, Kazakhstan</i> [8] (10)	<i>Китай: террейн Сулу</i> / <i>Sulu terrain, China</i> [21, 27–30] (38)
<i>Норвегия: Западный гнейсовый регион</i> / <i>Western gneiss region, Norway</i> [12] (11)	<i>Индонезия: о-в Сулавеси</i> / <i>Sulawesi island, Indonesia</i> [17, 18] (13)
<i>В. Китай: террейн Даби</i> / <i>Dabi terrain, E China</i> [29] (5)	<i>Европа / Europe:</i> – Бланский массив, Чехия / <i>Blansko massif, Czech</i> [23] – Западные Альпы / <i>Western Alps</i> [14, 15] – Центральные Альпы / <i>Central Alps</i> [24] (9)
<i>С.-З. Китай: террейн Алтын-Таг</i> [26] <i>Altyn-Tag terrain, NW China</i> (8)	

Примечание. В скобках — количество анализов граната; для марункеуских ультрамафитов указано количество анализов пикового граната.

Note. Data in brackets — number of analysis of garnet.

Таблица 2. Состав пикового граната (Grt-2) из ультрамафитов Марун-Кей в сравнении с составом гранатов из коровых и мантийных перидотитов УНР-коллизийных зон мира

Table 2. Chemical composition of peak garnet from Marun-Keu ultramafics compared with garnet composition from crustal and mantle peridotites of UHP-collisional belts

FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	#Mg
Коровые гранатовые УНР-перидотиты / Crustal garnet UHP-peridotites					
<i>Террейн Марун-Кей, Полярный Урал / Marun-Keu terrain, Polar Urals</i>					
14.35 (12.6–15.6)	0.53 (0.33–0.96)	15.85 (14.8–17.6)	5.52 (4.75–6.84)	0.11 (0.00–0.43)	0.66 (0.64–0.71)
<i>Кокчетавский массив. С. Казахстан / Kokchetav massif. N Kazakhstan</i>					
14.28 (13.2–15.3)	0.24 (0.15–0.30)	16.20 (14.5–18.2)	4.99 (3.73–5.95)	0.01 (0.00–0.04)	0.67 (0.63–0.71)
<i>Западный гнейсовый регион. Норвегия / Western gneiss region. Norway</i>					
19.81 (15.6–23.6)	0.68 (0.50–0.90)	12.86 (10.1–15.3)	4.61 (4.10–5.12)	0.01 (0.00–0.03)	0.54 (0.43–0.64)
<i>Террейн Даби-Сулу. В. Китай / Dabi-Sulu terrain. E China</i>					
18.44 (17.3–21.4)	0.65 (0.55–0.76)	14.18 (12.3–15.0)	3.07 (2.67–3.28)	0.92 (0.32–1.33)	0.58 (0.51–0.61)
<i>Террейн Алтын-Таг. С.-З. Китай / Altyn-Tag terrain. NW China</i>					
15.72 (13.7–18.9)	0.28 (0.05–0.52)	13.78 (11.8–15.9)	6.30 (5.52–7.3)	0.25 (0.01–1.25)	0.61 (0.53–0.67)
Мантийные гранатовые УНР-перидотиты / Mantle garnet UHP-peridotites					
9.32 (5.6–11.6)	0.46 (0.01–0.87)	19.67 (17.8–22.92)	4.71 (3.51–6.40)	2.16 (0.56–4.84)	0.79 (0.74–0.88)

Примечание. Значения рассчитаны с использованием данных из табл. 1. Содержания оксидов в мас. %. Цифра над скобками — среднее значение, в скобках — минимум и максимум. #Mg = Mg/(Mg+Fe) — магнезиальность.

Note. Statistical results based on data from tab.1 Oxides in weight %. Data above brackets is average value, in brackets are minimum and maximum value. #Mg = Mg/(Mg+Fe).



2) блочностью/пятнистостью (наличием химически контрастных доменов внутри кристалла); 3) изменением состава граната вдоль трещин. При этом блочность и изменения вдоль трещин связаны с образованием Grt-4.

Прогрессивная зональность граната (Grt-1 → Grt-2, рис. 3, а; 4) выражается в снижении (от центра к краю) содержания MnO, FeO, CaO и возрастании MgO и магнезиальности $\#Mg = (Mg+Fe)/Mg$. Порфириобласты с такой зональностью обнаружены только в одном образце (обр. 790/4). Регрессивная зональность (Grt-2 → Grt-3 → Grt-4, рис. 3, б; 4) проявлена во всех образцах перидотитов и выражается в снижении содержания MgO и $\#Mg$ и возрастании MnO, FeO, CaO.

По соотношению MgO и FeO между Grt-2, Grt-3 и Grt-4 образцы ультрамафитов объединены в две группы (рис. 4):

I группа — образцы с наиболее магнезиальным гранатом трёх генераций:

Grt-2: $MgO \gg FeO$ ($\#Mg = 0.68–0.71$), $CaO = 4.75–6.84$ мас. %, Grt-3: $MgO > FeO$ ($\#Mg = 0.64–0.69$), $CaO = 5.12–6.75$ мас. %, Grt-4: $MgO \approx FeO$ ($\#Mg = 0.61–0.66$), $CaO = 7.16–11.04$ мас. %.

II группа с гранатом менее магнезиальным:

Grt-2: $FeO \approx MgO$ ($\#Mg = 0.64–0.66$), $CaO = 4.98–5.82$ мас. %, Grt-3: $FeO > MgO$ ($\#Mg = 0.57–0.61$), $CaO = 4.69–6.54$ мас. %, Grt-4: $FeO \gg MgO$ ($\#Mg = 0.55–0.63$), $CaO = 7.17–9.11$ мас. %.

Несмотря на некоторые различия в содержании главных компонентов, гранаты двух групп имеют подобные тренды в изменении химического состава с изменением термодинамических условий (рис. 4, а). Более подробное описание зональности приведено в работе [7], количественный анализ гранатов из некоторых образцов представлен ранее [6].

Химическая специфика гранатов из ультрамафитов Марун-Кей в сравнении с гранатами из коровых и мантийных УНР-перидотитов коллизионных зон мира

Литературные аналитические данные, использованные для сравнения с данными по гранатам из перидотитов Марун-Кей, представлены в табл. 1. Генетический тип коровых перидотитов представлен гранатовыми ультрамафитами Кокчетавского массива (С. Казахстан), террейна Даби (В. Китай), террейна Алтын-Таг (С.-З. Китай) и Западного гнейсового региона (Норвегия). Они сравнивались с представителями мантийных гранатовых перидотитов из террейна Сулу (В. Китай), Западного гнейсового региона (Норвегия), перидотитовых комплексов Центральных и Западных Альп, Бланского массива (Чехия) и острова Сулавеси (Индонезия).

Статистические данные по составу гранатов коровых и мантийных перидотитов представлены в табл. 2. Гранаты коровых перидотитов характеризуются пониженным $\#Mg$ и низким содержанием Cr_2O_3 в сравнении с гранатами из мантийных УНР-перидотитов. По соотношению Fe и Mg они образуют самостоятельные неперекрывающиеся интервалы: $\#Mg$ «коровых» гранатов изменяется в интервале 0.43–0.71 ($X_{cp} = 0.63$), мантийных — 0.74–0.88 ($X_{cp} = 0.79$). Содержание Cr_2O_3 в «коровых» гранатах — 0.00–1.33 мас. % ($X_{cp} = 0.12$ мас. %), в мантийных — 0.56–4.84 мас. % ($X_{cp} = 2.16$ мас. %). Содержание Cr_2O_3 в гранатах из коровых перидотитов террейна Даби существенно выше, чем в гранатах из коровых перидотитов Кокчетавы, Норвегии, террейна Алтын-Таг, и частично перекрывается с составами гранатов мантийных перидотитов. Если

кокчетавские и норвежские «коровые» гранаты практически лишены Cr_2O_3 , то в «коровых» гранатах Китая из террейна Даби содержание Cr_2O_3 составляет 0.32–1.33 мас. %. В китайских «коровых» гранатах из террейна Алтын-Таг содержание Cr_2O_3 составляет 0.01–0.17 мас. % (одно значение 1.25 мас. %).

На бинарных диаграммах Mg–Fe и $\#Mg$ – Cr_2O_3 (рис. 5, а, б) показан состав пикового граната (Grt-2) из ультрамафитов Марун-Кей в сравнении с мантийными и коровыми перидотитами; на тройной диаграмме Mg–Fe–Ca (рис. 6) вынесены составы всех четырех генераций граната. По содержанию Mg, Fe и Cr гранаты из марункеуских ультрамафитов отличаются от гранатов из мантийных УНР-перидотитов: они менее магнезиальны, содержат меньшее количество Cr и расположены в поле гранатов из коровых перидотитов. $\#Mg$ пикового Grt-2 в перидотитах Марун-Кей варьирует в интервале 0.60–0.71, содержание Cr_2O_3 — от 0.00 до 0.20, редко до 0.44 мас. %. По значению $\#Mg$ марункеусские гранаты практически полностью перекрываются с гранатами из коровых ультрамафитов Кокчетавского массива, а по концентрации Cr_2O_3 — с гранатами из коровых ультрамафитов террейна Алтын-Таг.

Обсуждение

Наличие в гранатовых перидотитах реликтового плагиоклаза прямо указывает на начальное (досубдукционное) давление ниже 7–8 кбар, т. е. становление магматических протолитов происходило именно в коровых условиях — в верхней коре на глубинах свыше 21–24 км. На рис. 2 показан РТ-тренд метаморфической (прогрессивной и регрессивной) эволюции перидотитов комплекса: пунктирными стрелками показан предполагаемый РТ-путь от момента становления интрузива в земной коре (субизобарическое остывание интрузива — стрелка с цифрой 1) до начала погружения при субдукции (прогрессивный метаморфизм с повышением Р и Т — стрелка с цифрой 2). Подобная РТ-эволюция установлена для коровых протолитов гранатовых перидотитов Биксинг и Маобей в террейне Даби (В. Китай) [29 и ссылки в ней].

Коровые перидотиты сходны с мантийными по количественно-минералогическому составу, однако заметно отличаются от них химическим составом минералов [8], например составом граната (рис. 5, 6). На рис. 7 показаны РТ-условия пика УНР-метаморфизма для коровых и мантийных гранатовых перидотитов из различных коллизионных зон земного шара (по данным из табл. 1). Почти все оценки максимальных Р и Т для коровых и мантийных гранатовых перидотитов находятся в поле устойчивости коэсита или алмаза и практически полностью перекрываются, за исключением РТ-данных по гранатовым перидотитам Сулавеси, образовавшимся при значительно более высоких температурах. Близкие РТ-параметры указывают на то, что разница в химизме «коровых» и «мантийных» гранатов обусловлена не термодинамическими условиями, а скорее спецификой петрохимического состава перидотитов разных генетических типов. Существенные отличия петрохимического состава марункеуских ультрамафитов от мантийных и сходство с петрохимией коровых перидотитов приведены в работе [6].

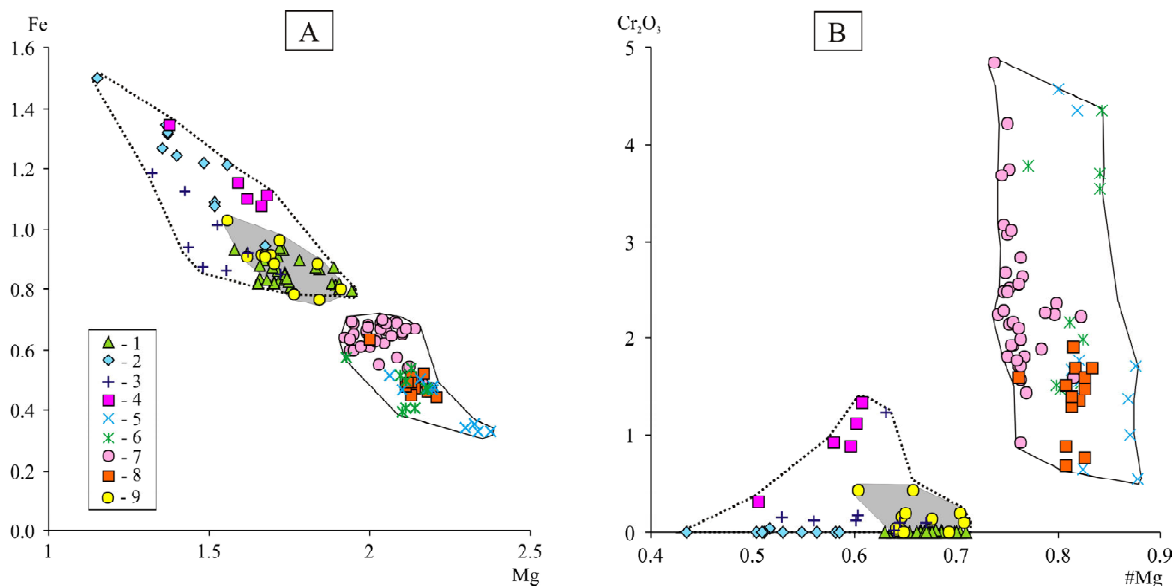


Рис. 5. Сравнение состава гранатов из перидотитов Марун-Кеу с гранатами из мантийных и коровых UHP-перидотитов коллизионных зон мира: 1—4 — коровые перидотиты: 1 — Кокчетавский массив, С. Казахстан, 2 — гнейсовый регион, 3. Норвегия, 3 — террейн Алтын-Таг, С.-З. Китай, 4 — террейн Даби, В. Китай; 5—8 — мантийные перидотиты: 5 — гнейсовый регион, 3. Норвегия, 6 — перидотиты Европы (Бланский массив и комплекс Альпе Арами), 7 — террейн Сулу, В. Китай, 8 — о-в Сулавеси, Индонезия; 9 — гранатовые перидотиты Марун-Кеу. Серым полем выделена область гранатов из перидотитов комплекса Марун-Кеу, точечной и сплошной линиями — поля составов граната соответственно из коровых и мантийных перидотитов. Ссылки на источники см. в табл. 1. Содержание Cr_2O_3 — в мас. %; Fe и Mg — в формульных коэффициентах

Fig. 5. Comparison of garnet composition from Marun-Keu peridotites with garnet from mantle and crustal HP-UHP-peridotites from other collision zones: 1—4 — crustal peridotites: 1 — Kokchetav Massif, N. Kazakhstan, 2 — Gneiss Region, W. Norway, 3 — Altyn Tagh terrane, NW China, 4 — Dabie-Sulu terrane, E. China; 5—8 — mantle peridotites: 5 — Gneiss Region, W. Norway, 6 — Europe (Blansky Massif and Complex Alpe Arame), 7 — Dabie-Sulu terrane, E. China, 8 — Sulawesi Island, Indonesia; 9 — peridotites of Marun-Keu Complex. Grey field — fields of garnets from Marun-Keu peridotites; dotted and solid contours — fields of garnets from crustal and mantle peridotites. Data for composition of garnet from crustal and mantle peridotites from Tab. 1. Cr_2O_3 concentration in wt. %; Fe and Mg — in formula coefficients

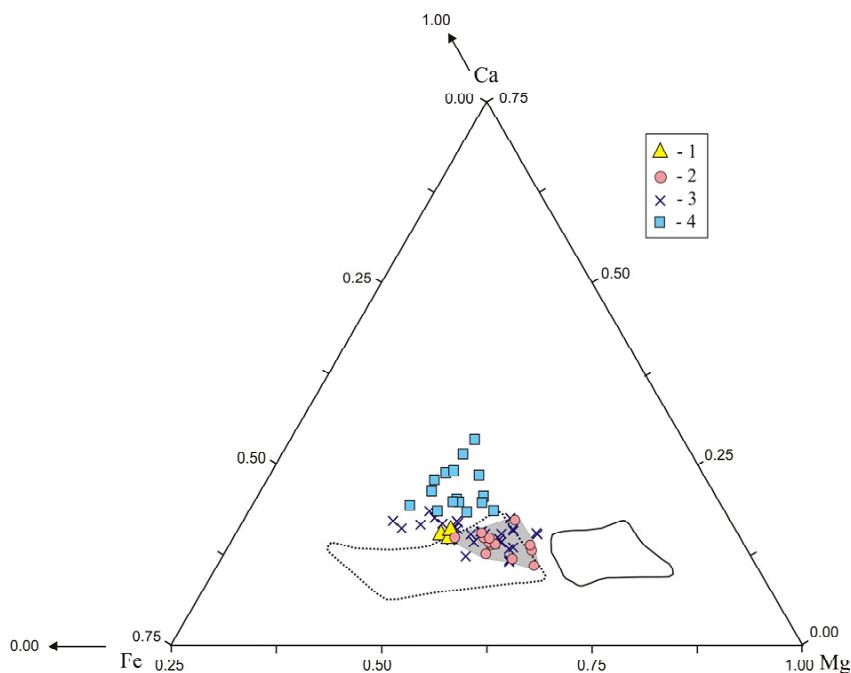


Рис. 6. Тройная диаграмма Mg—Fe—Ca для гранатов из перидотитов Марун-Кеу: 1—4 — гранат из перидотитов Марун-Кеу, соответственно Grt-1, Grt-2, Grt-3, Grt-4. Точечной и сплошной линиями показаны поля составов граната из коровых и мантийных перидотитов соответственно. Ссылки на источники см. в табл. 1

Fig. 6. Mg-Fe-Ca diagram for garnet from Marun-Keu peridotites: 1—4 - Grt-1, Grt-2, Grt-3, Grt-4 respectively. Dotted and solid contours — composition fields of garnet from crustal and mantle peridotites, after Tab. 1

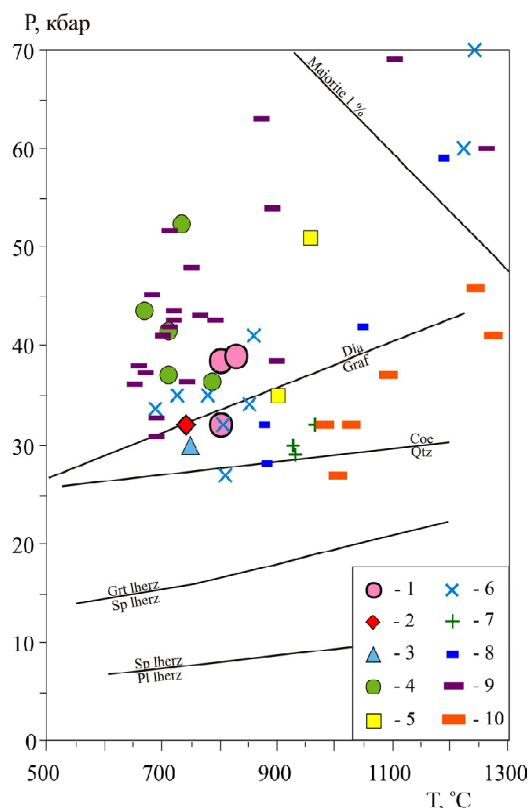


Рис. 7. РТ-параметры пика метаморфизма коровых и мантийных УНР-гранатовых перидотитов из коллизионных зон мира: 1–5 — коровые перидотиты: 1 — комплекс Марун-Кей, Полярный Урал, Россия; 2 — Кокчетавский массив, С. Казахстан; 3 — западный гнейсовый регион, Норвегия; 4 — террейн Даби, В. Китай; 5 — террейн Алтын-Таг, С.-З. Китай; 6–10 — мантийные перидотиты: 6 — западный гнейсовый регион, Норвегия; 7 — Бланский массив, Чехия; 8 — комплекс Альпе Арами, З. Альпы, Италия; 9 — террейн Сулу, В. Китай; 10 — о-в Сулавеси, Индонезия. Ссылки на источники см. в табл. 1. Линии минеральных равновесий см. на рис. 2. РТ-линия первого появления граната с 1 % мейджоритового минала по данным [16]

Fig. 7. Peak metamorphic P-T parameters of crustal and mantle UHP-peridotites from different collision zones: 1–5 — crustal peridotites: 1 — Marun-Keu Complex, Polar Urals; 2 — Kokchetav Massif, N. Kazakhstan; 3 — Western Gneiss Region, Norway; 4 — Dabie terrane, E. China; 5 — Altyn Tagh terrane, N.-W. China; 6–10 — mantle peridotites: 6 — Western Gneiss Region, Norway; 7 — Blansky Massif, Czech Republic; 8 — Alpe Arami Complex, W. Alps, Italy; 9 — Sulu terrane, E. China; 10 — Sulawesi Island, Indonesia. Data are from Tab. 1. Lines of mineral equilibrium see Fig. 2. Line with 1 % of majorite in garnet is after [16]

Заключение

Геологические наблюдения, а именно наличие реликтовых участков низкобарических плагиоклазосодержащих протолитов в гранатовых перидотитах, прямо указывают на их изначально коровое происхождение. Гранат из ультрамафитов Марун-Кей по составу сопоставляется с гранатами коровых УНР-ультрамафитов коллизионных зон Казахстана, Норвегии и Китая. Термобарометрические сопоставления условий образования перидотитов (рис. 7) показывают, что разница в составе пиковых гранатов из перидотитов двух генетических типов определяется не РТ-условиями их образования. Таким образом, гранат коровых перидотитов, являясь метаморфическим минералом, отражает валовый состав магматических протолитов и может служить индикатором корового генезиса ультрамафитов в УНР-коллизионных зонах.

Геологические данные и результаты сопоставлений химического состава граната позволили отнести гранатые ультрамафиты Марун-Кей к генетическому типу коровых перидотитов. Их досубдукционными предшественниками являются плагиоперидотиты и меланотроктолиты, сохранившиеся при УНР-метаморфизме в виде реликтовых участков в телах гранатовых перидотитов.

Авторы благодарят анонимных рецензентов за критические замечания, позволившие существенно улучшить статью.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № 0330-2016-0004) и программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-57.

Литература

1. Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.

2. Куликова К. В., Варламов Д. А. Эклогит-гнейсовый комплекс хребта Марун-Кей // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2014. Вып. 12. С. 177–179.

3. Куренков С. А., Симонов В. А., Шацкий В. С., Скляр Е. В., Ступаков С. И., Тикунов Ю. В. Очерки по региональной тектонике // Труды геол. ин-та. Вып. 561. Т. 2.: Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. М.: Наука, 2005. С. 130–157.

4. Ревердатто В. В., Селятицкий А. Ю. Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 564–591.

5. Ревердатто В. В., Селятицкий А. Ю., Карсвелл Д. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких/сверхвысоких давлений // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 99–119.

6. Селятицкий А. Ю., Куликова К. В. Первые данные о проявлении УНР-метаморфизма на Полярном Урале // Доклады РАН. 2017. Т. 476. № 6. С. 681–684.

7. Селятицкий А. Ю., Куликова К. В. Эволюция химического состава граната при метаморфизме перидотитов УНР-комплекса Марун-Кей, Полярный Урал // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 8. С. 36–43.

8. Селятицкий А. Ю., Ревердатто В. В. Сравнение составов клинопироксенов, гранатов и шпинелей из мантийных и «коровых» перидотитов коллизионных зон высоких/сверхвысоких давлений // Доклады РАН. 2011. Т. 441. № 5. С. 674–681.

9. Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 191 с.



10. Уляшева Н. С., Ронкин Ю. Л. Химический состав и геодинамические обстановки формирования протолитов амфиболитов и альмандиновых эклогитов марункеуского комплекса (Полярный Урал) // Изв. Коми НЦ УрО РАН. 2014. Вып. 1(17). 71–79.
11. Brueckner H. K., Medaris L. G. A general model for the intrusion and evolution of «mantle» garnet peridotites in high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic terranes // J. Metam. Geol. 2000. V. 18. P. 123–133.
12. Carswell D. A., Harvey M. A., Al-Samman A. The Petrogenesis of constraining Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway // Bull. Mineral. 1983. V. 106. P. 727–750.
13. Coleman R. G., Wang X. Overview of the geology and tectonics of UHPM / In: Coleman, R. G., Wang, X. (Eds.), Ultrahigh pressure metamorphism. Cambridge University Press, Cambridge, 1995, p. 1–32.
14. Ernst W. G. Petrochemical study of Iherzolitic rocks from the Western Alps // J. Petrology. 1978. V. 19. P. 341–392.
15. Ernst W. G., Piccardo G. B. Petrogenesis of some Ligurian peridotites: I. Mineral and bulk-rock chemistry // Geoch. Cosm. Acta. 1979. V. 43. P. 219–327.
16. Gasparik T. Phase Diagrams for Geoscientists — An Atlas of the Earths Interior. Springer, Berlin. 2003. 467 p.
17. Helmers H., Maaskant P., Hartel T. H. D. Garnet peridotite and associated high-grade rocks from Sulawesi, Indonesia // Lithos. 1990. V. 25. P. 171–188.
18. Kadarusman A., Parkinson C. D. Petrology and PT-evolution of garnet peridotites from central Sulawesi, Indonesia // J. Metam. Geol. 2000. V. 18. P. 193–209.
19. Larikova T. L., Zarsky G. P. Experimental modelling of corona textures // J. Metam. Geol. 2009. V. 27. P. 139–151.
20. Lopez-Carmona A., Tishin P. A., Chernyshov A. I. et al. // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы VIII Всероссийской петрографической конференции. Вып. 8. Томск: ТГУ. 2016. С. 26–30.
21. Malaspina N., Poli S., Fumagalli P. The oxidation state of metasomatized mantle wedge: insights from C-O-H-bearing garnet peridotite // Jour. Petrol. 2009. V. 50. Is. 8. P. 1533–1552.
22. Molina J. F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A. The eclogites of the Marun-Keu Complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during high P metamorphism // Lithos. 2002. V. 61. P. 55–78.
23. Naemura K., Hirajima T., Svojtka M. The pressure-temperature path and the origin of phlogopite in spinel-garnet peridotites from the Blansky les massif of the Moldanubian zone, Czech Republic // J. Petrology. 2009. V. 50. P. 1795–1827.
24. Paquin J., Altherr R. New constraints on the P-T evolution of the Alpe Arami garnet peridotite body (Central Alps, Switzerland) // J. Petrol. 2001. V. 42. N. 6. P. 1119–1140.
25. Van Roermund H. L. M., Drury M. R., Barnhoorn A., de Ronde A. A. Super-silicic garnet microstructures from an orogenic garnet peridotite, evidence for an ultra-deep (>6 GPa) origin // J. Metam. Geol. 2000. V. 18. P. 135–147.
26. Wang C., Liu L., Chen D. L., Cao Y. T. Petrology, geochemistry, geochronology and metamorphic evolution of garnet peridotites from South Altyn UHP terrane, NW China: Records related to crustal slab subduction and exhumation history. Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 years after the discovery of coesite and diamond (Eds. Dobrzynetsky L., Faryad S.W., Wallis S., Cuthbert S.). Amsterdam: Elsevier, 2011. 541–577.
27. Ye K., Song Y. R., Chen Y., Xu H. J., Liu J. B., Sun M. Multistage metamorphism of orogenic garnet-lherzolite from Zhimaifang, Sulu UHP terrane, E. China: Implications for mantle wedge convection during progressive oceanic and continental subduction // Lithos. 2009. V. 109. P. 155–175.
28. Zheng J., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Yang J., Li T., Zhang M., Zhang R. Y., Liou J.G. Mineral chemistry of peridotites from Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic lithosphere: constraints on mantle evolution beneath eastern China // Jour. Petrol. 2006. V. 47. N. 11. P. 2233–2256.
29. Zheng J. P., Sun M., Griffin W. L. Age and geochemistry of contrasting peridotite types in the Dabie UHP belt, eastern China: Petrogenetic and geodynamic implications. // Chem. Geol. 2008. V. 247. P. 282–304.
30. Zheng J. P., Zhang R. Y., Griffin W. L., Liou J. G., O'Reilly S. Y. Heterogeneous and metasomatized mantle recorded by trace elements in minerals of the Donghai garnet peridotites, Sulu UHP terrane, China // Chem. Geol. 2005. V. 221. P. 243–259.

References

1. Dushin V. A., Serdyukova O. P., Malyugin A. A. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii mashtaba 1:200000. Izdanie vtoroe. Seriya Polyarno-Ural'skaya. Listy Q-42-I, II. Ob'yasnitel'naya zapiska (State geological map of the Russian Federation of scale 1:200000. Second edition. Polar Urals. Sheets Q-42-I,II. Explanatory note). St. Petersburg: VSEGEI, 2007, 340 pp.
2. Kulikova K. V., Varlamov D. A. Eklogit-gneisovyi kompleks hrebta Marun-Keu. Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentralno-Aziatskogo podvzhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu) (Eclogite-gneiss complex of Marun-Keu ridge. Geodynamic evolution of lithosphere of Central-Asia belt): Proceedings. Irkutsk: Institut of earth crust. 2014, 12, pp. 177–179.
3. Kurenkov S. A., Simonov V. A., Shatskii V. S., Sklyarov E. V., Stupakov S. I., Tikunov Yu. V. Ocherki po regionalnoi tektonike (Regional tectonics). Trudy geol. In-ta. (Proceedings of geological institute). 561, V. 2. Kazakhstan, Tyran-Shan, Polar Urals. Moscow: Nauka, 2005, pp. 130–157.
4. Reverdatto V. V., Selyatitskii A. Yu. Olivin-granatovye, olivin-shpinelevye i ortopiroksenovye metamorficheskie porody Kokchetavskogo massiva, Severnyi Kazahstan (Olivine-garnet, olivine-spinel and orthopyroxene metamorphic rocks of Kokchetav massif, North Kazakhstan). Petrologiya, 2005, V. 13, No. 6, pp. 564–591.
5. Reverdatto V. V., Selyatitskii A. Yu., Karsvell D. Geohimicheskie razlichiya «mantiinyh» i «korovyh» peridotitov/piroksenitov v metamorficheskikh kompleksakh vysokih/sverhvysokih davlenii (Geochemical differences of mantle and crustal peridotites piroxenites in metamorphic complexes of high ultrahigh pressures). Geologiya i geofizika, 2008, V. 49, No. 2, pp. 99–119.
6. Selyatitskii A. Yu., Kulikova K. V. Pervye dannye o proyavlenii UHP metamorfizma na Polyarnom Urale (First data about UHP metamorphism in Polar Urals). Doklady Earth Sciences, 2017, V. 476, No. 6, pp. 681–684.
7. Selyatitskii A. Yu., Kulikova K. V. Evolyutsiya himicheskogo sostava granata pri metamorfizme peridotitov UHP-kompleksa Marun-Keu, Polyarnyi Ural (Evolution of chemical composition of garnet at metamorphism of peridotites of UHP-complex of Marun-Keu, Polar Urals). Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS, 2017, No. 8, pp. 36–43.
8. Selyatitskii A. Yu., Reverdatto V. V. Sravnenie sostavov klinopiroksenov, granatov i shpinelei iz mantiinyh i «korovyh» peridotitov kollizionnykh zon vysokih / sverhvysokih davlenii (Comparison of compositions of clinopyroxene, garnets and spinels from mantle and crustal peridotites of collision zones of high/



ultrahigh pressures). Doklady Earth Sciences, 2011, V. 441, No. 5, pp. 674–681.

9. Udovkina N. G. *Eklogity Polyarnogo Urala* (Eclogites of Polar Urals). Moscow: Nauka. 1971, 191 pp.

10. Ulyasheva N. S., Ronkin Yu. L. *Himicheskii sostav i geodinamicheskie obstanovki formirovaniya protolitov amfibolitov i al'mandinovykh eklogitov marunkeusskogo kompleksa (Polyarnyi Ural)* (Chemical composition and geodynamic environments of formation of protoliths of amphibolites and almandine eclogites of marunkeu complex (Polar Urals). Proceedings of Komi SC UB RAS, 2014, 1(17), pp. 71–79.

11. Brueckner H. K., Medaris L. G. A general model for the intrusion and evolution of «mantle» garnet peridotites in high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic terranes. J. Metam. Geol. 2000, V. 18, pp. 123–133.

12. Carswell D. A., Harvey M. A., Al-Samman A. The Petrogenesis of constraining Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway. Bull. Mineral. 1983, V. 106, pp. 727–750.

13. Coleman R. G., Wang X. Overview of the geology and tectonics of UHPM. In: Coleman, R. G., Wang, X. (Eds.), Ultrahigh pressure metamorphism. Cambridge University Press, Cambridge, 1995, p. 1–32.

14. Ernst W. G. Petrochemical study of lherzolitic rocks from the Western Alps. / J. Petrology 1978, V. 19, pp. 341–392.

15. Ernst W. G., Piccardo G. B. Petrogenesis of some Ligurian peridotites: I. Mineral and bulk-rock chemistry. Geoch. Sosm. Acta, 1979, V. 43, pp. 219–327.

16. Gasparik T. Phase Diagrams for Geoscientists — An Atlas of the Earth's Interior. Springer, Berlin. 2003, 467 p.

17. Helmers H., Maaskant P., Hartel T. H. D. Garnet peridotite and associated high-grade rocks from Sulawesi, Indonesia. Lithos, 1990, V. 25, pp. 171–188.

18. Kadarusman A., Parkinson C. D. Petrology and PT-evolution of garnet peridotites from central Sulawesi, Indonesia. J. Metam. Geol. 2000, V. 18, pp. 193–209.

19. Larikova T. L., Zaisky G. P. Experimental modelling of corona textures. J. Metam. Geol. 2009, V. 27, pp. 139–151.

20. Lopez-Carmona A., Tishin P. A., Chernyshov A. I. et al. *Petrologiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov* (Petrology of magmatic complexes): Proceedings, 8, Tomsk: TSU, 2016, pp. 26–30.

21. Malaspina N., Poli S., Fumagalli P. The oxidation state of metasomatized mantle wedge: insights from C-O-H-bearing garnet peridotite. Jour. Petrol. 2009, V. 50, Is. 8, pp. 1533–1552.

22. Molina J. F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A. The eclogites of the Marun-Keu Complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during high P metamorphism. Lithos. 2002, V. 61, P. 55–78.

23. Naemura K., Hirajima T., Svojtka M. The pressure-temperature path and the origin of phlogopite in spinel-garnet peridotites from the Blansky les massif of the Moldanubian zone, Czech Republic. J. Petrology. 2009, V. 50, pp. 1795–1827.

24. Paquin J., Altherr R. New constraints on the P-T evolution of the Alpe Arami garnet peridotite body (Central Alps, Switzerland). J. Petrol. 2001, V. 42, N. 6, pp. 1119–1140.

25. Van Roermund H. L. M., Drury M. R., Barnhoorn A., de Ronde A. A. Super-silicic garnet microstructures from an orogenic garnet peridotite, evidence for an ultra-deep (>6 GPa) origin. J. Metam. Geol. 2000, V. 18, P. 135–147.

26. Wang C., Liu L., Chen D. L., Cao Y. T. Petrology, geochemistry, geochronology and metamorphic evolution of garnet peridotites from South Altyn UHP terrane, NW China: Records related to crustal slab subduction and exhumation history. Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 years after the discovery of coesite and diamond (Eds. Dobrzynetska L., Faryad S.W., Wallis S., Cuthbert S.). Amsterdam: Elsevier, 2011, 541–577.

27. Ye K., Song Y. R., Chen Y., Xu H. J., Liu J. B., Sun M. Multistage metamorphism of orogenic garnet-lherzolite from Zhimafang, Sulu UHP terrane, E. China: Implications for mantle wedge convection during progressive oceanic and continental subduction. Lithos. 2009, V. 109, pp. 155–175.

28. Zheng J., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Yang J., Li T., Zhang M., Zhang R. Y., Liou J. G. Mineral chemistry of peridotites from Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic lithosphere: constraints on mantle evolution beneath eastern China. Jour. Petrol. 2006, V. 47, No. 11, pp. 2233–2256.

29. Zheng J. P., Sun M., Griffin W. L. Age and geochemistry of contrasting peridotite types in the Dabie UHP belt, eastern China: Petrogenetic and geodynamic implications. Chem. Geol. 2008, V. 247, pp. 282–304.

30. Zheng J. P., Zhang R. Y., Griffin W. L., Liou J. G., O'Reilly S. Y. Heterogeneous and metasomatized mantle recorded by trace elements in minerals of the Donghai garnet peridotites, Sulu UHP terrane, China. Chem. Geol. 2005, V. 221, pp. 243–259.

НА СТРАЖЕ ДЕВОНСКИХ РУБЕЖЕЙ

ON GUARD FOR DEVONIAN FRONTIERS

Vladimir Stepanovich Tsyganko is a well-known scientist in the field of the Devonian stratigraphy of Urals and Timan. He is a paleontologist, an expert in Rugoses (Hexacorallia), leading research scientist in Laboratory of Stratigraphy of N.P.Yushkin Institute of Geology. He has analyzed whole the Devonian deposits of Timan and Western slope of Urals and established 17 new formations and regional stages, and detailed regional stratigraphical scheme. All these strata are integrated into unified stratigraphical chart of the Timan and Urals, which is reference framework for regional geologists.



Владимир Степанович Цыганко родился 13 февраля 1938 г. в городе Гуляйполе Запорожской области. В 1962 г. закончил Киевский государственный университет по специальности «Геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых» и в августе того же года прибыл по распределению в Институт геологии Коми филиала Академии наук СССР. Работал в институте в должности старшего лаборанта, младшего, старшего, ведущего научного сотрудника. В 1974 г. в Ленинградском горном институте защитил кандидатскую диссертацию «Девонские тетракораллы западного склона севера Урала и Пай-Хоя», а в 2011 г. в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН — докторскую диссертацию «Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция)». С 1991 по 2008 гг. возглавлял лабораторию стратиграфии.

Владимир Степанович — известный специалист в области палеонтологии и стратиграфии палеозойских отложений Урала и северо-востока европейской части России. Им впервые на современном уровне знаний проведен всесторонний анализ строения всего комплекса девонских отложений Тиманской гряды и западного скло-

на севера Урала и обосновано выделение 17 новых свит и горизонтов, уточнены объёмы и границы части выделенных ранее стратиграфических подразделений, выявлена их связь с глобальными колебаниями уровня Мирового океана. Все новые стратона включены в унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Тимано-Печорского региона Русской платформы и западного склона севера Урала, являющиеся практическими руководствами для геологов-съёмщиков и поисковиков. В области теоретической стратиграфии им впервые разработаны типизация и классификация границ стратиграфических подразделений, позволяющие унифицировать критерии выделения наиболее важных стратона общей и региональных стратиграфических шкал ярусов, горизонтов и свит.

Фундаментальным вкладом Владимира Степановича в познание ископаемой фауны является впервые проведенное монографическое изучение 117 видов кораллов рогов из разрезов девона Тимана и севера Урала. Среди изученных палеонтологических остатков рогов им установлен целый ряд новых таксонов: 1 отряд, 2 семейства, 1 подсемейство, 9 родов и 25 видов.

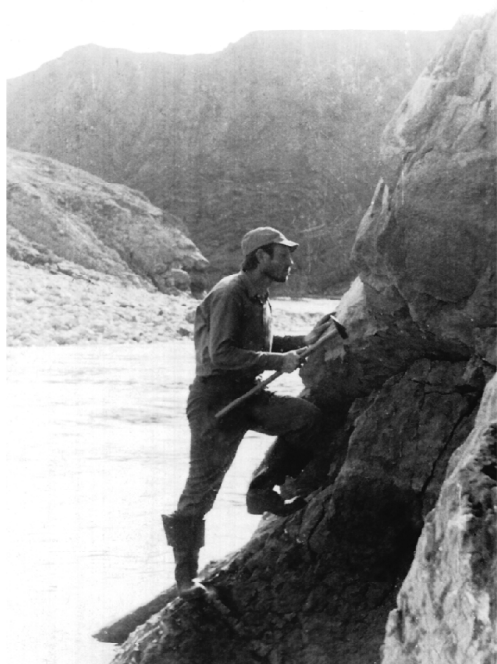
Под руководством В. С. Цыганко проведены глубокие исследования по программе Президиума Российской академии наук «Происхождение и эволюция биосферы», позволившие оценить степень влияния абиотических и биотических факторов на ископаемые организмы в течение фанерозойской истории Земли. В. С. Цыганко, как признанный специалист по стратиграфии девона, является членом бюро соответствующих комиссий Межведомственного стратиграфического комитета России и Уральского регионального стратиграфического комитета, действительным членом подкомиссии по девонской системе Международной стратиграфической комиссии.

Результаты исследований Цыганко В. С. отражены более чем в 300 научных работах, в том числе в 25 моно-



В. Чупров и В. С. Цыганко. Сплав на Пижме. 1997 г.

V. Chuprov and V. S. Tsyganko. Rafting on the Pizhma River. 1997.



В. С. Цыганко исследует девонские отложения на р. Силовой.
Пай-Хой. 1975 г.

V. S. Tsyganko is studying Devonian rocks at the Silovaya River.
Pay-Khoy. 1975

графиях, которые широко используются в практике геологических работ.

В. С. Цыганко принимает активное участие в проведении и организации научных мероприятий — он был инициатором всесоюзных и международных стратиграфических совещаний в Сыктывкаре («Геология девона восточно-европейской части СССР»), полевых экскурсий и геологических конференций в Республике Коми, а также в подготовке научных кадров.

Владимир Степанович награжден почетной грамотой РАН (1974, 2016) и профсоюза РАН (1988), почетной грамотой Республики Коми (1998), медалью «100 лет профсоюзам России» (2005), почетной грамотой Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды РК (2008), медалью «Ветеран КНЦ» (2008), отмечен благодарственным письмом Главы РК (2013), почетной грамотой УрО РАН (2013), благодарностью КНЦ УрО РАН (2014). Ему присвоены звания «Заслуженный работник РК» (2008), «Почетный разведчик недр» (2014), «Почетный ветеран УрО РАН» (2017), «Почетный деятель науки РК» (2018).

Желаем юбиляру творческого долголетия, благополучия, крепкого здоровья, всего самого доброго!

Редколлегия *Вестника*

ХРОНИКА

10 февраля — 80 лет со дня рождения Алексея Ивановича Морозова (с 1974 по 1990 гг. был зам. директора по общим вопросам).

12 февраля — геологический музей посетил российский полярный путешественник, член Союза писателей России Виктор Ильич Боярский.

13 февраля — 80-летний юбилей ведущего научного сотрудника лаборатории стратиграфии Владимира Степановича Цыганко.

24 февраля — 60-летний юбилей заведующей лабораторией технологии минерального сырья д. г.-м. н. Ольги Борисовны Котовой.

27 февраля — 80-летний юбилей Надежды Алексеевны Боринцевой (работала в институте с 1962 по 2014 гг. главным редактором издательско-информационного отдела).

27 февраля — 50-летний юбилей старшего научного сотрудника лаборатории минералогии Натальи Владимировны Сокериной.

Chronicle

February 10 — 80 years since the birth of Alexei Ivanovich Morozov (he was Deputy Director for General Issues from 1974 to 1990).

February 12 — a Russian polar explorer, member of the Writers' Union of Russia Victor Ilyich Boyarsky visited the geological museum.

February 13 — the 80th Anniversary of Vladimir Stepanovich Tsyganko, a leading researcher at the Stratigraphy Laboratory.

February 24 — the 60th Anniversary of the head of the Laboratory of Mineral Raw Technology DSc Olga Borisovna Kotova.

February 27 — the 80th Anniversary of Nadezhda Alekseevna Borintseva (she worked at the Institute from 1962 to 2014 as the Editor-in-chief of the publishing and information department).

February 27 — the 50th Anniversary of the senior researcher of the Mineralogy Laboratory Natalia Vladimirovna Sokerina.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ: БУДУЩЕЕ РОЖДАЕТСЯ СЕГОДНЯ

TECHNOLOGICAL MINERALOGY: THE FUTURE IS BORN TODAY

Olga Borisovna Kotova, Doctor of geological and mineralogical Sciences, Candidate of physical and mathematical sciences, a well-known researcher in the field of technological mineralogy, mineral surface physics and processing of fine-dispersed ores, head of the laboratory of mineral raw technology; expert of the Russian Academy of Sciences in the field of applied (technological) mineralogy.

Ольга Борисовна Котова, доктор геолого-минералогических наук, кандидат физико-математических наук, известный ученый в области технологической минералогии, физики поверхности минералов и обогащения тонкодисперсных руд, заведующая лабораторией технологии минерального сырья; эксперт РАН в области прикладной (технологической) минералогии.

О. Б. Котова родилась 24 февраля 1958 г. в Сыктывкаре. В 1980 г., после окончания СГУ (физико-математический факультет), поступила на работу в лабораторию физико-химических методов исследований Института биологии Коми филиала АН СССР. В 1986 г. после учебы в аспирантуре (кафедра фотоники ЛГУ), успешно защитила диссертацию на тему «Фотоиндуцированные процессы в приповерхностной области полупроводников и диэлектриков с участием простых молекул газовой фазы» по специальности 01.04.07 «физика твердого тела» и с 1987 г. в должности научного сотрудника продолжила научную деятельность в лаборатории физики и технологии минерального сырья Института геологии Коми филиала АН СССР, получив в 1994 г. звание старшего научного сотрудника. В 2000 г. защитила докторскую диссертацию «Кристаллохимические и кристаллофизические процессы в приповерхностной области тонкодисперсных минеральных систем» по специальности 04.00.20 «минералогия, кристаллография». С 1995 по 2013 гг. работала в должности ученого секретаря Института геологии.

Ольгой Борисовной выявлены технологические особенности титаносодержащих и сопутствующих минералов современных и ископаемых россыпей Республики Коми. Показано влияние адсорбофизических полей и роль поверхностного заряда в кристаллофизических и кристаллохимических процессах в приповерхностной области тонкодисперсных минеральных систем. Открыты новые адсорбофизические свойства минералов, возникающие в процессе нарушения адсорбционно-десорбционного равновесия в системе «минерал — среда». Впервые обоснованы основные принципы и предложены адсорбофизические методы сепарации тонкодисперсного минерального сырья — экологически безопасных технологий — как основа укрепления и развития минерально-сырьевой базы. По адсорбофизическим свойствам выделена группа минералов: золото, алмазы, платина.

О. Б. Котова внесла весомый вклад в познание ультрадисперсного состояния минерального вещества и раз-



витие наноминералогических проблем, активно принимая участие в разработках ИГ Коми НЦ УрО РАН. Институт был отмечен руководством РАН как один из лидеров этого направления. Сами разработки наноминералогических проблем признаны одним из важнейших достижений российской минералогии. О. Б. Котова является соавтором изданной в 2006 г. «Белой книги», в которой дана концепция развития работ по нанотехнологиям (исследования в области наночастиц, наноструктур и нанокompозитов в Российской Федерации).

Особое место в исследованиях последних лет уделяется научным основам технологий утилизации отходов добычи и переработки минерального сырья в рамках концепции устойчивого развития регионов. Основные идеи в области теории поверхности минералов, подходы к проблемам разделения тонкодисперсных минеральных компонент в процессах обогащения изложены более чем в 200 научных публикациях, в том числе 10 монографиях (включая главы), в журналах РИНЦ, WOS и Scopus (более 80 статей) и других изданиях.

О. Б. Котова — одна из инициаторов и организаторов инновационных разработок ИГ Коми НЦ УрО РАН с целью развития и продвижения экологически приемлемых технологий и производств, что нашло отражение в шести патентах и ноу-хау, договорах и соглашениях с производственными организациями Республики Коми и регионов РФ, а также зарубежными партнерами.

О. Б. Котова ведет большую научно-организационную деятельность, является руководителем и участником программ РАН, членом ученого и диссертационного советов ИГ Коми НЦ УрО РАН, членом ученого совета Российского минералогического общества (РМО), национальным представителем в Международной комиссии по прикладной минералогии в рамках Международного минералогического общества, членом Бюро комиссий по технологической минералогии РМО, с 2017 г. — вице-президентом международных конгрессов по прикладной минералогии, входит в состав национального оргкомитета XXIX Международного конгресса по обогащению полезных ископаемых, в Международный совет по перспектив-



ным материалам и технологиям переработки (IOB IC-SMTP), Бюро НСОММИ (ВИМС).

О. Б. Котова — заместитель главного редактора журнала «Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН» (первый научный журнал в Республики Коми, который с 2010 года включён в Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий России, в базу цитирования системы РИНЦ и международную базу данных GeoRef), член редколлегий журнала «Известия Президиума Коми НЦ УрО РАН», серии ИОР (IOB IC-SMTP).

О. Б. Котова принимает активное участие в подготовке кадров, читает лекции для студентов и магистрантов Сыктывкарского государственного университета, является руководителем курсовых и дипломных работ, консультирует аспирантов, докторантов, координирует программу образовательного и научного сотрудничества в рамках договора между ИГ Коми НЦ УрО РАН, СГУ и Университетом Мишкольца (Венгрия).

О. Б. Котова — лауреат Государственной премии правительства РК за цикл работ «Поверхностные процессы в тонкодисперсных минеральных системах», лауреат кон-

курса «Золотой Меркурий» в номинации «Иновновация года» РК, лауреат конкурса «INVENT-INVEST 2017» ((международное научное содействие результатам исследований и связи между изобретателями, исследователями и инвесторами стран Европы, СНГ и Евразийского региона), дипломы, золотая и серебряная медали за проекты в области развития и продвижения технологий утилизации отходов добычи и переработки минерального сырья); награждена почетными грамотами Российской академии наук и профсоюза работников РАН, Уральского отделения РАН, Республики Коми, Министерства промышленности и энергетики РК, Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды РК, Коми НЦ УрО РАН, ИГ Коми НЦ УрО РАН; дипломом Президиума и Совета РМО, медалью «Союза женщин России», почетными грамотами и благодарственными письмами вузов РК.

Дорогая Ольга Борисовна, поздравляем Вас с этой знаменательной датой! Пусть дорога Вашей жизни будет длинной и комфортной, а судьба — добра и щедра к Вам!

Редколлегия *Вестника*

ВКЛЮЧЕНИЕ НА ВЕС ЗОЛОТА

INCLUSION AS GOOD AS GOLD

February 27 is the Anniversary of the Senior Researcher of the Laboratory of the Regional Mineralogy, Natalya Vladimirovna Sokerina, a well-known specialist in mineralogy of mineral deposits and thermobarogeochemistry.

Наталья Владимировна Сокерина родилась 27 февраля 1968 года в г. Зеленодольске Татарской АССР. Высшее образование Наталья Владимировна получила в Казанском государственном университете по специальности «геологическая съемка, поиски и разведка полезных ископаемых» с квалификацией «инженер-геолог». Еще будучи студенткой пятого курса геологического факультета Казанского университета, Наталья Владимировна с присущей ей смелостью приехала посмотреть город Сыктывкар и Институт геологии как возможное место распределения после учебы. Тогда никто не знал, насколько важную роль сыграет в ее жизни эта спонтанная поездка. Наталья Владимировна осталась в Сыктывкаре и связала свою судьбу с институтом, а изучение флюидных включений в минералах стало главной темой ее исследований на многие годы.

С самого начала работы Н. В. Сокерина зарекомендовала себя умным, доброжелательным, инициативным и очень трудолюбивым человеком. Проработав несколько месяцев стажером-исследователем в лаборатории региональной минералогии, в ноябре 1990 г. Н. В. Сокерина была зачислена в очную аспирантуру Коми НЦ УрО РАН СССР. По ее окончании еще 6 лет работала в должности младшего научного сотрудника лаборатории региональной минералогии, пока в мае 2003 г. не защитила кандидатскую диссертацию на тему «Флюидный режим формирования жильного кварца золоторудных объектов



Приполярного Урала (по данным изучения газово-жидких включений)». Затем, до 2013 г. проработала в своей лаборатории в должности сначала научного, а затем старшего научного сотрудника. С ноября 2009 по октябрь 2012 г. Наталья Владимировна была докторантом Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Сегодня Наталья Владимировна Сокерина является старшим научным сотрудником лаборатории минералогии и квалифицированным специалистом в области термобарогеохимии. Ею внесен большой вклад в изучение золоторудных и платиноидно-медно-никелевых месторождений севера Урала и Пай-Хоя, получены новые данные об условиях рудообразования, определены физико-химические параметры гидротермальных растворов, а на

основе изотопно-геохимических исследований установлены источники различных компонентов. Показано также, что важнейшую роль в формировании золоторудной минерализации играли процессы регионального метаморфизма. Вместе с этим Н. В. Сокериной проведено детальное изучение флюидных включений в жильном кварце основных промышленных кварцевых месторождений Урала, Карелии, Прибайкалья и ряда зарубежных месторождений. Полученные Натальей Владимировной данные способствовали комплексной оценке качества кварцевого сырья и выделению месторождений, представляющих наибольший интерес в отношении особо чистых кварцевых концентратов для оптики и электроники.

Наталья Владимировна участвовала в выполнении исследований по договорам с производственными геологическими предприятиями и отраслевыми институтами (ВСЕГЕИ, ЦНИИГеолнеруд, «Миреко», «Центркварц» и другими), по проектам Российского фонда фундаментальных исследований и Уральского отделения РАН. Результаты исследований использовались в решении различных геологических задач, докладывались на научных и научно-производственных совещаниях российского и международного уровней. Н. В. Сокерина — автор 65 опублико-

ванных работ и ряда научных отчетов. За добросовестный труд Н. В. Сокерина отмечалась почетными грамотами Российской академии наук, профсоюза РАН, Уральского отделения РАН и Института геологии Коми НЦ УрО РАН. В 2016 г. Наталья Владимировна награждена почетной грамотой Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми.

Обстоятельный подход к работе, искренность, чувство юмора и позитивное отношение к жизненным и рабочим проблемам всегда притягивают к ней людей самого разного возраста и мировоззрения. Н. В. Сокерина хорошо знает свое дело и передает свой опыт коллегам и студентам. Она много раз бывала в геологических экспедициях на Приполярном и Полярном Урале и всегда спокойно и с оптимизмом переносила тяготы полевых условий и не раз случавшихся сложных ситуаций.

Сотрудники Института геологии Коми научного центра УрО РАН, а также коллеги из других научных организаций и других городов сердечно поздравляют Наталью Владимировну с этой знаменательной датой, желают крепкого здоровья, семейного счастья и благополучия, удачи и дальнейших успехов в научной работе.

Редколлегия *Вестника*



Озеро Грубенпендиты и долина реки Балбанью. Приполярный Урал. Фото А. Перетягина

The Grubenpendity Lake and valley of the Balbanyu River. Subpolar Ural. Photo by A. Peretyagin

Ответственный за выпуск:
Ю. В. Голубева

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

Компьютерная верстка
Т. В. Хазовой

Подписано в печать 04.04.2018

Тираж 180



Заказ 1065

Редакция:
167982, Сыктывкар, Первомайская, 54

Тел.: (8212) 24-51-60
Факс: (8212) 24-09-70
E-mail: vestnik@geo.komisc.ru

При оформлении обложки использованы фото И. Астаховой, Ю. Глухова, И. Голубевой, Р. Шуктомова