

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

АЛМАЗЫ И БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Материалы Всероссийского совещания

Сыктывкар, Республика Коми
14—17 ноября 2006 г.

Сыктывкар



2006

УДК 553.81+553.41+553.49

Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006. 256 с.

ISBN 5-98491-020-9 (978-5-98491-020-0)

В сборнике представлены материалы Всероссийского совещания «Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона», в которых содержатся новые данные о закономерностях размещения и условиях формирования месторождений алмазов, золота, платиноидов, о минерально-геохимических особенностях руд. Обсуждаются проблемы прогнозирования, поисков и оценки месторождений алмазов и благородных металлов.

Сборник представляет интерес для широкого круга геологов, минералогов, геохимиков и других специалистов, занимающихся месторождениями полезных ископаемых.

Тексты докладов воспроизводятся в авторской редакции с незначительной технической правкой.

Редакторская группа

*Н. П. Юшкин (отв. редактор), С. К. Кузнецов, Ю. В. Глухов,
В. И. Ракин, Н. В. Сокерина*

ОРГАНИЗАТОРЫ

- Российская академия наук
- Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН
- Российское минералогическое общество
- Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми
- Министерство промышленности и энергетики Республики Коми
- Территориальное агентство по недропользованию Республики Коми

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Председатель

Н. П. Юшкин директор Института геологии Коми НЦ УрО РАН, академик, Сыктывкар

Сопредседатели

А. П. Боровинских министр природных ресурсов и охраны окружающей среды РК, д. г.-м. н., Сыктывкар

Н. Н. Герасимов министр промышленности и энергетики РК, к. г.-м. н., Сыктывкар

Заместители

С. К. Кузнецов д. г.-м. н., Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

А. Б. Макеев д. г.-м. н., Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

А. М. Пыстин д. г.-м. н., Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Ученый секретарь

Н. В. Сокерина к. г.-м. н., Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Члены оргкомитета

В. Н. Анфилогов (Институт минералогии УрО РАН, Миасс), *И. Н. Бурцев* (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар), *А. В. Волков* (ИГЕМ, Москва), *И. В. Деревянко* (ЗАО ГПП «МИРЕКО», Сыктывкар), *В. А. Коротеев* (Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург), *В. П. Лютюев* (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар), *Т. П. Майорова* (Институт геологии УрО РАН, Сыктывкар), *В. М. Маков* (ЗАО ГПП «МИРЕКО», Сыктывкар), *Ю. Б. Марин* (Санкт-Петербургский горный институт, Санкт-Петербург), *Л. В. Махлаев* (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар), *В. В. Мурзин* (Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург), *Б. А. Остащенко* (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар), *В. А. Петровский* (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар), *В. И. Ракин* (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар), *А. Н. Попов* (Управление Росприроднадзора по Республике Коми, Сыктывкар), *А. З. Сегаль* (Территориальное агентство по недропользованию РК, Сыктывкар), *И. И. Чайковский* (Горный институт УрО РАН, Пермь), *М. Б. Тарбаев* (Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды РК, Сыктывкар), *Н. И. Хорошкеев* (Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды РК, Сыктывкар).

ФИНАНСОВАЯ ПОДДЕРЖКА

- Российский фонд фундаментальных исследований
- Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми
- Ямальская горная компания
- ОАО «Ямалзолото»

**Общие вопросы геологии и генезиса алмазов
и благородных металлов**

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА АЛМАЗОВ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРА УРАЛА И ТИМАНА

А. П. Боровинских, М. Б. Тарбаев, В. В. Лихачев

Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми, Сыктывкар

Север Урала и Тиман представляют большой интерес в отношении алмазов и благородных металлов. В ходе выполненных в последние годы геологоразведочных и тематических работ получены новые данные о закономерностях размещения и формирования коренных и россыпных месторождений, ресурсном потенциале региона.

Алмазы. Прогнозные ресурсы алмазов, оценены в основном по категории P_3 и сосредоточены на Среднем Тимане в пределах Вольско-Вымской гряды, на Четласском и Обдырском поднятиях. На месторождении Ичетью по результатам поисково-оценочных работ и опытно-промышленной добычи подсчитаны запасы алмазов. Имеется ряд в разной степени перспективных районов. К ним относятся гряда Чернышева, Южный Тиман, северо-восточная часть Сысольского свода, западный склона севера Урала в верховьях р. Печоры. В настоящее время на Среднем Тимане проведена крупномасштабная аэрогеофизическая съемка, установлено большое количество аномалий, часть их заверена бурением. На Южном Тимане и юго-западном Притиманье проведены поисковые работы, направленные на обнаружение алмазоносных россыпей вишерского типа. Несмотря на значительный объем работ проблема промышленной алмазоносности нашей территории остается открытой. Для проведения дальнейших работ необходимы переинтерпретация геолого-геофизических материалов, выработка новой поисковой стратегии.

Золото. На западном склоне севера Урала и Тимана выделяется несколько в разной степени изученных золотоносных районов: Верхнепечорский, Патокско-Щугорский, Кожимский, Лемвинский, Енганэпэ-Манитаньрдский, Среднетиманский. В их пределах сосредоточены основные золотоносные россыпи, коренные месторождения, месторождения кор выветривания.

Золотоносные россыпи связаны, преимущественно, с кайнозойскими отложениями региона. На Урале они известны в долинах рек Кожим, Косью, Лемва, Щугор, Няю, в верховьях р. Печоры и многих других относительно мелких водотоков. Основные месторождения россыпного золота находятся в Кожимском районе Приполярного Урала. Здесь выделяются аллювиальные и аллювиально-делювиальные русловые и террасовые россыпи современных долин, россыпи погребенных тальвегов и террас древних долин, небольшие ложковые, карстовые, косовые россыпи. Отмечаются щетки с повышенным, местами ураганным, содержанием золота. На Тимане и Притиманье золото встречается в кайнозойских отложениях бассейнов рек Вымь, Цильма, Сысола и др. Здесь широко распространены отложения среднеплейстоценовых ледниковых эпох,

представленные моренами и водно-ледниковыми осадками.

Прогнозные ресурсы россыпного золота оценены по Енганэпейско-Манитаньрдскому, Лемвинскому, Кожимскому, Верхнепечорскому, Среднетиманскому районам и составляют несколько десятков тонн.

Коренные проявления золота известны во многих районах. Прежде всего это гидротермальные проявления золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого типов, к которым, в частности, относятся Няюское, Няюхое, Лемвинское, Двуглавое, Пайдыважское на Полярном Урале, Караванное, Синильга, Пологое на Приполярном Урале, а также золото-фукситовое проявление Чудное. В Кожимском и Енганэпэ-Манитаньрдском районах имеются проявления, связанные с кварцевыми конгломератами позднекембрийско-раннеордовикского возраста и корами выветривания.

В ходе геологоразведочных работ оценены ресурсы коренного золота Енганэпейского, Лемвинского, Кожимского районов. В Лемвинском районе определены наиболее перспективные площади и проявления: Горняцкое, Подснежное, Водораздельное. В Кожимском районе проведена оценка ресурсов в пределах Малдинской и Росомахинской рудных зон. На месторождении Чудном оценены запасы коренного золота. Принятые на баланс прогнозные ресурсы коренного золота, включая золото кор выветривания и кварцевых конгломератов, составляют около 200 тонн. Основная их часть отвечает категории P_3 и сосредоточена в Кожимском районе Приполярного Урала.

Для некоторых полиметаллических и меднорудных проявлений характерно повышенное содержание *серебра*. Наиболее крупным является серебряно-урановое рудопроявление Ясное на Приполярном Урале. Основные минеральные формы серебра представлены самородным серебром и акантитом. Содержание серебра в некоторых участках рудных тел достигает сотен граммов на тонну.

Платиноиды в виде единичных зерен отмечаются в россыпях вместе с золотом. Они обнаружены в аллювии рек Лонгот-Юган, Елец, Естошор, Грубею, Харута, Няньворгавож, Бальбанью, Сывью, Косью, Печора, Щугор, Б. Паток, Илыч, Унья на Урале, Черная Кедва, Кыввож — на Тимане, Сысола, Вымь — южном Притиманье. Наиболее часто отмечаются железистая платина, изоферроплатина, осмий, иридосмин, иридий, платинистый иридий, рутений, рутениридосмин и другие минеральные фазы, преимущественно, Pt-Fe и Os-Ir-Ru состава. Минералы платиновых металлов известны в ультрабазитах и хромитовых рудах Райизского, Войкаросынинского, Сьумкеусского мас-

сивов на Полярном Урале. В северной части Войкаросынинского массива на рудопроявлении Озерном в ассоциации с сульфидами меди обнаружены золото, минералы палладия, теллура, висмута. Платиноиды с преобладанием минералов палладия присутствуют в рудах гидротермальных месторождений Чудного и Нестеровского на Приполярном Урале. Содержание палладия в штучных пробах достигает 12 граммов на тонну.

Оценивая современное состояние минерально-сырьевой базы золота и других благородных металлов западного склона севера Урала и Тимана очевидно, что основные перспективы прироста ресурсов и запасов связаны с коренными золоторудными месторождениями. К числу наиболее перспективных относится Кожимский район Приполярного Урала, однако дальнейшее проведение работ здесь ограничивается условиями национального парка Югид-Ва. Есть основания для

продолжения поисковых работ в пределах Лемвинского, Верхнепечорского и Енганэпэ-Манитаньрдского районов, где также имеются ресурсы коренного и россыпного золота. Для оптимизации поисковых работ предусматриваются проведение тематических исследований по формационному анализу золоторудной минерализации, переоценка ресурсного потенциала, совершенствование прогнозно-поисковых методов и подходов. Наряду с традиционными для региона золото-сульфидными и золото-сульфидно-кварцевыми месторождениями большого внимания заслуживают платиноидные и комплексные золото-платиноидные проявления, в том числе бессульфидные. Не вызывает сомнений необходимость детального изучения золотосодержимости терригенных отложений, в частности, познекембрийско-раннеордовикских кварцевых конгломератов, с которыми могут быть связаны значительные ресурсы золота.

АЛМАЗЫ И АЛМАЗОНОСНОСТЬ ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Н. П. Юшкин, А. М. Пыстин, А. Б. Макеев, Л. В. Махлаев, В. С. Цыганко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В период с 2000 по 2005 г. в Институте геологии Коми научного центра в соответствии с утвержденным планом НИР Российской академии наук выполнялись исследования по теме «Алмазы и алмазонасность Тимано-Уральского региона». В эти же сроки институт проводил изучение геологии и минералогии алмазоперспективных районов рассматриваемой территории по договору с АК «АЛРОСА».

В этих работах принимали участие сотрудники всех трех научных отделов Института геологии Коми научного центра: отдела региональной геологии, отдела минералогии, отдела геологии горючих ископаемых, а также лабораторий минерально-сырьевых ресурсов и технологии минерального сырья. На разных этапах исследований к работе привлекались сотрудники других научных и производственных организаций, а также высших учебных заведений: Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург), Института геологии УНЦ РАН (г. Уфа), Вычегодской геолого-разведочной экспедиции (г. Сыктывкар), ЗАО «Тимангеология (г. Ухта), ЗАО «Терра» (г. Архангельск), Московского государственного технического университета, Коми государственного педагогического института.

Большое значение для разработки «алмазной» тематики в институте имели обсуждение материалов и совместные полевые исследования в районах алмазодобычи и перспективных участках европейского Севера России с В. А. Савченко, И. П. Тетериным, С. Н. Петуховым (ГТП «Геокарта», г. Пермь), В. А. Кирилловым, Г. Г. Морозовым, А. Я. Рыбальченко (ЗАО Пермгеолдобыча», г. Пермь), В. А. Дударом (ЗАО «Тимангеология», г. Ухта), С. М. Безбородовым (ОАО «Севералмаз», г. Архангельск), В. В. Вержаком (АО «АЛРОСА-Поморье», г. Архангельск).

На основе изучения глубинного строения Тимано-Уральского региона, включая верхнемантийные уровни литосферы, обобщение имеющихся данных по щелочно-ультраосновному магматизму и терригенным алмазонасным отложениям, а также результатов комплексных исследований алмазов и минералов – спутников алмазов установлено следующее.

1. В пределах Тимано-Уральского региона имеются перспективы на обнаружение проявлений и месторождений всех известных четырех типов алмазосодержащих пород: магматогенных пород кимберлит-лампроитового состава, метаморфических пород в высоко- и сверхвысокобарических метаморфических комплексах, ударно-метаморфических пород в импактитах и терригенных пород.

2. По признакам глубинного строения почти вся территория Тимано-Уральского региона, включая западный склон Урала, может считаться потенциально перспективной на выявление структур с развитием кимберлитового и лампроитового (архейские блоки Русской плиты и примыкающие области Урала и Тимана) и лампроитового (зоны раннепротерозойской кратонизации Тимано-Печорской плиты и примыкающие области Урала и Пай-Хоя) магматизма.

Наиболее перспективными на выявление потенциально алмазонасного магматизма являются пограничные с Тиманом и Уралом сводовые структуры Восточно-Европейской платформы с осложняющими их авлакогенами, а именно пограничные области Сысольского и Коми-Пермяцкого сводов с разделяющим их Кировско-Кажимским авлакогеном и Башкирского свода на границе с Каратауской структурой Башкирского антиклинория. Заслуживают также внимания Омринское поднятие, расположенное в южной части Печор-

ской синеклизы, юго-западное Притиманье и Тиман. Промышленно значимые объекты в большинстве перечисленных районов, где глубина залегания фундамента превышает 1.5 км, могут быть связаны с щелочно-ультраосновными породами мезо-кайнозойского возраста и только на Тимане и в западных районах Башкирского антиклинория есть перспективы обнаружения более древних (позднедокембрийских и палеозойских) потенциально алмазоносных магматитов.

3. Имеющиеся на сегодняшний день материалы по потенциально алмазоносным магматическим породам рассматриваемой территории свидетельствуют, что главные перспективы в ближайшем будущем могут быть связаны с обнаруженными на Среднем и Северном Тимане дайками лампроитов и малыми диатремами керсантит-камptonитового ряда. Здесь уже выявлен ряд потенциально алмазоносных объектов, включая и проявления алмазодержащих пород. В качестве района первоочередных работ предлагается Четласское поднятие Среднего Тимана, где выявлены диатрема и мощные керсантит-камptonитовые дайки, а также силлы, залегающие близко к поверхности. Результаты этих исследований должны определить тактику и стратегию поисков коренных источников алмазов на Тимане. Большой интерес представляют также недавно установленные диатремы и дайки щелочно-ультраосновных пород в бассейне р. Вашки. Географически район прилегает к восточной границе Архангельской алмазоносной провинции и не исключено, что он входит в ее пределы.

4. На юге, где Тиман прилегает непосредственно к Полудову кряжу, возможно открытие месторождений вишерского типа, для которых некоторые исследователи предполагают магматический генезис. На остальной части Тимано-Уральского региона близкое по характеру совпадение благоприятных факторов для формирования алмазопроявлений красновишерского типа могло иметь место на Южном Урале в районе Каратауского выступа.

5. В пределах Урало-Пайхойской складчатой области перспективы выявления промышленно значимых

коренных алмазоносных объектов кимберлит-лампроитового типа невелики, хотя некоторые предпосылки имеются. На сегодняшний день определенный интерес представляет район Ляпинского мегантиклинория Приполярного Урала, где известны находки алмазов в щелочных базит-гипербазитовых дайках.

6. Перспективы выявления алмазных месторождений в высоко- и ультравысокобарических метаморфических комплексах имеются на Полярном, Приполярном, Среднем и Южном Урале. Особенно они высоки в южных районах Урала. Однако вопрос заключается в том, нужны ли такие алмазы и по какой цене. Здесь необходимы технологические исследования и экономическая проработка проблемы.

7. На Пай-Хое наиболее очевидны перспективы выявления месторождений технических алмазов импактного происхождения. Однако в этом направлении, как и в случае с метаморфогенными алмазами, нужно определить, прежде всего, имеется ли реальная потребность в таких алмазах. Необходимо установить, какого именно типа алмазы могут быть извлечены из импактных пород и ассоциирующихся с ними россыпей, и оценить вероятную область их применения.

8. Среднедевонские отложения Тимана на всем его протяжении перспективны на выявление россыпных месторождений алмазов ичетьюского типа, так как они формировались в сходных палеоклиматических и палеофациальных условиях.

Несмотря на определенные достижения в изучении алмазоносности Тимано-Уральского региона, остается целый ряд факторов, сдерживающих исследования по этому направлению. Прежде всего, это сохраняющийся многие годы крайне низкий объем региональных работ, отсутствие должного геофизического обеспечения, картировочного и структурного бурения, сокращение финансирования на проведение специализированных исследований. Дальнейшее развитие «алмазной» тематики в регионе требует максимального объединения усилий заинтересованных производственных и научных коллективов.

КВАТАРОННАЯ КОНЦЕПЦИЯ — НОВАЯ ПАРАДИГМА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

А. М. Асхабов

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В последние годы нами развивается комплекс научных идей и положений, касающихся структурной организации вещества в нанометровом диапазоне размеров, названный «кватаронной концепцией» [1]. В данной работе обсуждаются некоторые кристаллографические, минералогические и материаловедческие аспекты этой концепции, которую мы рассматриваем как новую парадигму образования кристаллов и некристаллических материалов [11].

Ключевым положением новой концепции является обоснованное нами существование в неравновесных условиях специфических кластеров нанометровых размеров — кластеров «скрытой» фазы или кватаронов [2]. Такие кластеры при полной реализации валентности могут превратиться в большие молекулы или при установлении трехмерной упорядоченности (расположении атомов по законам решетки) — в кристаллические частицы. При этом потенциальными центрами кри-

сталлизации являются кластеры, радиус которых больше $4d$ [3]. Параметр d — это минимальное расстояние, на которое могут приблизиться атомы кластера и окружающей среды без установления связей между ними. Для неорганических соединений и минералов минимальное значение d обычно находится в пределах 0.22 — 0.36 нм.

Вещество в кластерах, размеры которых меньше 4δ , не может характеризоваться в терминах известных состояний вещества. Оно представляет собой особое состояние («скрытая» фаза), которое реализуется на наноуровне и не имеет макроскопических аналогов. Кватаронное состояние при определенных условиях трансформируется в обычные агрегатные состояния вещества. Наиболее близким аналогом кватаронного состояния является живая материя, которая по определению также существует только в неравновесных условиях (открытых системах). В этом смысле кватароны — это «живые» кластеры. Некоторые общие черты с кватаронным состоянием имеет также поверхностная фаза, которую, как известно, иногда предлагают рассматривать как особое состояние вещества.

В целом кватароны в интервале размеров от $r=\delta$ до $r=4\delta$ являются основой для формирования комплекса разнообразных форм структурной организации вещества на наноуровне, начиная от обычных тетра- или октаэдрических группировок до широко известных фуллеренов либо плотных додекаэдрических или икосаэдрических кластеров. В частности, в рамках теории кластерной самоорганизации вещества проблема образования фуллеренов решается просто. Кватароны — это кластеры — предшественники фуллеренов [4].

Наиболее общий подход к геометрической интерпретации кватаронов, предлагаемый нами, сводится к их интерпретации в терминах систем Делоне, или (R, r) систем [5]. Действительно, расположение атомов в кватаронах не фиксировано. Однако атомы в таком кластере (кватароне) не могут удаляться на значительные расстояния друг от друга (расстояние R в системе Делоне) и приближаться друг к другу ближе некоторого расстояния (расстояние r). Таким образом, кватароны — это конечные куски системы Делоне, так же как кристаллические зародыши — это конечные куски бесконечных кристаллических структур (правильных систем). Кристаллы, как известно, являются частным случаем (R, r) систем, для их образования необходима и достаточна локальная правильность в пределах области, равной шару радиусом $4R$ (локальная теорема) [6]. Поскольку параметр δ практически тождественен расстоянию R в кластере (максимальное расстояние, на которое могут удаляться друг от друга атомы кластера, сохраняя его целостность), величина $4\delta=4R$ определяет область, в которой должна достигаться локальная правильность системы. Когда это произойдет, кластер трансформируется в кристаллический зародыш. По ряду причин вероятность такой трансформации (кристаллизации кластера) достаточно велика. По мере приближения радиуса кватарона к $4d$ его структура становится все более близкой структуре кристалла. Динамическая и относительно нежесткая структу-

ра кватарона рано или поздно попадет в симметричную «ловушку» кристалла. Необходимо лишь, чтобы внутренние оболочки кватарона были заполнены, а его симметрия была близка к кристаллографической. Кроме того, кватарон не должен быть фрактальным кластером.

Очевидно, что если значительная часть вещества в кристаллообразующей среде связана в описываемые здесь кластеры, то они в той или иной мере будут участвовать в росте кристаллов. Их присоединение к кристаллу облегчается тем, что они топологически близки к структурным модулям кристалла. Полная же адаптация структуры кластера к структуре кристалла происходит на растущей грани. В результате на грани образуется «двумерный» зародыш и тем самым решается проблема формирования источника ступеней при послонном росте кристаллов. Таков в общих чертах кватаронный механизм роста кристаллов [3].

Фундаментальное значение идеи кватаронов для развития теории роста кристаллов заключается в том, что она позволяет решить дискуссионный вопрос о природе и размерах кристаллообразующих частиц. Нами показано [7], что основными строительными единицами роста кристаллов являются некристаллические кластеры — кватароны, радиус которых не превосходит 0.6 нм. Кроме того, в рамках теории кластерной самоорганизации вещества находят объяснение все фундаментальные закономерности роста кристаллов: кинетики их роста, внешней морфологии, образования дефектов, захвата примесей. В частности, примеси могут входить в кристалл как в эндо-, так и в экзокватаронной формах.

Кластерные частицы в сконденсированном состоянии способны формировать твердые аморфные материалы [11]. Структурно-текстурные особенности таких материалов, зависят от природы, размеров, свойств, способов сопряжения и релаксации конденсирующихся наночастиц. При этом возможно образование широкого класса аморфных материалов — от обычных стекол до более или менее упорядоченных материалов типа благородного опала. При фрактальной агрегации, частиц естественно формируются пористые материалы. В результате агрегации кристаллических частиц образуются нанокристаллические материалы. Вероятно, не исключено также и образование смешанных аморфно-кристаллических материалов, особенно при осаждении кватаронов, размеры которых близки к предельным ($r=4\delta$), когда часть из них кристаллизуется, а часть остается аморфной.

Нередко кватароны, фуллерены или иные кластерные образования в конденсированном состоянии располагаются по законам решетки, и тогда мы имеем объекты, обладающие свойствами кристаллов. К примеру, это имеет место в фуллеритах-кристаллах, состоящих из кластеров (фуллеренов) углерода. По этому же принципу было предложено называть кватаритами ультрадисперсные упорядоченные материалы с дискретным внутренним строением, сложенные отдельными кватаронами или их агрегатами. Интересно, что аморфные кватаритовые образования при определенной упаковке образующих их частиц способны фор-

мировать внешне симметричные конечные объекты некристаллографической формы.

Кватароны и их иерархические структуры более крупных размеров обеспечивают условия для формирования всего наблюдаемого разнообразия морфологических форм нанокристаллов и некристаллических нанообъектов [8]. Более того, с этих позиций легко интерпретируется также образование аперiodических структур и квазикристаллов, структурных единиц опалоподобных материалов [9]. Недавно нами предложена кватаронная модель образования жидких фаз, в частности, воды [10].

В заключение отметим, что мы рассматриваем кватароны как новые объекты междисциплинарных исследований. Соответствующая область знаний (кватароника) тесно связана не только с кристаллографией, минералогией и материаловедением, но и с математикой, физикой, химией и биологией. В биологии кватароны представляют интерес как формы предбиологической организации вещества, как неживая модель живого, как особый тип конформаций биомолекул. Знание свойств кватаронов имеет фундаментальное значение для развития нанотехнологии, прежде всего для получения различных наноструктур и наноматериалов.

Совершенно очевидно, что кватаронная концепция будет иметь глубокие последствия для минералогической науки. Уже сейчас ясно, что мы находимся на пороге пересмотра ряда фундаментальных генетических, структурных и классификационных проблем. В частности в связи с указанными выше особенностями строения и формирования некристаллических материалов имеет смысл расширить понятие о минерале. В результате значительное число объектов, считающихся минералоидами, попадет в область определения минералов, и могут рассматриваться как новые минеральные виды, т. е. минералы — это не только природные объекты (химические соединения), имеющие кристалличес-

кую структуру, но и рентгеноаморфные твердые вещества с определенным образом организованной структурой (фуллериты, кватариты, опалы и т.д.).

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 05-05-65112) и Программами фундаментальных исследований Президиума и ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асхабов А. М.* Кватаронная концепция кластерной самоорганизации вещества на наноуровне в решении задач кристаллографии, минералогии и смежных наук. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 15 с.
2. *Асхабов А. М., Рязанов М. А.* Кластеры «скрытой» фазы — кватароны и зародышеобразование // Докл. РАН. 1998. Т. 362, № 5. С. 630—633.
3. *Асхабов А. М.* Основы кватаронной теории кристаллообразования // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар, 2001, № 30. С. 14—38.
4. *Асхабов А. М.* Кватаронная модель образования фуллеренов // Физика твердого тела, 2005. Т. 47, № 6. С. 1147—1150.
5. *Асхабов А. М., Галиулин Р. В.* Кватаронный механизм образования и роста кристаллов // Докл. АН, 1998. Т. 363, № 4. С. 513—514.
6. *Галиулин Р. В.* Кристаллографическая геометрия. М.: Наука, 1984, 135 с.
7. *Асхабов А. М.* Кластеры «скрытой фазы» (кватароны) и их роль в процессах зарождения и роста кристаллов // Физика кристаллизации. М. Физматлит, 2002. С. 65—73.
8. *Асхабов А. М., Юшкин Н. П.* Кватаронный механизм генезиса некристаллографических форм наноструктур // Докл. АН. Т. 368. 1999. № 1. С. 84—86.
9. *Асхабов А. М.* Агрегация кватаронов как механизм формирования аморфных сферических частиц // Докл. АН. 2005. Т. 400, № 2. С. 224—227.
10. *Асхабов А. М.* Кластерный (кватаронный) механизм образования жидкой воды // Зап. ВМО, 2006. № 1. С. 123—130.
11. *Асхабов А. М.* Кластерная (кватаронная) самоорганизация вещества на наноуровне и образование кристаллических и некристаллических материалов // Зап. ВМО, 2004. № 4. С. 108—123.

ПРОГНОЗНЫЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ

А. В. Волков, И. Н. Томсон, Н. Т. Кочнева, В. Ю. Алексеев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Введение

Традиционно прогнозные структурно-металлогенические карты составляются в результате изучения тектоники и металлогении крупных регионов. Как известно большинство эндогенные месторождений золота сформировалось в условиях орогенного режима. Длительное время орогенез отождествлялся или сопоставлялся со складчатостью. Однако сравнительно недавно было доказано, что складчатость и горообразование разделены во времени и не обязательно следуют одно за другим. Ранее при

структурно-металлогенических исследованиях основное внимание обращалось на анализ фаций и мощностей осадочных толщ. Такой подход не применим для выявления положительных структурных форм, развивающихся в орогенных условиях. При составлении структурно-металлогенических карт орогенных областей необходимо, прежде всего, выделить типоморфные структуры, характерные для периодов тектоно-магматической активизации, с которыми обычно связано продуктивное золотое оруденение.

Типы орогенных структур и методические приемы создания структурно-металлогенических карт

В результате изучения золоторудных районов орогенных областей было установлено, что важную рудоконтролирующую роль играют главным образом сводовые поднятия, очаговые структуры и сквозные зоны разломов. Все эти структуры составляют основу прогнозных структурно-металлогенических карт. Однако следует отметить, что в некоторых районах они носят скрытый характер, проявлены в завуалированной форме и до недавнего времени не были объектом систематического изучения.

В секторе Металлогении рудных районов ИГЕМ РАН разработаны методические приемы составления прогнозных структурно-металлогенических карт золоторудных районов 1: 200 000 и 1: 500 000 масштабов. Карты создаются поэтапно («шаг за шагом»).

На первом этапе выделяются сводовые поднятия, размером в поперечнике от 100 км и больше. Предварительно составляются палеотектонические схемы периодов их возникновения. Для этого анализируются особенности размещения орогенных формаций в наложенных впадинах, взаимное расположение интрузивных образований разных типов, зональность ареалов метаморфизма. В пределах сводов в ядерной части обычно расположены лейкократовые граниты, которые последовательно к периферии сменяются сначала гранитоидами повышенной основности, потом малыми интрузивами и впадинами, в которых могут преобладать вулканиты и осадочные толщи. Одним из важных приемов выявления сводовых поднятий являются морфоструктурный анализ и дешифрирование космоснимков. Методы изучения современного рельефа становятся очень эффективными, если есть уверенность в унаследованном развитии сводовых поднятий. С помощью тектонических элементов современного рельефа выделяются радиальные и концентрические системы дислокаций, являющиеся хорошими индикаторами при выявлении сводов. Кроме того, для определения сводовых сооружений используются интерпретации геохимических, петрофизических и геофизических данных.

Таким образом, составляется схема сводово-глыбовой тектоники — основа для прогнозной структурно-металлогенической карты.

На втором этапе особое внимание обращается на очаговые структуры (размером в поперечнике от первых десятков до 100 км), которые выделяются как и сводовые поднятия (тем же комплексом методических приемов). Прежде всего, выделяются дислокационные радиально-концентрические формы, интрузивно-купольные (очаговые) структуры и вулканические депрессии, прогибы, кальдеры.

Важные элементы создаваемой структурно-металлогенической карты — «сквозные» зоны разломов. Главной их особенностью — текущее положение по отношению к общему структурному плану территории. Индикаторные признаки «сквозных» зон можно охарактеризовать, как системы геологических и структурных аномалий. К ним относятся фациальные измене-

ния, флексуорообразные изгибы и перепады мощностей осадочных толщ, вулканические прогибы, магматические тела, вулканические жерла, группирующиеся в линейные пояса, цепи или образующие кольцевые структуры и т. д. На космических- и аэрофотоснимках они проявлены линейными аномалиями фототона и поясами сгущения мелких линейных нарушений. Геофизические методы позволяют определить эти зоны также с помощью линейных поясов магнитных или гравитационных аномалий, гравитационных ступеней. Сопоставление различных признаков линейных зон дают возможность отнести их к типу «сквозных».

На третьем этапе определяется рудоконтролирующая роль выделенных структур. Главный тип орогенных структур, сводовые поднятия, определяют положение специализированных металлогенических зон и рудных районов. Первые имеют дугообразную или кольцевую, иногда поясообразную форму, вторые обычно занимают мозаично- или секториально-блоковое положение в своде. Сводовые поднятия различных таксономических рангов контролируют разные группы месторождений. Так с мегасводами бывают связаны пояса «эпитермальной» золото-серебряной минерализации, а с локальными сводами «мезотермальными» золото-кварцевые месторождения. На этом заключительном этапе создания прогнозной структурно-металлогенической карты проводится рудно-формационный анализ, позволяющий выделить рудные комплексы и серии, которые ассоциируются в пространстве и времени с определенными типами сводов. В целях прогнозирования активно используются геолого-генетические модели основных типов золоторудных месторождений. Очаговые структуры, расположенные на пересечении систем разломов часто определяют крупные рудные объекты или контролируют положение рудных узлов и полей. «Сквозные» зоны разломов играют роль рудоконцентрирующих. Часто они вмещают унаследованное оруденение, пересекая различные металлогенические зоны, они вмещают оруденение того типа, который определяется пересекаемой металлогенической зоной. Месторождения, формирующиеся в этих участках, относятся к комплексным, полиформационным.

Заключение

Таким образом, на прогнозной структурно-металлогенической карте показаны орогенные структуры, активно влияющие на формирование разнотипного и разномасштабного оруденения. Совмещение контуров сводовых поднятий, очаговых структур и «сквозных» зон разломов с металлогенической информацией позволяет по-новому подойти к прогнозным оценкам и поискам золоторудных месторождений.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 04-05-64359) и проекта программы ОНЗ РАН № 2 «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья»

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ УРАЛА

Ю. А. Волченко, В. А. Коротеев

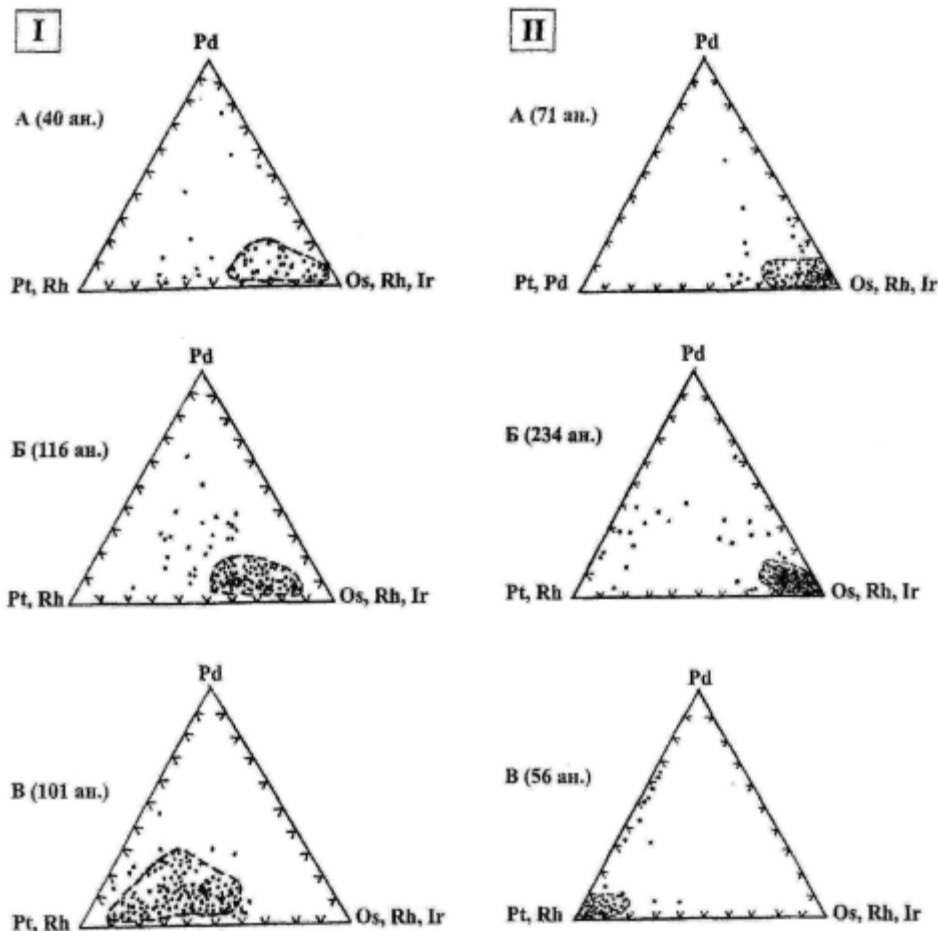
Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Урал утвердился в качестве эталонного полигона при характеристике платинометалльных месторождений в мафит-ультрамафитовых комплексах и рассмотрении общих фундаментальных проблем платиноносности внутриплитных и межплитных подвижных систем. Собранные за последние десятилетия и исследованные различными методами обширные коллекции по мафит-ультрамафитовым комплексам Среднего, Северного, Южного и, отчасти, Полярного Урала позволили рассмотреть проблему их платиноносности как в геохимическом, так и рудно-формационном аспектах (рисунок, таблица). Представленные материалы основаны на результатах оригинальных анализов 618 проб ультрамафитов и руд на весь спектр платиновых металлов спектрально-химическим и спектро-фотометрическим методами, выполненных в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН (Неустроева И. И., Любимцева Ю. П., Березикова О. А.), а также 400 анализов сосуществующих минералов горных пород, руд (концентратов) методами РСМА (Воронина Л. К., Гмыра В. Г.). Для стратиформных хромитоносных комплексов железистых перидотитов в зонах эпиконтинентального рифтогенеза на пассивной палеоокраине (Центрально-Уральский, Сарановский пояс, 111 ан.) характерна сквозная геохимическая специализация ультрамафитов и хромитовых руд на тугоплавкие платиноиды (Os, Ru, Ir), составляющие до 61 % в дунитах и 66—89 % в хромитовых рудах от суммы всех платиноидов. Содержание платиновых металлов в хромитовых рудах составляет от 0.3 до 1—2 г/т, а в дунитах — от 0.05 до 0.25 г/т. Установлено относительное обогащение средних частей стратифицированного хромитоносного разреза тугоплавкими платиноидами. Во всех пластах, пропластках хромитовых руд и хромитоносных ультрамафит-пегматитах выявлена собственная платиноидная минерализация, представленная сульфидами, сульфоарсенидами и интерметаллидами тугоплавких платиноидов в парагенезисе с сульфидами и сульфоарсенидами цветных металлов и железа (*Сарановский тип*). Состав минералов ЭПГ закономерно изменяется по разрезу. Лауриды центральных частей обогащены иридием и осмием, в лауридах верхних частей разреза, обогащенных рутением, появляется мышьяк. Наблюдаемые осложнения модели распределения платиновых металлов в хромитовых рудах и ультрамафитах стратиформных комплексов связаны с отчетливым влиянием секущих дайковых тел габбро-долеритов, несущих золото-платино-палладиевую минерализацию *Саранинского типа*, и появлением в этих комплексах более поздней сопряженной золото-палладиевой минерализации *Малдинского типа*. Более сложное распределение платиновых металлов характерно

для хромитоносных мафит-ультрамафитовых комплексов Главного офиолитового пояса Урала (350 ан.). Длительная история формирования и преобразования альпинотипных комплексов в зонах океанического рифтинга и островодужной трансформации их предопределило типы распределения платиновых металлов, позицию и состав хромит-платиноидной минерализации. Установлено, что дуниты альпинотипных комплексов имеют двойственный характер специализации по платиновым металлам. Наряду с дунитами, специализированными на тугоплавкие ЭПГ, имеются дуниты, обогащенные легкоплавкими платиноидами. В целом содержание ЭПГ в дунитах составляет около 100 мг/т, при этом содержание легкоплавких платиноидов составляет около 40—50 % от суммы всех платиновых металлов в дунитах. Аномальные распределения характерны для контактовых зон и надрудных сульфидоносных дунитов. Установлено, что платинометалльное оруденение присутствует в связи с хромитовыми рудами всех частей разреза альпинотипных комплексов. Выделены четыре типа геологических обстановок и, соответственно, четыре типа сопряженной хромовой и платинометалльной минерализации. *А-Кракинский тип*, лерцолит-гарцбургитовые (с резко подчиненными дунитами) разрезы с высокоглиноземистыми маложелезистыми хромшпинелидами. Руды специализированы на тугоплавкие платиноиды и платину. Собственные минералы присутствуют в виде твердых растворов и интерметаллидов тугоплавких платиноидов. Содержания ЭПГ в рудах этого типа от 1—5 до 30 г/т. *Б-Кемпирсайский тип*, дунит-гарцбургитовые разрезы с высокохромистыми малоглиноземистыми хромшпинелидами. Руды специализированы на тугоплавкие платиноиды. Собственные минералы присутствуют в виде сульфидов, сульфоарсенидов и интерметаллидов тугоплавких платиноидов. Общее содержание ЭПГ в рудах 0.5—1—2 г/т и более. *В-Нуралинско-Верхнейвинский тип*, гарцбургит-дунитовые разрезы периферических зон перехода к краевому полосчатому комплексу со среднехромистыми железистыми низкотитанистыми хромшпинелидами. Руды специализированы на тугоплавкие платиноиды. Их собственные минералы представлены сульфидами, интерметаллидами и твердыми растворами. Содержание ЭПГ в рудах 1—2—5 до 10—15 г/т. *Г-Шандашинский тип*, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые разрезы краевого полосчатого комплекса с высокотитанистыми, высокожелезистыми и высокоглиноземистыми хромшпинелидами. Руды специализированы на легкоплавкие платиноиды (Pt, Pd, Rh), присутствует Au и Ag. Собственные минералы представлены интерметаллидами, сульфоарсенидами, арсенидами, антимонидами. Общее содержание ЭПГ

**Парагенетические ассоциации элементов и минералов (ПАЭМ) платиновых металлов
в главных типах мафит-ультрамафитовых комплексов Урала**

Рудоносные геологические комплексы, геодинамические обстановки формирования и становления	Платиновородные (платиносодержащие) формации	Геохимические и минеральные типы (подтипы) платинометалльного оруденения	Рудноформационные типы и подтипы платинометалльного оруденения	Способность к россыпеобразованию
Стратиформные хромитоносные комплексы железистых перидотитов в зонах эпиконтинентального рифтогенеза на пассивной палеоокраине	Платиноидно-ферриалюмохромитовая	Os, Ru, Ir Сульфиды, сульфоарсениды, интерметаллиды тугоплавких платиноидов в парагенезисе с сульфидами и сульфоарсенидами цветных металлов	Сарановский тип МПМ в ассоциации с высокожелезистыми глиноземистыми хромшпинелидами и сульфидами (сульфоарсенидами) Ni, Fe, Co, Cu	Нероссыпеобразующий Мелкие шлиховые ореолы
		Os, Ru, Ir, Pt Твердые растворы, интерметаллиды тугоплавких платиноидов	Кракинский тип МПМ в ассоциации с высокоглиноземистыми и высокохромистыми, маложелезистыми хромшпинелидами	Россыпеобразующий
		Os, Ir, Ru Сульфиды, сульфоарсениды, интерметаллиды тугоплавких платиноидов в парагенезисе с сульфидами цветных металлов	Кемпирсайский тип МПМ в ассоциации с высокохромистыми малоглиноземистыми и низкожелезистыми хромшпинелидами	Нероссыпеобразующий Мелкие шлиховые ореолы
		Os, Ru, Ir Сульфиды, интерметаллиды, твердые растворы тугоплавких платиноидов в парагенезисе с сульфидами никеля и железа	Нуралинско-Верх-Нейвинский тип МПМ в ассоциации со среднехромистыми, железистыми, малотитанистыми хромшпинелидами	Россыпеобразующий
Альпинотипные хромитоносные дунит-гарцбургитовые комплексы в зонах океанического рифтогенеза и их островодужной трансформации	Платиноидно-хромитовая с высокохромистыми магнезиальными и глиноземистыми хромшпинелидами в перидотитах	Pd, Pt (Au, Ag) Интерметаллиды, сульфоарсениды, арсениды и антимониды в парагенезисе с сульфидами никеля, железа, меди	Шандашинский тип МПМ в ассоциации со среднехромистыми, высокоглиноземистыми и высокотитанистыми высокожелезистыми хромшпинелидами	Нероссыпеобразующий Мелкие шлиховые ореолы
		Уральский (Соловьевогорский) тип Pt, Ir, Os, Pd, Ru, Rh самородные сплавы на основе Pt, Fe, Cu, Ni		Россыпеобразующий
		Хромитовый подтип руд Pt, Ir Высокоиридиевая изоферроплатина и тетраферроплатина, лаурит, иридосмин, осмирид	Хромитовый подтип иридиево-платиновых руд. МПМ в ассоциации с высокомагнезиальными и высокохромистыми хромшпинелидами	Россыпеобразующий с крупным металлом
		Дунитовый подтип руд Pt, Ir Малоиридиевая тетраферроплатина и изоферроплатина Осмий самородный, лаурит, иридосмин	Дунитовый подтип МПМ в ассоциации с умеренно магнезиальными и среднехромистыми хромшпинелидами	Россыпеобразующий с мелким металлом
Зональные дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовые комплексы надсубдукционных обстановок (режим ранних и зрелых островных дуг)	Платиноидно-магноферрихромитовая в дунитах	Пегматитовый подтип руд Pt, Pd, Ir, Os, Ru, Rh Палладистая и медистая тетраферроплатина малоиридиевая, палладистый туламинит, амальгамы платинисто-палладистой меди, иногда с высоким содержанием иридия	Пегматитовый подтип МПМ в ассоциации с хромтитаномагнетитом и сульфидами Fe, Cu, Ni	Нероссыпеобразующий Мелкие шлиховые ореолы



Диаграммы отношений содержаний ЭПГ в дунитах (I), хромитовых рудах (II); стратиформных (А), альпинотипных (Б) и зональных (В) комплексов Урала

в рудах 1—5 до 10—15 г/т. Основной тренд распределения ЭПГ в альпинотипных комплексах заключается в эволюции от слабо фракционированного, субхондритового распределения (тип А), до отчетливо и сильно фракционированного анхондритового распределения (типы Б, В, Г). Анализ полученных материалов по платиноносности альпинотипных комплексов Урала свидетельствует о более сложной, чем предполагалось, картине фракционирования благородных металлов в этих образованиях. В процессе эволюции альпинотипных комплексов и их трансформации в надсубдукционных обстановках степень фракционирования платиноидов нарастает, в системе появляются золото и серебро, которые входят в единую ПАЭМ благородных металлов. Возникновение крупномасштабного (Ru, Ir, Os) оруденения связано с более ранней историей формирования этих комплексов. Формирование и становление зональных комплексов собственно Платиноносного пояса происходило в надсубдукционных обстановках в режиме ранних и зрелых островных дуг. Для дунитов зональных комплексов характерна специализация на платину и легкоплавкие платиноиды, составляющие 70—75 % от суммы всех ЭПГ в дунитах. Среднее содержание ЭПГ в дунитах (без разделения на типы) составляет менее 100 мг/т, при резко выраженной ведущей роли платины. Хромит-платиновые руды зональных комплексов также специализированы на

платину и легкоплавкие ЭПГ, содержание которых в ходе рудообразующего процесса увеличивается с 90 до 99 %, количество тугоплавких при этом падает с 10 до 1 %. В рамках Уральского (Соловьевогорского) типа платинометалльных руд нами выделены и обоснованы три минералого-геохимических подтипа, характеризующие различные стадии процесса рудообразования. Ранняя стадия- хромитовый подтип иридиево-платиновых руд. Специализация на платину и иридий. Продуктивный парагенезис собственных минералов ЭПГ представлен высокоиридистыми изоферроплатиной и тетраферроплатиной, лауридом, осмиридом, иридосмином в ассоциации с высокомагнезиальными и высокохромистыми хромшпинелидами. Общее содержание ЭПГ в этом подтипе 5—10—50 г/т и более. Средняя стадия процесса — дунитовый подтип иридиево-платиновых руд. Специализация на платину и иридий. Продуктивный парагенезис ЭПГ представлен малоиридистыми тетраферроплатиной и изоферроплатиной, осмием самородным, лауридом, иридосмином в ассоциации с умеренномагнезиальными среднехромистыми железистыми хромшпинелидами. Общее содержание ЭПГ в этом подтипе 1—5 до 7 г/т и более. Поздняя стадия- пегматитовый подтип руд. Специализация на платину и палладий. Продуктивный парагенезис ЭПГ представлен малоиридистой палладистой и медистой тетраферроплатиной, малоиридистым палладистым туламинитом, амальгамами платинистопалладистой меди, иногда с повышенными содержаниями иридия, в ассоциации с хромтитаномагнетитом и сульфидами Fe, Cu, Ni. Общее содержание ЭПГ в этом подтипе от 1—5 до 30 г/т. В целом формирование и преобразование руд уральского типа происходило в рамках постмагматических стадий их эволюции. Россыпеобразующая способность рассмотренных типов и подтипов платинометалльного оруденения (таблица) резко различна, однако прослеживается общее усложнение минерального состава продуктивных парагенезисов и возрастание россыпеобразующей способности платинометалльных руд от стратиформных к альпинотипным и, далее, к зональным мафит-ультрамафитовым комплексам уральской подвижной системы.

ПОВЕДЕНИЕ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ И ЗОЛОТА В ПРОЦЕССАХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ СУЛЬФИДНОЙ МАГМЫ

Н. С. Горбачев

Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

Рассмотрено поведение платиновых металлов (ПМ) и золота в процессах кристаллизационной, эмманационной дифференциации и жидкостного расслоения сульфидной магмы. С кристаллизационной дифференциацией связаны минералогическая и геохимическая зональность сульфидных руд. Минералогическая зональность заключается в смене минеральных типов руд в последовательности: пирротиновые (Po) кубанитовые (Cb), халькопиритовые (Cr). Переход между ними осуществляется через промежуточные разновидности — Po-Cr, Po-Cr-Cb, Cb-Cr. Во всех типах руд присутствует пентландит (Pnt). В геохимическом отношении от Po к Cr-рудам увеличиваются содержание Cu и отноше-

ния $Cu/(Cu+Ni)$, которые варьируют от 2.5 мас. % и 0.5 в Po и до 32 мас. % и 0.9 в Cr типах руд соответственно. Широкие вариации Cu и отношения $Cu/(Cu+Ni)$ в рудах позволяют использовать эти параметры в качестве критерия дифференциации сульфидной магмы.

Распределение ПМ и золота при этом определяется сродством к моносульфидному Fe-Ni-S состава твердому раствору (Mss). Mss совместимые элементы (Fe, Ir, Os, Rh, Ru), коэффициенты распределения которых между Mss и сосуществующим сульфидным расплавом D Mss/m варьируют от 3 до 10 и более, концентрируются в ранних, Po и Po-Cb типах руд. Концентрации Mss несовместимых металлов (Cu, Pt, Pd, Au) с D Mss/m

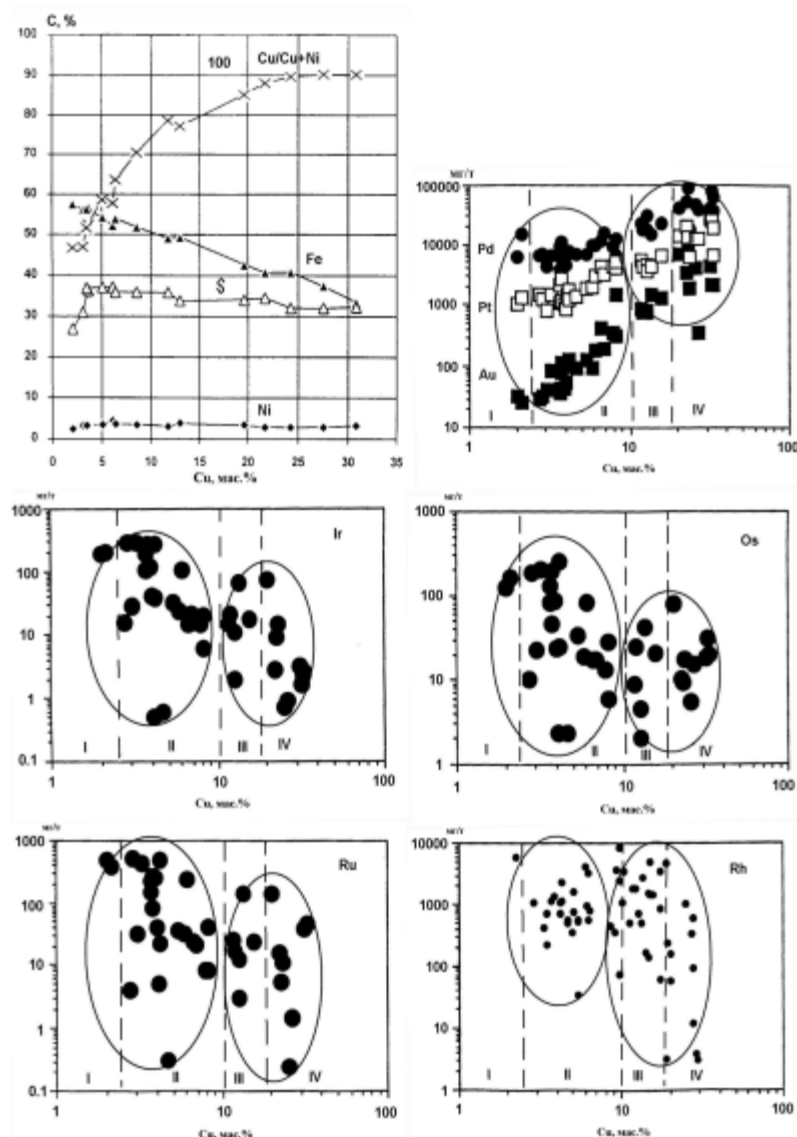


Рис. 1. Вариации содержаний Ni, Fe, S (мас. %), ЭПГ и Au (мг/т) в сульфидных рудах в зависимости от содержания Cu

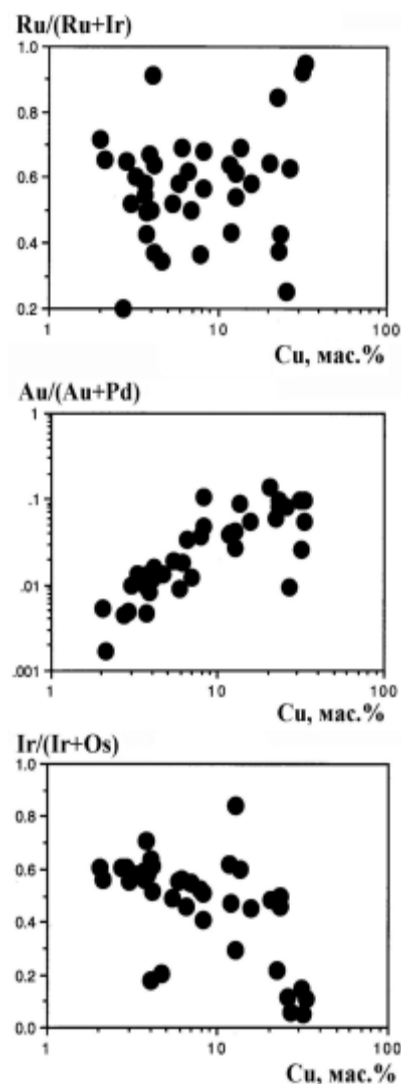


Рис. 2. Зависимость отношений концентраций благородных металлов от содержания меди в сульфидных рудах

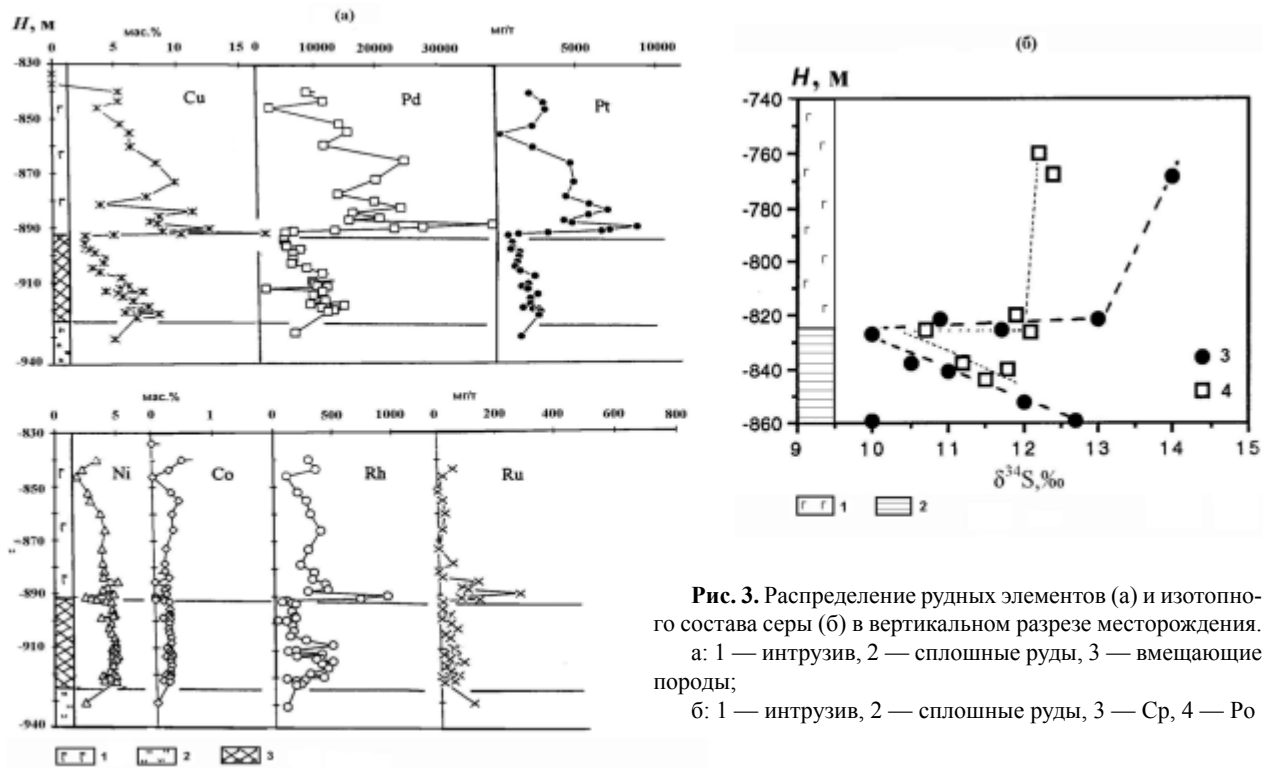


Рис. 3. Распределение рудных элементов (а) и изотопного состава серы (б) в вертикальном разрезе месторождения. а: 1 — интрузив, 2 — сплошные руды, 3 — вмещающие породы; б: 1 — интрузив, 2 — сплошные руды, 3 — Ср, 4 — Ро

порядка 0.1—0.2 возрастают в ходе дифференциации от Ро к Ср рудам. Распределение Mss совместимых элементов (Ir, Os, Rh и Ru) более сложное. Их содержание уменьшается от Ро к высокомедистым, Ср рудам, однако наблюдается второй максимум, приуроченный к Сб-рудам (рис. 1).

Даже небольшие различия в средстве ЭПГ и Au к Mss фиксируются в распределении этих элементов в

рудах. Так, например, положительная корреляция [Au/(Au+Pd)] — Cu и отрицательная [Pd/(Pd+Pt)] — Cu в рудах свидетельствуют о более высоком средстве к Mss Pd по сравнению с Au, а Pt — по сравнению с Pd (из 2-х элементов в ходе кристаллизации остаточный сульфидный расплав обогащается более Mss несовместимым элементом). Отрицательная зависимость [Ir/(Ir+Os)] — Cu и [Ru/(Ru+Os)] — Cu — показатель более высокого средства к Mss Ir и Ru по сравнению с Os, а максимумы их отношений в Сб — рудах — более высокого средства к Cbss (рис. 2).

С эмманационной дифференциацией сульфидного расплава связано распределение благородных металлов в вертикальном разрезе рудных залежей, в их верхнем экзоконтакте, а также от центральных к фронтальных их частям. Эмманационная дифференциация приводит к обогащению верхнего экзоконтакта и фронтальной части сульфидных залежей всеми рудными элементами и легким изотопом серы. По степени обогащения (к) аномальной зоны по сравнению со сплошными рудами намечается следующая последовательность: Ni ($k \approx 1$) < Cu ($k=3-5$) < Pd ($k=5-10$) < Rh ($k=10$) < Pt ($k=10-15$) < Ir ($k=15-20$) < Ru ($k=20-30$) < Os ($k=50-60$) < Au ($k=100$). Последовательность обогащения хорошо коррелируется с относительным средством металлов к сере и не зависит от средства этих элементов к Mss (Pd-Rh, Os-Au) (рис. 3).

Процессу кристаллизационной дифференциации может предшествовать расслоение сульфидной магмы на несмешивающиеся Fe-Ni — (Mss) и Fe-Cu — (Cpss) расплавы с последующей кристаллизационной дифференци-

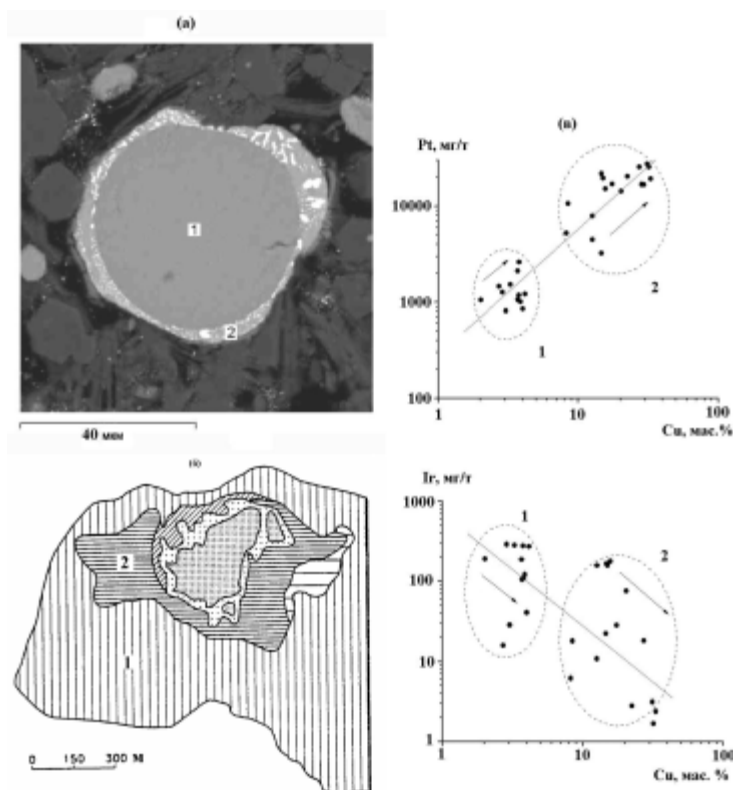


Рис. 4. Расслоение сульфидного расплава на Fe-Ni (1) и Fe-Cu (2) сульфидные жидкости: в эксперименте (а), в сульфидных рудах, обусловившее минералогическую (б) и геохимическую (в) зональность

ацией M_{ss} и Cp_{ss} сульфидных жидкостей. Основанием для такого предположения служат результаты экспериментального изучения плавления сульфидсодержащего перидотита с водным флюидом. При этом наблюдалось расслоение сульфидного расплава на две жидкости, обогащенную Fe и Ni, M_{ss} состава и обогащенную Fe и Cu, Cp_{ss} состава. Элементы с высоким сродством к M_{ss} , $D_{M_{ss}/m} > 1$, концентрируются в Fe-Ni — сульфидном расплаве, а элементы с $D_{M_{ss}/m} < 1$ концентрируются в Fe-Cu — жидкости. В пользу этого предположения свидетельствуют геохимические

данные. На диаграммах, характеризующих распределение благородных металлов в сульфидных рудах, жидкостное расслоение сульфидного расплава проявляется в том, что содержания благородных металлов образуют изолированные области, первая охватывает Po и Cr-Po, вторая — Sb и Cr руд (рис. 4).

Выявленные закономерности распределения благородных металлов в сульфидных рудах, характеризующие их поведение в процессах дифференциации сульфидной магмы, хорошо прослеживаются на месторождениях сульфидных руд Норильского района.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ШОВНЫХ ЗОН УРАЛЬСКОГО СЕВЕРА

В. А. Душин, В. С. Козьмин, А. А. Малюгин, А. А. Коновалов

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

Одним из важнейших результатов региональных работ последнего десятилетия (ГДП-200 листов R-42-XXXI, XXXII и ГМК-200 листов Q-42-I,II) явилось установление на Уральском Севере реальных перспектив благороднометалльного оруденения полигенного типа, приуроченного к выделенной впервые нами [3,4] Собско (Салатимско)-Нундерминской шовной зоны. Последняя (рис. 1) трассирует восточное висячее крыло Орангского и Лемвинского (на юге) аллохтонов и представляет из себя сложно построенную пликвативно-дизъюнктивную систему субпараллельных тектонических структур надвигового и сбросо-надвигового типа, содержащих клинья разновозрастных (рифейско-палеозойских) породных комплексов. Мощность зоны от 150 до 500 м. Простирается ее крайне не постоянно и совпадает с границей допалеозойских и палеозойских отложений. На крайнем юге от верховьев р. Маньи и р. Хулги до р. Собь она нередко сливается с зоной меланжа Главного Уральского глубинного надвига (ГУН), либо прослеживается по западной границе меланократового основания имея субмеридиональное и северо-восточное генерализованные направления, резко меняясь на субширотное в бассейнах рек Хальмерью, Собь и Байдарата. Затем от руч. Кемь-Резь-Рузь и низовьев р. Бол. Хута она вновь приобретает северо-восточное направление, ундулируя на северо-западное только в бассейне р. Пензенга-Яха и обратно на субширотное в районе известного Нундерминского разворота.

Внутреннее строение шовной зоны весьма сложное и в обобщенном виде представляет из себя своеобразный меланж, где крайне редок серпентинитовый матрикс (устье р. Халеяга, Егорка-Шор, руч. Пеленг, Каскадный, Машка-Шор). Это тектониты, бластомилониты с горизонтами (клиньями) псевдоконгломератов* (руч. Каскадный, Нырдовоменшор, р. Бол. Хута, Нун-

дерма). Своеобразными олистолитами этой зоны являются клинья вулканогенно-осадочных и карбонатных пород орангской, грубеинской, погурейской, сядатинской и немурюганской свит, а также углеродистые сланцы неясной возрастной принадлежности. В этой зоне появляются оталькованные участки (р. Нундерма, Байдарата, руч. Каскадный) вплоть до появления серпентинитов. Микроскопическое изучение наименее измененных пород из зоны динамического влияния разломов показало наличие минералов-индикаторов повышенных и высоких давлений — стильпномелана и глаукофана (р. Бол. Хута, Байдарата).

Характерной особенностью Собско(Салатимско)-Нундерминской шовной зоны является усложнение структурного рисунка разломной сети в пределах Щугорского, Лемвинского, Усинского и Байдарацкого поперечных опусканий [1]. Не исключено, что западный контакт Орангского аллохтона также принадлежит описываемой сложноветвящейся системе коллизионных дислокаций. Важным элементом строения зоны, во многом обуславливающим ее рудную привлекательность, явилась система дискордантных активизационных северо-западных разломов, трассируемых плюмовым магматизмом (немзияхинский и марунский лампроитовые, левдиевский граносиенитовый, осовецкий калиевых трахитов комплексы) мезозоя (81—195 млн лет) и осложняющих ее на всем протяжении. Это хорошо известные поперечные структуры (с севера на юг): Приморская, Себета-Хуутинская, Щучинско-Лонготская, Харбейская, Пайерская, Хулгинская, Хальмерьянская, Малопатокская и др. с системой опережающих субширотных дизъюнктивов (Пензенгояхинский, Байдарацкий, Крестовский, Собский и др.).

В настоящее время в узлах пересечения активизированных северо-западных дизъюнктивов с коллизионными структурами Собско(Салатимско)-Нундерминской шовной зоны выявлено значительное количество перспективных и потенциально-перспективных благо-

*Проблему псевдоконгломератов в регионе впервые поднял профессор Л. В. Махлаев и его коллеги [5].

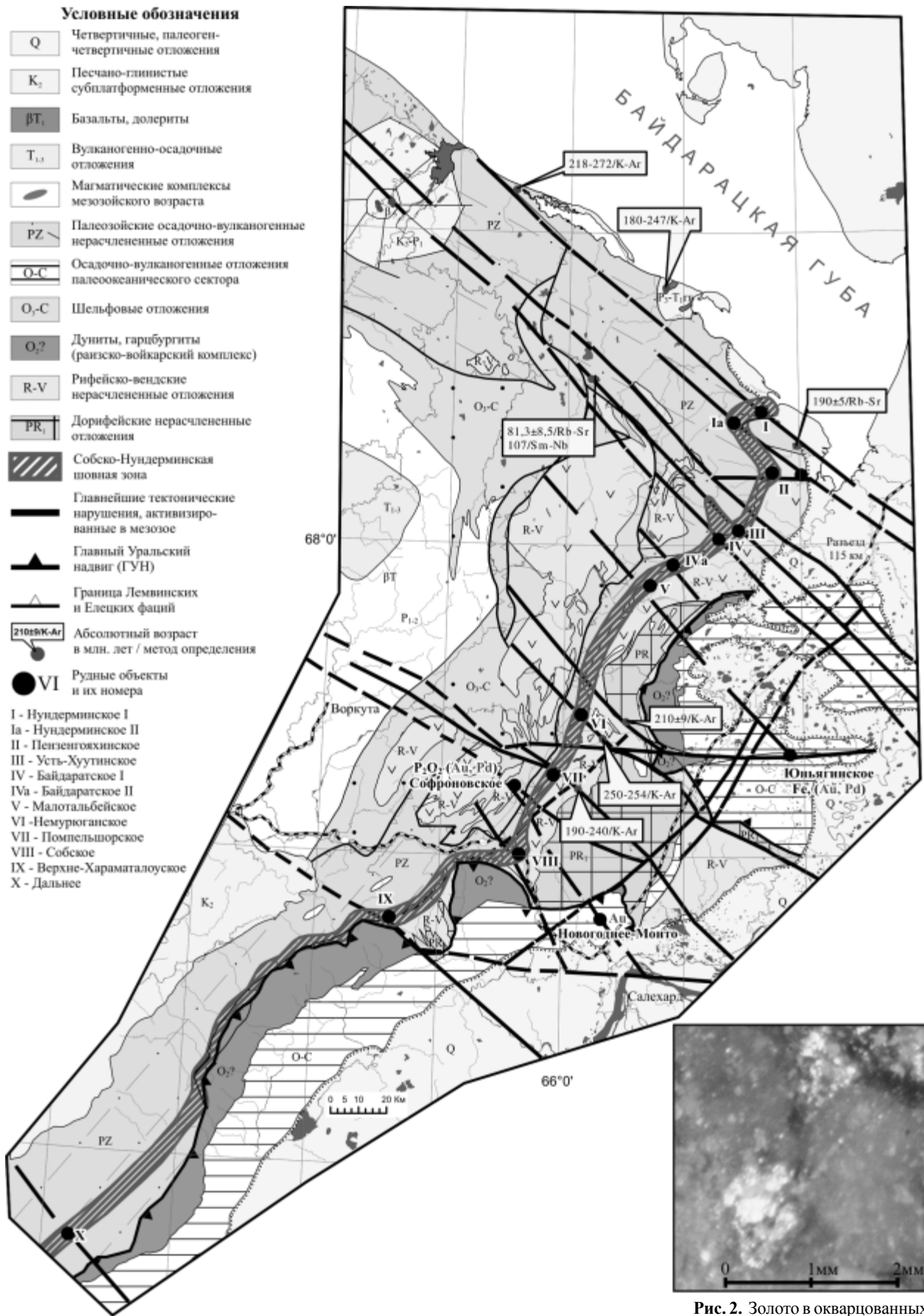


Рис. 1. Положение Собско(Салатимско)-Нундерминской активизированной шовной зоны в геологических структурах Полярного Урала

Рис. 2. Золото в окварцованных доломитах немурюганской свиты

роднометалльных рудно-метасоматических узлов (с севера на юг): Нундерминский, Пензенгояхинский, Усть-хуутинский, Байдаратский, Малотальбейский, Немурюганский, Помпельзский, Хараматолоуский, Верхнехулгинский, Хальмерьинский, Собский и др. [4].

Для благороднометалльного оруденения приуроченного к активизированным узлам шовной зоны, характерно широкое развитие средне-низкотемпературных метасоматитов, развитых по пара- и ортопородам зеленосланцевой ступени метаморфизма. В зависимости от характера эдукта картируются несколько отличные метасоматические колонки березитов и листвени-тов. При этом последние развиты более локально, накладываясь на серпентинизированные ультрабазиты матрикса шовной системы в сопровождении тальк-карбонатно-фукситовой прожилковой минерализации. Внутренние и промежуточные зоны формации березитов-лиственитов осложнены наложенными более низкотемпературными аргиллизитовыми процессами. Ореолы глинистых изменений особенно характерны для наиболее северных частей шовной зоны (Нундерминский, Пензенгояхинский, Хутинский, Байдаратский и др. узлы), где формируют либо самостоятельные системы, приурочиваясь к дискордантным субширотным (рис. 1) и северо-западным дизъюнктивам, либо слагают совмещенные березит-лиственит-аргиллизитовые ассоциации (Байдаратское, Тальковое и др.). Площади таких ареалов иногда достигают нескольких десятков квадратных километров. Внутренние зоны сложены кварц-карбонат каолиновым парагенезисом. При этом карбонат в зависимости от эдукта представлен либо магнезитом (основные, ультраосновные породы), либо доломитом и сидеритом (основные и средние породы). Геохимический спектр обусловлен надкларковыми концентрациями меди, молибдена (для березитов) золота, платиноидов, ртути, сурьмы (для аргиллизитов). Показательно существенное накопление (в 4—10 раз) благородных металлов во внутренних зонах метасоматических колонок аргиллизитов.

Сопряженный характер метасоматитов (березитизация, аргиллизация) и оруденения (касситерит, киноварь, реальгар, сульфиды и сульфосоли, самородное золото, платиноиды, флюорит) различной формационной принадлежности свидетельствует о продолжительной и многостадийной истории рудогенеза, обусловленного молодыми, глубинными эндогенными процессами. Вариации в вещественном (минералогическом, геохимическом) составе оруденения и интенсивности его развития, очевидно, объясняются различиями в уровне эрозионного среза в пределах отдельных блоков и фрагментов мегаструктуры.

Самородное золото наиболее (в большинстве объектах шовной зоны) тесно ассоциирует с пиритом (обычно мелкозернистый, сложного габитуса), халькопиритом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом (или теннантитом), гематитом; реже отмечаются пирротин, пентландит, аурипигмент и киноварь. Главные сопутствующие минералы жил и метасоматитов — карбонат (магнезит, доломит, сидерит), барит, кварц, фуксит, апатит. Самородное золото, выделенное из шлихов и протолочек, характеризуется крайне малой круп-

ностью — от 10 до 400 мкм. Форма выделений как изометричная гемидиоморфная, так и пластинчато-чешуйчатая. Уплотненность золотин возрастает синхронно с ростом размерности частиц, указывая тем самым на условия кристаллизации в зоне интенсивного расслаивания.

В полевом сезоне 2006 г. нами (В. С. Козьмин) впервые для Полярного Урала установлено видимое золото (рис. 2) в Мраморском перспективном узле, где оно в виде мелких кристаллических (октаэдры) и дреновидных выделений размером 0.8—0.25 мм располагается в окварцованных доломитах немурюганской свиты слагая золото-кварц-сульфидную штокверковую зону. Последняя приурочена к эндоконтакту доломитов и мраморов с аповулканогенными сланцами и по отдельным коренным выходам прослежена почти на 900 м в северо-западном направлении при мощности до 50 м. В общем, перспективная структура прослежена на 7 км. Золото ассоциирует с сульфидами и гидроксидными меди и железа, сопровождаясь обильными выделениями шеелита. В целом для шовной зоны характерен разнообразный химический состав золота: от кюстелита и электрума до весьма высокопробного, при этом преобладает высокопробное золото, постоянной примесью которого является ртуть, вплоть до образования ртутистого электрума. Содержания этой примеси достигают 30.5 мас. %, а в амальгамах — до 51.5 %. Постоянно присутствует и серебро, а также медь (содержания меди составляют от 0.01 до 0.68 вес. %). В половине изученных зерен установлено наличие Те (содержания 0.01—0.2 %) и As (до 0.38 %). Кроме того в 5 пробах из 20 обнаружен палладий при содержаниях от 0.02 до 2 мас. %. По химизму золото, очевидно, соответствует малоглубинным условиям формирования при средних и низких температурах. По минералогическим и геолого-структурным признакам данные рудопроявления близки месторождениям олимпиадинского или, отчасти, сухоложского типов [4].

Анализ приведенной информации свидетельствует о том, что рассмотренная выше Собско(Салатимско)-Нундерминская шовная зона может претендовать на роль самостоятельного регионального минерагенического элемента, отвечающего понятию геологического (металлогенического) тела, специализированного на благороднометалльное оруденение, которое занимает определенное геолого-тектоническое и геодинамическое положение. Это региональный коллизионный межблоковый шов, активизированный в плитный (мезозойский) этап развития региона, характеризующийся проявлением полихронных (PZ-MZ-KZ?) и полиформационных рудно-метасоматических (березиты-листвениты-аргиллизиты) процессов. Он достаточно надежно картируется не только севернее широты р. Собь, но и южнее верховьев р. Хараматолоу в западном обрамлении Войкарского и Неркаюнского блоков. По-видимому, рудопроявление золота Дальнее имеет тот же генезис, что и вышеописанные объекты. Можно предположить, что далее на юг Собско (Салатимско)-Нундерминская шовная зона переходит в Сурьинско-Промысловскую зону Среднего Урала, характеризующуюся подобной минерагенией и геодинамикой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
2. Душин В. А., Чурсин А. В. Магматизм и глубинное строение Полярного Урала // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Сыктывкар: Геопринт, Т. IV. 2000. С. 54—55.
3. Душин В. А. Некоторые особенности геологии и эндогенной минерализации мезозойского этапа на Урале // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника,

магматизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Екатеринбург: ИГ и Г УРО РАН, 2003. С. 169—171.

4. Душин В. А., Строение и минерализация областей сочленения континентальных геоплит и аккреционно-складчатых систем (на примере Севера Урала) // Горные ведомости. № 6 (25). 2006. С. 60—75.

5. Махлаев Л. В., Пыстин А. М. Лемвинские «конгломераты» Приполярного Урала и их эруптивное происхождение // Изв. АН СССР Сер. Геол. № 11. 1990. С. 114—127.

ВЕЩЕСТВЕННО-ИНДИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ АЛМАЗОНОСТИ МНОГОФАЗНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК (НА ПРИМЕРЕ ТРУБКИ «ЮБИЛЕЙНАЯ»)

К. Н. Егоров¹, М. А. Карпенко², Д. А. Кошкарев¹, И. В. Маковчук², Р. А. Чернышов¹

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск

² Айхальский ГОК АК «АЛРОСА»

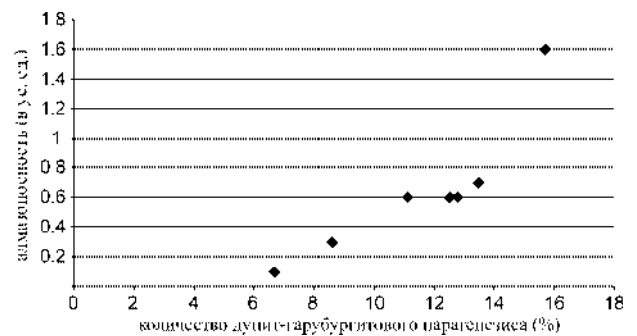
Впервые для кимберлитовой трубки «Юбилейная» установлены вещественно-индикационные признаки алмазности различных геолого-технологических типов кимберлитов. К ним относятся типохимизм барофильной минерализации (пиропы), шпинелидов основной массы в совокупности с другими оксидно-рудными минералами кимберлитов, а также петрогеохимические особенности кимберлитов.

1. Разбраковка кимберлитов трубки «Юбилейная» на геолого-технологические типы, основанная на детальном изучении текстурно-структурных, минералогических, петрогеохимических особенностей позволила более уверенно выделить блоки с различной продуктивностью, а также более четко провести геологические границы между разновидностями кимберлитов с разной алмазностью.

2. Использование минералогического критерия алмазности, разработанного Н. В. Соболевым, оказалось продуктивным для выделенных геолого-технологических типов кимберлитов трубки «Юбилейная». Бедные руды (такситовые, спорадофировые, афировые кимберлиты) характеризуются содержанием пиропов алмазного парагенезиса не более 7 %, обычно 2—5 %. К средним рудам трубки «Юбилейная» относятся кимберлитовые брекчии (КБ) и порфиоровые кимберлиты (ПК). Причем ПК занимают область переходную от бедных к средним, а КБ от средних к богатым (содержание обломков осадочных пород в КБ не должно превышать 15 %). ПК содержат макрокристы пиропов алмазного парагенезиса от 2 до 8,6 %, среднее 5,66 %, в КБ концентрация макрокристы пиропов алмазного парагенезиса достигает 12,8 %.

Богатые руды — автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ), содержат от 8,33 до 15,7 % гранатов алмазного дунит-гарцбургитового парагенезиса. Следует подчеркнуть, что в АКБ взаимосвязь алмазности с количеством алмазного парагенезиса в макрокристной ассоциации гранатов выражена наиболее четко. Напри-

мер, продуктивность автолитовых кимберлитовых брекчии 0,8 — содержание гранатов дунит-гарцбургитовой ассоциации — 8,33 % соответственно; продуктивность 0,95 — концентрация пиропов дунит-гарцбургитового парагенезиса — 13,46 %. И, наконец, самые богатые руды (АКБ) в трубке «Юбилейная» имеют самый высокий процент гранатов алмазного парагенезиса — 15,7 %. На рисунке приведены данные зависимости алмазности кимберлитовых фаз с количеством вкрапленников гранатов алмазного парагенезиса.



Соотношение количества макрокристы пиропов алмазного парагенезиса и продуктивности кимберлитов разных фаз внедрения трубки «Юбилейная»

3. Использование другого критерия алмазности по шпинелидам, а также перовскитам, ильменитам, рутилам из основной массы кимберлитов трубки Юбилейная позволило получить следующее.

По особенностям химического состава и взаимоотношений с минералами связующей массы выделено несколько разновидностей шпинелидов: от высокохромистого пикрохромита (45—58 мас. % Cr_2O_3 и < 4 мас. % TiO_2) до магномагнетита и определена их распространенность в различных геолого-промышленных типах кимберлитов трубки «Юбилейная». Установлены эволюционные тренды изменения состава шпинелидов из основной массы кимберлитов, отражающие закономерности кристаллизации различных по содер-

жанию алмазов геолого-промышленных типов кимберлитов. В автолитовых кимберлитовых брекчиях наблюдается наименьшее количество перовскита и титаномагнетитов, а также ульвешпинелей различного состава, что может свидетельствовать о более благоприятных условиях сохранности алмазов в кимберлитовом расплаве. Наибольшее количество перовскитов и титаномагнетитов отмечается в порфириновых кимберлитах, что совпадает с их меньшей степенью алмазоносности.

Выявленные особенности химического и фазового составов шпинелидов, перовскита, их соотношение между собой и характерные признаки трендов кристаллизации шпинелидов основной массы указывают в целом на не совсем благоприятные условия сохранности алмазов. В отличие от высокоалмазоносных трубок (Мир, Нюрбинская и др.) в трубке «Юбилейная» преобладают среди морфологических типов алмазов кристаллы ромбододекаэдрического габитуса первой и четвертой разновидности (по Ю. Л. Орлову). Их содержание максимальное в трубке Юбилейная по сравнению с другими промышленно алмазоносными кимберлитовыми трубками Якутии. Кроме того, в трубке «Юбилейная» присутствуют в значительном количестве кристаллы с признаками природного растворения, что также свидетельствует об интенсивных процессах растворения алмазов в кимберлитовом расплаве. Можно предположить, что изначально высокая алмазоносность пород была понижена за счет интенсивного растворения алмаза в кимберлитовом расплаве.

4. Петрогеохимические особенности различных геолого-технологических типов кимберлитов также возможно использовать в качестве критериев алмазоносности пород трубки «Юбилейная». Самые богатые разновидности кимберлитовых руд (автолитовые кимберлитовые брекчии, отдельные разновидности кимберлитовых брекчий) характеризуются минимальны-

ми величинами кальциевости и в большей мере обогащены никелем и обеднены стронцием. На основе сравнительного анализа концентраций редких и редкоземельных элементов в разных по продуктивности кимберлитов было выявлено, что наиболее алмазоносные автолитовые кимберлитовые брекчии отличаются от других типов кимберлитов наиболее низкими значениями отношений бария к ниобию, торию, лантану, рубидию и стронцию. На спайдерграмме автолитовых брекчий отмечается большая дисперсия значений концентрации микроэлементов, что является ее отличительной геохимической особенностью: отрицательные аномалии стронция, гафния и положительные пики самария

Предварительные результаты корреляции между минералогическими и петрогеохимическими критериями показывают, что они связаны между собой генетическими причинами и поэтому могут быть использованы в комплексе как критерии алмазоносности кимберлитов. Более того, геохимические признаки можно использовать для автолитовых кимберлитовых брекчий как критерии насыщенности материалом порфириновых кимберлитов, а значит определять в какой степени (на примере трубки «Юбилейная») они обедняются («разбавляются») алмазами и обогащаются спектром алмазов с определенными, присущими для порфириновых кимберлитов кристалломорфологическими и физико-химическими свойствами.

Необходимо подчеркнуть, что поскольку вторичные процессы в кимберлитовых трубках образуют некоторую зональность с глубиной по минеральному виду, интенсивности преобразования, влиянию высокоминерализованных рассолов глубоких горизонтов вмещающих пород, то диагностику петрохимических и в меньшей мере геохимических признаков необходимо корректировать в процессе обработки месторождения.

ПРОБЛЕМА ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ КОРЕННЫХ АЛМАЗОВ С ПОЗИЦИИ ПУЛЬСАЦИОННОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

В. А. Епифанов

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск

До сих пор при прогнозировании коренных алмазных месторождений в России за основу взяты обобщенная модель кимберлитового тела (трубки) и «правило Клиффорда», а при их поисках одним из основных является шлиховой «пироповый метод». В то же время, в разных регионах Мира «правило Клиффорда» противоречит местонахождению множества богатых россыпей алмазов с явно некимберлитовыми минеральными ассоциациями, и уже четверть века как известен и разрабатывается альтернативный первоисточник алмазов — также не подчиняющаяся «правилу» — лампроитовая трубка Аргайл.

Очевидно, что такой отечественный консерватизм во многом определен прежними успехами, достигну-

тыми после внедрения в практику поисков алмазов «пиропового метода». Применение метода позволило совершить незаурядные открытия, обнаружить многие сотни кимберлитовых тел, создать новую мощную отрасль экономики. Но, с другой стороны, — сформировалось устойчивое мнение о «единственно правильном» пироповом коренном источнике алмазов, надолго исключившее поиск альтернативы. Все последующие модернизации методик и разработки новых способов поиска были нацелены на кимберлиты.

Детальное и всестороннее изучение алмазов, их спутников и ксенолитов из кимберлитовых трубок в итоге позволило выделить пиропы алмазного парагенезиса, определить термодинамические условия обра-

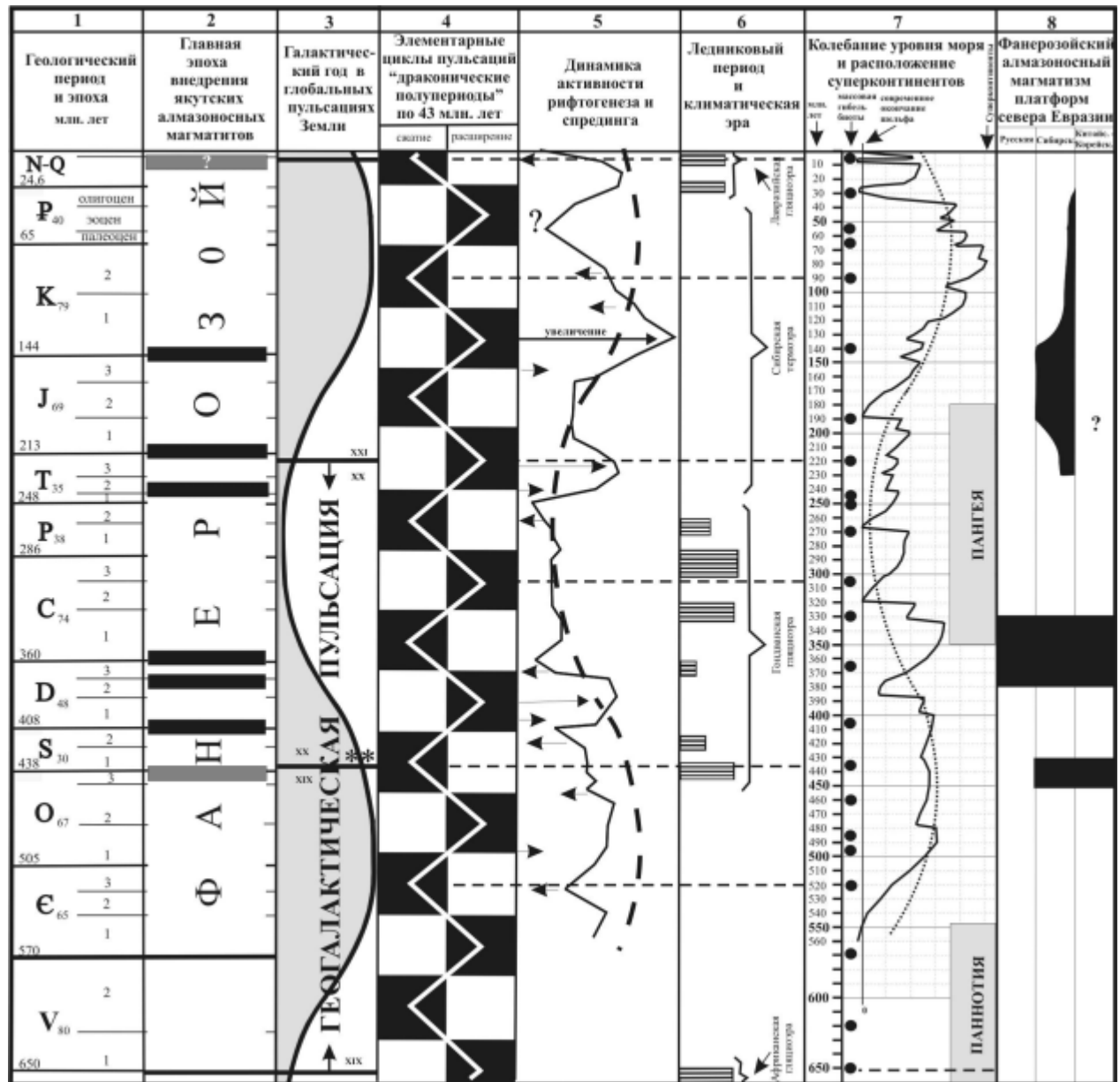
зования алмазов, оценить глубины формирования кимберлитового расплава и т. д. Эти научные исследования развили, углубили и конкретизировали приемы поиска кимберлитов. Но... до сих пор в пределах Сибирской алмазоносной провинции существуют огромные территории, в пределах которых распространены богатейшие россыпи алмазов, а их кимберлитовые коренные источники до сих пор не найдены. При этом, по изотопии, типоморфизму алмазов («северный», «обеляхский» тип — V и VII разновидности по классификации Ю. Л. Орлова), и ансамблю минералов-спутников, определяется, что большая часть первоисточников россыпей севера Якутии (и юго-запада Эвенкии) должна отличаться от традиционных кимберлитов.

Однако, серьезного (подкрепленного финансированием) внимания разработке поисковой модели альтернативных первоисточников пока не уделяется. По мнению автора, такая ситуация обусловлена отсутствием общепризнанной теоретической концепции формирования высокоалмазоносных некимберлитовых магматических пород. В качестве поиска решения проблемы предлагается обратиться к идее пульсационного

развития Земли, признав, что в своем развитии наша планета подчиняется космическим ритмо-циклам [2].

Приведенные в таблице данные прямо указывают на существование принципиальных различий в глобальных геодинамических обстановках внедрения высокоалмазоносных среднепалеозойских кимберлитов в центральной части Западной Якутии и слабо-убогоалмазоносных кимберлитов и их коагматов на северных территориях провинции.

Размещение высокоалмазоносных «классических кимберлитов» относительно кривой геогалактической пульсации позволяет отметить, что их внедрение происходило в фазу глобального сжатия (выдавливание расплавов?) после длительного периода расширения планеты. Именно для этой геодинамической обстановки было выполнено детальное изучение минеральных парагенезисов, онтогонии алмаза, состава и возраста ксенолитов и определены термодинамические условия алмазо- и кимберлитообразования. Поскольку формирование алмазоносных расплавов предшествовало внедрению рудоносных тел и должно было происходить в обстановке максимально расширенной Земли в кембро-ордовике (а ныне обстановка аналогичная — мел-



палеогеновое расширение планеты уже завершилось), то именно эти условия и зафиксированы в реконструированных Р-Т параметрах, отражая ныне принятые глубины существования кимберлитового расплава в верхней мантии.

Принципиально иная ситуация наблюдается при внедрении мезозойских кимберлитоподобных пород — первые внедрения приурочены к середине триаса, последние отмечаются в мелу. Именно начиная с триаса и до середины мелового периода, Земля проходила фазу расширения, которая сменила фазу стабилизации позднепалеозойского глобального сжатия. Оценка масштабов последнего показала, что современный радиус увеличен на 1/6 относительно своего размера при позднепалеозойском сжатии, а средняя плотность планеты должна была измениться с величины 9.5 г/см³ до 5.518 г/см³ (ныне) [3].

С формированием позднетриасовых коллекторов на севере Якутии связываются первые находки россыпных алмазов «северного» типа, а при описании минералогии базальных слоев карния отмечается: «... включения эклогитовой ассоциации являются резко преобладающими (83.3 %)» [1, стр. 1197]. И именно к этому времени при глобальном сжатии должно было произойти смещение искомого Р-Т уровня из глубин мантии к эклогитовой зоне.

Очевидно, что столь различные условия существования и внедрения кимберлитовых расплавов должны были отразиться на петрографическом составе и хи-

мизме алмазоносных пород, их вторичных изменениях, морфологии тел, наборе минералов-индикаторов рудных фаз, структурно-тектоническом контроле мест внедрения и др.

Если «классические кимберлиты» внедрялись в условиях «глобального выдавливания» в начале сжатия планеты, то альтернативные им мезозойские первоисточники в условиях глобального растяжения в первые фазы внедрения (декомпрессия расплавов) могли «прорываться» к земной поверхности в виде рудоносных обогащенных летучими щелочных флюидизатных пород. Последующие фазы должны были быть существенно интрузивными, близкими по составу к кимберлитам, но уже слабо рудоносными. В любом случае, очевидно, что при решении проблемы поиска альтернативных кимберлитам первоисточников алмазов должна учитываться смена геодинамических обстановок пульсирующей Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Граханов С. А., Коптиль В. И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2003. С. 1191—1201.
2. Епифанов В. А. Геогалактические пульсации — ритмы глобальной геодинамики // Строение, геодинамика и мигрирующие процессы в литосфере (Материалы одиннадцатой Международной конференции. Ин-т Коми НЦ УрО РАН). — Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 107—109.
3. Мартыанов Н. Е. Размышления о пульсациях Земли. Красноярск: КНИИГиМС, 2003. 272 с.

О ВОЗМОЖНОСТЯХ ОБРАЗОВАНИЯ SP^3 -УГЛЕРОДА ПРИ ТЕХНОГЕНЕЗЕ

А. Г. Кораблев¹, Г. Г. Кораблев¹, Е. П. Щербакова¹, Т. Н. Мороз²

¹ Институт минералогии УрО РАН, Миасс

² Институт геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

В ходе процессов преобразования вещества, инициированных технической деятельностью человека, нередко создаются условия, благоприятствующие возникновению углеродистых фаз с типом гибридизации sp^3 и, прежде всего, алмаза.

Так, в горелых отвалах Челябинского угольного бассейна широким распространением пользуются черные блоки — крупные, до нескольких десятков метров в поперечнике, обособления неправильной конфигурации, — впервые обнаруженные и детально изученные Б. В. Чесноковым [3]. Черные блоки локализируются внутри отвала с некоторым смещением в его подветренную сторону и сложены рыхлым мелкообломочным материалом, который изначально имел глинисто-карбонатный состав, а затем был преобразован при температурах не менее 500—800 °С практически без доступа атмосферного кислорода [2, 3].

Характерная особенность черных блоков — значительное содержание углерода. По сравнению с первичной отвальной массой оно возрастает в несколько раз и достигает 15—20 % [3]. Причинами этого являются, во-первых, сухая перегонка угля и органических ве-

ществ типа древесины (обломки которых всегда присутствуют в отвальной массе) и горение газообразных продуктов перегонки в условиях крайне ограниченного доступа кислорода, и, во-вторых, углеродизация первичных карбонатов (доломита, анкерита, сидерита), механизм которой пока не вполне ясен. Новообразованный углерод — конечный продукт этих процессов, — буквально «пропитывает» материал черных блоков, придавая ему соответствующую окраску и, что особенно важно, способствуя стабилизации резко восстановительной среды.

Резко восстановительные условия, абсолютно не характерные для поверхности Земли, приводят к формированию чрезвычайно своеобразных минеральных ассоциаций. В черных блоках установлено свыше 60 минеральных видов, среди которых графит, интерметаллиды, самородное железо, его карбиды, фосфиды и моносulfиды [2—4]. Предпринимались отдельные попытки обнаружить в черных блоках и такие модификации углерода, которым традиционно приписывался высокобарический генезис [4]. В частности, были изучены специфические железо-графитовые выделе-

ния, форма и состав которых позволяли считать их псевдоморфозами по высокоуглеродистому карбиду железа FeC_4 (?). Предполагалось, что если разложение исходных выделений гипотетического карбида происходит в твердой массивной среде, то внутри них может развиваться давление, достаточное для возникновения алмаза или лонсдейлита. Следовательно, их микровключения вполне могли сохраниться внутри рыхлых агрегатов графита, слагающих основной объем вышеупомянутых псевдоморфоз. К сожалению, ни алмаз, ни какие-либо другие углеродистые фазы, так и не были найдены [4].

Исследования последних лет значительно расширили круг наших представлений об условиях образования минералов, ранее считавшихся высокобарическими. Было показано, что углеродистые фазы с типом гибридизации sp^3 могут возникать в чрезвычайно широком РТ-диапазоне: алмаз, например, был синтезирован при температурах от 20 до 800—900 °С и давлении всего в 1 бар [5]. Таким образом, нет необходимости искать алмазы только в тех участках черных блоков, где могут развиваться аномально высокие давления, аналогичные импактным. В резко восстановительных условиях черных блоков, при высокой степени их

пересыщения углеродом и наличии элементарного железа, кристаллизация алмазов, скорее всего, носит массовый характер и реализуется либо посредством осаждения из газовой фазы, либо путем термической трансформации в твердой среде [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05-64845.

ЛИТЕРАТУРА

1. Нишанбаев Т. П., Рочев А. В., Котляров В. А. Фосфид железа FeP — возможный минерал метеоритов // Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов. Казань: Плутон, 2005. С. 182—183.
2. Чесноков Б. В. Опыт минералогии техногенеза — 15 лет на горелых отвалах угольных шахт, разрезов и обогатительных фабрик Южного Урала // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН, № 9. 1999. С. 138—167.
3. Чесноков Б. В., Щербакова Е. П. Минералогия горелых отвалов Челябинского угольного бассейна (опыт минералогии техногенеза). М.: Наука, 1991. 152 с.
4. Шумилова Т. Г. Условия и механизмы формирования свободного углерода // Органическая минералогия. Материалы II Российского совещания. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 40—41.

РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ КРУПНЫХ (КАРСКАЯ, ПОПИГАЙСКАЯ, КОЖИМСКАЯ) И ГИГАНТСКИХ (ВРЕДЕФОРТ, САДБЕРИ, БАНГУИ) АСТРОБЛЕМ

Б. А. Мальков

Коми государственный педагогический институт, Сыктывкар

Уникальные рудные месторождения-гиганты: Садбери, Витватерсранд, Попигаи, хотя и имеют разную природу: импактно-магматическую, в первом случае, импактно-гидротермальную (триггерную), во втором, импактно-метаморфическую, в третьем, но объединяет их главное — импактное происхождение при падении на Землю крупных астероидов в геологически и геохимически благоприятные мишени. Иными словами, не будь гигантских импактов, не было бы медно-никелевых руд Садбери, золото-урановых руд Витватерсранда и гигантского попигайского месторождения технических алмазов на Анабарском щите. Во всех случаях источником рудного вещества в этих месторождениях была земная литосфера, а огромная энергия гигантских импактов при высочайших импульсных РТ-параметрах процессов импактного плавления и метаморфизма способствовала ремобилизации и масштабной концентрации компонентов в рудных ликватах перегретых выше ликвидуса (супергорячих) импактных расплавов и в триггерных гидротермах, или же вызывала псевдоморфное импактно-метаморфическое образование высокобарных минеральных фаз (алмаза, коэсита, стишовита) по графиту и кварцу в благоприятных породах мишени. Такова природа попигайских импактных алмазов — якутитов, возникших за счёт породообразующего графита в древних графитовых гнейсах Анабарского щита, послуживших ми-

шенью попигайскому астероиду. Рудный потенциал кембрийской Кожимской импактной структуры, модифицированной позднейшей уральской герцинской складчатостью, исследован слабо и ещё до конца не оценён. Но вполне очевидна связь золотого оруденения (с ресурсами около 100 т Au) с элементами этой структуры. В Карской астроблеме позднемелового возраста уже выявлен заметный потенциал импактных апоугольных алмазов — тогоритов и установлены первые признаки медно-никелевой и золотой минерализации в тагамитах [1, 2, 3, 4, 5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Мальков Б. А. Импактные алмазы (тогориты) и медистое золото (купроаурит) в Карской астроблеме // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Материалы Всерос. совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2006.
2. Мальков Б. А., Филиппов В. Н. Рудный потенциал крупных (Карская, Попигайская, Кожимская) и гигантских (Вредефорт, Садбери, Бангуи) импактных структур // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана (Сборник статей). Сыктывкар, 2006 (в печати).
3. Мальков Б. А., Филиппов В. Н. Особенности минерального состава жильных тагамитов Карской астроблемы // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Международного минерал. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 156—159.

4. Мальков В. Н., Филиппов В. Н. Купроаурид в жильных тагамитах Карской астроблемы // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Международного минерал. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 160—162.

5. Мальков В. А., Филиппов В. Н. Сульфиды никеля и меди в жильных тагамитах Карской астроблемы // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Международного минерал. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 162—165.

ЗАКОНЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ХИМИЧЕСКИХ И МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫХ СОВОКУПНОСТЯХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ДИАТРЕМ

В. А. Милашев

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, Санкт-Петербург

Открытие коренных месторождений алмазов в Якутии в середине XX века сопровождалось всесторонним изучением их, включая петрохимические особенности кимберлитов как магматитов вообще, а также — применительно к поискам теоретически вероятной связи алмазности и химизма этих пород. Было установлено, что в кимберлитах отдельно взятых диатрем содержания железа, титана и хрома распределены по нормальному закону, алюминия — по логарифмически-нормальному, а калия — по промежуточному закону. Полученные результаты позволили корректно вычислить средние концентрации перечисленных (“показательных”) химических элементов в породах отдельно взятых диатрем и слагаемых ими полей, а в итоге — провести сравнительный анализ петрохимических особенностей кимберлитового магматизма в масштабах полей, фациальных зон и целых провинций [1]. В другой работе было показано, что распределение размеров (площади в плане) диатрем в кимберлитовых провинциях подчиняется логарифмически-нормальному закону [2].

Статистики распределения содержаний химических элементов кимберлитов, кристаллов алмаза и оливина второй генерации в представительных совокупностях диатрем вычислялись на примере самых крупных, наиболее изученных, рядом расположенных и входящих в состав единой фациальной зоны двух полей Якутской провинции — Далдынского и Мархино-Алакитского. Из богатого набора входящих в состав кимберлитов химических компонентов мы, как и при определении законов распределения их в обособленных диатремах, привлекали информацию только по так называемым “показательным” элементам, содержание которых практически не претерпело изменений при постмагматических процессах и поэтому позволяет судить о первичных особенностях химизма пород [1].

Кривые распределения содержаний железа в кимберлитах изученной совокупности полей достаточно симметрична ($\alpha = 0.349 \pm 0.237$) при нормальной крутости ($i = 0.017 \pm 0.473$). Практически полное соответствие распределения содержаний данного элемента

нормальному закону подтверждается и достаточно низкими отношениями мер косости и крутости к их основным отклонениям: $\alpha/\delta\alpha = 1.472$, $i/\delta i = 0.036$.

Близкий характер имеет вид функции распределения концентрации титана в тех же совокупностях. Кривая сравнительно симметрична ($\alpha = 0.591 \pm 0.239$) при почти нормальной крутости ($i = 0.559 \pm 0.475$). Несколько повышенные значения отношений величины асимметрии и эксцесса к их основным ошибкам ($\alpha/\delta\alpha = 2.473$, $i/\delta i = 1.177$) не исключает отнесения распределения титана к нормальному закону.

Почти аналогично распределение концентрации и фосфора в кимберлитах изученных полей. Кривая функции его распределения достаточно симметрична ($\alpha = 0.499 \pm 0.244$) при средней крутости ($i = 0.537 \pm 0.488$). А с учетом умеренной величины отношений косости и крутости к их основным отклонениям ($\alpha/\delta\alpha = 2.045$ и $i/\delta i = 1.100$) полученные результаты позволяют заключить о практически полном соответствии распределения содержания фосфора нормальному закону.

Заметно отличается от предыдущих распределение содержания хрома в кимберлитах вышеуказанной группы полей. При повышенной косости ($\alpha = 0.722 \pm 0.239$) и крутости ($i = 1.050 \pm 0.475$) кривой функции распределения наблюдаются достаточно высокие значения отношений этих статистик к их основным отклонениям: $\alpha/\delta\alpha = 3.021$ и $i/\delta i = 2.210$, что позволяет аппроксимировать распределение хрома в изученных объектах на пределе допустимости нормальным законом.

Существенно иной тип имеют функции распределения двух следующих химических элементов в изученном совокупном массиве кимберлитов.

Кривая распределения содержания алюминия имеет не только заметную косость ($\alpha = 1.339 \pm 0.239$) и большую положительную крутость ($i = 5.131 \pm 0.475$). О несоответствии распределения содержания алюминия нормальному закону следует заключить по высоким значениям отношений мер косости и крутости к их основным ошибкам: $\alpha/\delta\alpha = 5.600$ и $i/\delta i = 10.800$.

Совершенно иная картина получается при анализе распределения логарифмов содержания этого элемен-

та. В этом случае наблюдаются низкие значения как самих рассматриваемых статистик ($\alpha = -0.048 \pm 0.239$ и $i = -0.048 \pm 0.478$), так и малая величина отношений их к основным отклонениям ($\alpha/\delta\alpha = -0.201$; $i/\delta i = -0.100$), что позволяет уверенно аппроксимировать функцию логнормальным законом.

Весьма близкий характер имеет функция распределения логарифмов содержания калия в кимберлитах изученной совокупности полей. При минимальной косоности ($\alpha = -0.063 \pm 0.237$) и невысокой крутости ($i = 0.730 \pm 0.473$) имеем умеренные значения отношений рассматриваемых статистик к их основным ошибкам: $\alpha/\delta\alpha = -0.266$ и $i/\delta i = -1.540$. Полученные результаты расчетов свидетельствуют в пользу отнесения распределения калия в наших примерах к логарифмически-нормальному закону.

Таким образом, законы распределения содержаний показательных элементов в представительных совокупностях диатрем аналогичны таковым и у концентрации их (за исключением калия) в обособленных диатремах.

При определении функций распределения концентрации минеральных компонентов в кимберлитах объектами исследований послужили кристаллы важнейших первичных минералов этих пород — алмаза и оливина второй генерации, по которым имеется наиболее представительная информация.

Общеизвестно, что богатые алмазами диатремы распространены в любых кимберлитовых провинциях и, конечно, в привлеченной для анализа совокупности полей, к сожалению, гораздо меньше, чем не только бедные, но и средне алмазоносные тела. По этой причине при наших исследованиях априори принималась и тестировалась модель логарифмически-нормального распределения содержаний алмаза в кимберлитовых полях, а контрольные расчеты выполнялись сразу для численных значений логарифмов концентрации. Кривая функции распределения этого показателя достаточно симметрична ($\alpha = 0.182 \pm 0.290$) при умеренной крутости ($i = 0.960 \pm 0.580$). Практически полное соответствие распределения содержаний алмаза в изу-

ченных полях логарифмически-нормальному закону подтверждается и невысокими величинами отношений мер косоности и крутости к их основным отклонениям: $\alpha/\delta\alpha = 0.628$ и $i/\delta i = 1.655$.

Кривая распределения содержаний кристаллов оливина второй генерации в совокупности кимберлитовых диатрем Далдынского и Мархино-Алакитского полей симметрична ($\alpha = 0.353 \pm 0.294$) при небольшой отрицательной крутости ($i = -0.809 \pm 0.590$). Несколько повышенные значения отношений асимметрии и эксцесса ($\alpha/\delta\alpha = 1.200$ и $i/\delta i = -1.371$) не исключает принадлежности функции распределения содержания кристаллов оливина второй генерации к нормальному закону.

Оценки законов распределения химических и минеральных компонентов в масштабах целых кимберлитовых провинций, по нашему мнению, не имеют смысла. Дело в том, что по химическому и минеральному составу кимберлиты, слагающие диатремы и поля в центральной, промежуточной и периферийной зонах провинций, существенно отличаются между собой [1, 3, 4]. Следовательно, особенности кривых функций распределения всех перечисленных показателей будут в решающей степени зависеть от числа и количественного соотношения вовлекаемых в анализ объектов из различных зон изучаемых провинций и по этой причине геологическая интерпретация их беспочвенна.

Пространственному размещению (распределению) вещественно-геологических, в том числе петрохимических характеристик пород на территории нескольких кимберлитовых полей Якутской провинции посвящена специальная статья автора.

ЛИТЕРАТУРА

1. Милашев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л.: Недра, 1965. 160 с.
2. Милашев В. А. Трубки взрыва. Л.: Недра, 1984. 268 с.
3. Милашев В. А. Кимберлиты и глубинная геология. Л.: Недра, 1990. 167 с.
4. Милашев В. А., Соколова В. П. Сравнительный анализ кимберлитовых полей Якутской и Русской провинций. С-Пб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 130 с.

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

М. В. Михайлов¹, Ю. М. Эринчек², И. М. Кукуй²

¹ ЗАО «Петронефть-Диамант»

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Оценка перспектив алмазоносности базируется, как известно, на тех или иных представлениях о закономерностях размещения кимберлитового магматизма на древних платформах. Авторами в основу прогнозирования положен историко-геологический подход, опирающийся на анализ истории геологического развития и глубинного строения платформ и определение места кимберлитового магматизма в ряду сменяющихся тектонических этапов, структурных форм и магматических формаций.

Для каждого из уровней объектом прогнозирования является определенный минерагенический таксон. Процесс прогнозирования состоит, по сути, в процедуре выделения убывающих по площади минерагенических таксонов, каждый из которых обладает определенными, характерными только для него геологическими признаками. Последние в процессе прогнозирования выступают (используются) в качестве критериев прогноза. Размеры таксонов предопределяют разделение процесса прогнозирования по масштабу на

региональное (провинция, субпровинция, область), среднемасштабное (кимберлитовый район) и крупномасштабное (кимберлитовое поле, трубка).

При региональном прогнозировании определяется местоположение крупных минерагических таксонов — субпровинций и областей. При этом в основу положен сравнительный историко-геологический анализ и изучение глубинного строения регионов развития кимберлитового магматизма. В результате реконструируются тектонические структуры данного этапа и намечаются закономерности размещения кимберлитов в древней структуре региона. Последовательный анализ геологических этапов позволяет выявить некоторые общие закономерности в геологическом развитии блоков земной коры, для которых характерно проявление кимберлитового магматизма. Полученные материалы дают возможность сформулировать региональные критерии прогнозирования, используемые при выделении провинций и субпровинций.

Историко-геологический анализ показывает, что кимберлитовая формация является закономерным членом формационного ряда магматических пород, свойственного определенному классу тектонических структур, становление которых имеет место в блоках со специфической историей геологического развития и глубинного строения. Наиболее яркими представителями таких структур являются авлакогены (палеорифты) и связанные с ними поднятия. Магматизм, генетически связанный с континентальным рифтогенезом, проявляется, как в пределах рифтовых впадин или грабенов, так и на прилегающих поднятиях — плечах авлакогена. Магмогенерирующие структуры находят четкое отражение в глубинном строении региона. Для центральной троговой части авлакогенов по сравнению с прилегающими частями характерна сокращенная мощность земной коры, повышенный тепловой поток, высокая изрезанность рельефа поверхности Мохоровичича. Прилегающие к авлакогену части платформы в пределах антеклиз обладают повышенной мощностью земной коры, пониженным тепловым потоком, повышенной мощностью астеносферного слоя.

Группа структур, с которой имеются пространственно-временные связи проявления кимберлитового магматизма, выделяется в ранге кимберлитовой субпровинции (авлакоген или прогиб с сопряженными поднятиями). При этом антеклизы, сочлененные с авлакогеном, выступают в ранге кимберлитовых областей.

Необходимо отметить, что кимберлитовый магматизм проявляется на древних платформах и в других структурно-тектонических ситуациях — например, на поднятиях, сочленяющихся с достаточно крупными прогибами, с проявлением базитового магматизма. Эта ситуация близка охарактеризованной выше, но структуры прогиба отличаются меньшей контрастностью. Подобные прогибы, как правило, унаследованно развиваются над древними рифейскими авлакогенами на протяжении ряда этапов геологического развития. Кимберлиты внедряются в период наибольшей активизации, когда в пределах прогиба проявляется кимберлитовый магматизм.

При среднемасштабном прогнозировании месторождений алмазов основной задачей является выделе-

ние в пределах областей кимберлитовых районов. При этом используется другой набор критериев прогноза. Для кимберлитовых районов в платформенную стадию развития характерно длительное устойчивое воздымание. Это приводит с одной стороны к возникновению поднятия (например, Мирнинское поднятие на Сибирской платформе), а с другой стороны ведет к формированию на этой территории многоярусных промежуточных коллекторов в посткимберлитовых терригенных толщах. Для кимберлитовых районов характерно также наличие зон разломов, повышенная (или средняя) плотность и мощность земной коры, древний возраст фундамента платформы (кратонизация более 2 600 млн лет назад), наличие разновозрастных ореолов рассеяния кимберлитовых минералов.

При крупномасштабном прогнозировании ставится задача обнаружения кимберлитовых тел и поля. Критериями прогноза на этой стадии выступают преимущественно прямые признаки — наличие продуктов дезинтеграции кимберлитов в древних и современных промежуточных коллекторах, наличие различных локальных геофизических аномалий. В «закрытых» районах, где кимберлиты погребены под более молодыми образованиями, особое значение приобретают ретроспективные реконструкции древних ландшафтов, в пределах которых происходили процессы размыва кимберлитовых тел и перенос продуктов их дезинтеграции. Эти реконструкции дают возможность определить направление, дальность, условия переноса и накопления индикаторных минералов и прогнозировать местонахождение коренных источников.

Комплексный анализ материалов о распределении кимберлитовых минералов в пределах современного или реконструированного древнего ландшафта, концентрациях минералов, данные об их типоморфизме и типохимизме позволяет локализовать площадь, где возможно местонахождение кимберлитового поля и соответственно ориентировать поисковые работы.

Охарактеризованные выше особенности размещения кимберлитов в структуре древних платформ отчетливо иллюстрируются положением этих образований в структурном плане среднего палеозоя Сибирской и Русской платформ. На Сибирской платформе Мирнинское и Накынское кимберлитовые поля расположены в зоне сочленения Патомско-Виллюйского авлакогена и Непско-Ботубинской антеклизы в пределах Виллюйско-Мархинского пояса даек долеритов. Северо-западнее, в 200 км от борта авлакогена, протягивается полоса развития среднепалеозойских кимберлитовых полей в целом параллельная простиранию Патомско-Виллюйского и Верхоянского авлакогенов. Эти кимберлиты как бы обрамляют поле развития даек долеритов на склоне Непско-Ботубинской антеклизы, в области сочленения последней с Патомско-Виллюйским авлакогеном.

На юге Восточно-Европейской платформы Жлобинское и Приазовское кимберлитовые поля расположены непосредственно в зоне сочленения Воронежской и Украинской антеклиз с Днепровско-Донецким авлакогеном.

Раннетриасовые кимберлиты на севере Сибирской платформы локализируются в зоне сочленения Анабарс-

кой антеклизы и мезозойского Куойкского прогиба. Последний завершает в мезозое ряд отрицательных структур, развивавшихся на этой территории начиная с рифейского Уджинского авлакогена и палеозойской Суханской впадины.

К сказанному необходимо добавить, что накопившийся к настоящему времени материал по геологии кимберлитов Сибирской и Русской платформ пока-

зывает, что наиболее продуктивным этапом для проявления алмазоносного кимберлитового магматизма является средний палеозой. Действительно, из приблизительно семи сотен кимберлитовых тел Сибирской платформы и около шестидесяти кимберлитовых тел Русской платформы только среднепалеозойские кимберлиты являются промышленно алмазоносными.

ПЕРСПЕКТИВЫ ВОЗРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОДОБЫВАЮЩЕЙ ОТРАСЛИ ПЕРМСКОГО КРАЯ

А. Я. Рыбальченко

ЗАО «Пермгеологодобыча», Пермь

Устойчиво кризисное состояние алмазодобывающей отрасли Пермского края, сложившееся в последние десятилетия, требует принятия неотложных и действенных мер по ее возрождению, для чего существуют вполне объективные предпосылки.

Несмотря на существенное снижение уровня бюджетного финансирования геологоразведочных работ в последние годы силами ФГУП «Геокарта-Пермь» и ЗАО «Пермгеологодобыча» (частное инвестирование) ведутся региональные геологосъемочные и поисковые работы, направленные на оценку ресурсного потенциала края, выявление новых перспективных алмазоносных площадей и месторождений, тематические исследования по систематизации и обобщению накопленной информации по алмазоносности региона, результаты которых значимы, оптимистичны, но пока, в должной мере, не востребованы.

В процессе проведения поисково-оценочных работ, ЗАО «Пермгеологодобыча» выявлены два средних по запасам месторождения алмазов в Красновишерском и Александровском районах и 25 проявлений алмазов нового генетического типа, связанного с интрузивно-пирокластическими (туффизитовыми) фациями пород кимберлит — лампроитового ряда. Туффизиты являются материнскими породами для округлых высококачественных алмазов «уральского» типа, что впервые установлено и доказано именно на территории Пермского края [2, 3, 4].

При региональных геологических исследованиях Пермского края локализованы 22 района развития туффизитов кимберлит-лампроитового ряда в ранге флюидизатно-эксплозивных структур (ФЭС), перспективных на обнаружение промышленных месторождений алмазов и других видов полезных ископаемых, связанных с флюидно-эксплозивными процессами глубинного уровня генерации: золота, платиноидов, стронция, меди, полиметаллов, марганца и углеводородов. ФЭС — алмазоносные кольцевые структуры глубинного заложения размером 50×50 (70) км, развивающиеся в местах двух- трехлучевого сочленения палеорифтов и рифтогенных структур, в период их мезокайно-

зойской рифтогенной активизации. Системы кольцевых разломов центриклинального падения и субпараллельных рифтогенных нарушений формируют трехмерный структурно-тектонический каркас конусовидной формы сетчатого строения (типа «Вола»), который интрузируется флюидизатно-эксплозивными образованиями, что обуславливает соотово-кольцевое и сетчатое расположение туффизитовых полей и рудных объектов. В каждой ФЭС в приповерхностных условиях развивается от 150 до 200 крупных потенциально алмазоносных рудных объектов размером 1.5×0.7 км, 10—20 % из которых, при достаточных финансовых вложениях в поиски и разведку, могут быть доведены до ранга промышленных месторождений.

Потенциальная алмазоносность каждой из выявленных ФЭС оценивается в 5—40 млн карат, что может обеспечить суммарные прогнозные ресурсы Пермского края — в 350—500 млн карат (P_3). Алмазоносность одиннадцати ФЭС края, в том числе промышленная, доказаны нами и на серии туффизитовых объектов Красновишерского, Яйвинского, Александровского, Кизеловского, Горнозаводского, Чердынского и Гайнского районов. Впервые за всю историю поисков алмазов на Урале в 2005 году в Гайнском районе, расположенном в 300 км западнее традиционных алмазоносных территорий, при ГДП-200 проводимых ЗАО «Пермгеологодобыча», установлена алмазоносность туффизитовых образований послеюрского возраста в трех пунктах, что полностью подтвердило наши прогнозные построения и рекомендации 1998—2002 годов [1, 3].

В «плотиках» всех обследованных и изученных нами россыпей Пермского края выявлены алмазоносные аргиллизированные ксенотуффизиты, что свидетельствует о развитии на территории исключительно элювиальных (коренных) и элювиально — аллювиальных месторождений, что весьма показательно и имеет принципиальное значение, т. к. объекты данного генетического типа подразумевают несколько отличную от аллювиальной методику поисков и определенную специфику разведки. Большая часть выявленных ранее

«россыпных» месторождений по нашим исследованиям не доразведаны по глубине и флангам, так как изначально неверно был определен их генетический тип и, соответственно, не выявлены особенности геологического строения, что привело к существенной недооценке запасов и значительным потерям сырья при эксплуатации.

С применением эксклюзивной методики поисков и разведки алмазоносных туффизитовых объектов в рекордный срок, за 1,5 года, нами открыты и оценены два средних месторождения алмазов (категории С₂, в стадии утверждения запасов) произведен подсчет прогнозных ресурсов их флангов по категории Р₁ на участках «Рассольнинский» и «Рыбьяковский», площади которых более 30 лет считались неперспективными, и при поисках по традиционной методике были пропущены. Только в Красновишерском районе за последние шесть лет были локализованы 16 крупных алмазоносных и потенциально алмазоносных полей, 19 полей в Александровском, 8 полей в Горнозаводском, 4 поля в Чердынском и 3 поля в Гайнском районах — в большей части из них высоковероятно выявление промышленных концентраций алмазов в ранге месторождений.

По нашему мнению, проблема упадка алмазодобывающей отрасли Пермского края, может быть снята в ближайшие годы при достаточном бюджетном финансировании геологоразведочных работ или частном инвестировании поисково-оценочных работ на уже выявленных ЗАО «Пермгеологодобывча» многочисленных высокоперспективных алмазоносных проявлениях.

Проблемы ЗАО «Уралалмаз» по реанимации добычи алмазов могут быть большей частью решены уже сегодня при проведении ревизионных разведочных работ (доразведки) на действующих и отработанных месторождениях Красновишерского района, в их зафланговых частях, что уже частично выполнено нами при проведении поисковых работ и ГДП-50 (ФГУП «Геокатра-Пермь», 2000, 2002 гг.) и поисково-оценочных работ, проведенных в 2002—2006 годах ЗАО «Пермгеологодобывча». ЗАО «Уралалмаз» страдает не от оскудения земель Пермского края (ресурсный потенциал алмазов в крае — огромен), а от порочной системы переложения государственных функций по воспроизводству минерально-сырьевой базы региона на плечи горнодобывающих предприятий, что при отсутствии достаточного резерва балансовых запасов, ставит их на грань борьбы за выживание, так как на создание собственных работоспособных геологоразведочных служб требуются десятилетия и преемственность поколений геологов, которая практически утеряна.

Пути вывода из кризиса алмазодобывающей отрасли очевидны и заблаговременно определены при целенаправленном и методическом изучении алмазоносности Пермского края на конкретных месторождениях и проявлениях. В этой связи наиболее целесообразны и максимально эффективны:

— доразведка месторождений алмазов (по глубине и флангам) в Красновишерском районе: «Спутник-1», «Спутник-2», «Кривая», «Северный Колчим» (левобережье), левобережье р. Бол. Колчим, «Усть — Чурочин-

ский» участок, «Южная Рассольная», «Волынка», «Сторожевая», «Вогулка»;

— проведение поисково-оценочных и разведочных работ по региону:

Александровский район (участки: «Рыбьяковский», «Благодатский», «Талицкий», «Сюзинский», «Западный», «Чердынский», «Полуденский», долины рек Чикман, Сюзь, Чаньва, Кадь, Ульвич, Косьва);

Горнозаводский район (участки: «Малая Порожная», «Пашия», «Медведка», Тырым», «Усьва», «Койва», долины рек Вижай, Косьва, Усьва, Вильва, Койва, Чусовая);

Красновишерский район (участки: «Юж. и Сев. Рассольная», «Кривая», «Илья-Вож», «Дресвянка», «Большой Колчим», «Северный Колчим», «Сухая Волынка», «Сырая Волынка», «Фефловский», «Вогулка» (северная), «Буркочим», верховья рек Щугор, Бол. Колчим, Сев. Колчим);

Чердынский район (участки: «Среднеухтымский», «Верхнеухтымский», долины рек Березовая и Колва);

— постановка ГДП-200 (50) с общими поисками в районах развития алмазоносных и потенциально алмазоносных ФЭС Пермского края, с целью геологического картирования и оценки ресурсного потенциала выявленных туффизитовых полей.

Реализация первой части программы (доразведки месторождений) поможет не только стабилизировать уровень добычи алмазов на Урале, но и реально его увеличить в кратчайший срок.

Предложенный вариант возрождения алмазодобычи в Пермском крае наиболее оптимален опробирован, основан на всестороннем знании алмазоносных пород нового генетического типа, базируется на собственных эксклюзивных методиках поисков нетрадиционных алмазоносных объектов и уникальном фактическом материале 60-летнего периода поисков и алмазодобычи и, по нашему мнению, вполне реалистичен.

ЛИТЕРАТУРА

1. Морозов Г. Г., Осовецкий Б. М., Накорякова И. Р., Рыбальченко А. Я. и др. Первые находки алмазов на территории платформенной части Пермского края. Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Мат-лы регион. конф. Пермь: Пермский университет, 2006. С. 3—4.
2. Рыбальченко А. Я., Колобянин В. Я., Лукьянова Л. И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале. Доклад РАН. М. Т. 353. №1. 1997. С. 90—93.
3. Рыбальченко А. Я., Рыбальченко Т. М. Эмбриональный рифтогенез восточной окраины Восточно-Европейской платформы и проблемы алмазоносности: Материалы Всероссийского съезда геологов и научно-практической геологической конференции «Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века». СПб, 2000.
4. Рыбальченко А. Я., Тетерин И. П., Кириллов В. А. и др. Алмазы Урала — реальная минерально-сырьевая база России. Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). Материалы научно-практической конференции, посвященной пятидесятилетию открытия первой алмазоносной кимберлитовой трубки «Зарница». МПР. РФ. ВСЕГЕИ, «Алроса». Санкт-Петербург, 2004, С. 282—285.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ В РУДНЫХ ПРОЦЕССАХ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

В. А. Семенко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

Изучался состав газовой-жидких включений в золоте и минералах платиновой группы (МПГ) по температурным интервалам декрепитации. По золоту такие работы проводились с давних времён и сейчас проводятся на высоком уровне [1—18]. Применение вакуумных декрепитометров ВД-3 и ВД-5 (наиболее чувствительный прибор, использующий очень малую навеску — до 15 мг) позволило определять температуры декрепитации самородного золота и МПГ любого генезиса (т.к. мы отчётливо представляем, что в аллювиальных и морских россыпях самородное золото и МПГ унаследуют характерные черты первичного золота и МПГ из коренных источников). Несмотря на большой коэффициент текучести золота, при термическом вскрытии включений значительного завышения температур декрепитации по сравнению с температурами его кристаллизации не происходит [1, 11, 12, 16, 17]. Газовыделения из золота в процессе его декрепитации при температурах значительно ниже 100 °С напрямую связано с условиями его образования. Экспериментальными работами [2] доказана принципиальная возможность кристаллизации золота при температуре 20 °С.

По результатам декрепитации золота из различных месторождений Дальнего Востока установлены существенные различия температурного интервала газовыделений для каждого формационного типа оруденения (по глубинности).

Для глубинных месторождений Приамурья [17, 18, 19, 20] характерны температуры кристаллизации золота в интервале 265—560 °С (м-я Кировское, Афанасьевское). Для среднеглубинных месторождений интервал температур кристаллизации золота 230—400 °С (месторождения Токур, Бомское, Ясное, Маломыр и др.). Месторождения малых глубин формировались при температурах кристаллизации 70—160 °С (месторождение Покровское, Звёздочка, Бомнак, Прогнозное). Декрепитация золота отчётливо показала, что золоторудные месторождения Южного Приморья формировались при температурах 285—570 °С — месторождение Аскольд и 220—390 °С — месторождения Рудневское и Огневское, что характерно для больших и средних глубин формирования месторождений. Золотое оруденение Западного Приохотья формировалось на малых (рудопроявление Кутын — температуры кристаллизации 90—160 °С) и средних глубинах (рудопроявление Андык — 260—410 °С).

Изучение газовой-жидких включений в МПГ нами начато в 2002 г., и уже получены обнадеживающие результаты. Собрав значительную коллекцию минералов платиновой группы (МПГ) (рис. 1) из различных районов Дальнего Востока мы начали изучать состав газовой-жидких включений в МПГ. В результате экспериментов были получены новейшие материалы по фор-

мированию платинометалльного оруденения [17, 18, 19, 20].

Декрепитацией МПГ из различных по генезису месторождений Востока России в первые установленные температурные интервалы газовыделений, которые отчётливо отображаются на декрептограммах (рис. 2). Для месторождения Кондер (Хабаровский край) характерны температуры в интервалах 175—330 °С и 330—580 °С (рис. 2, а). Для платиноидов Гарьского россыпного (рис. 2, б) месторождения (Амурская область) характерны температуры газовыделений 220—370 °С и 370—600 °С. Для МПГ (рис. 2, в) ручья Генриховского (ЕАО) температуры кристаллизации составили от 220 до 630 °С. Для МПГ, выделенных из тяжёлой фракции шлиха прибрежно-морских россыпей приустьевой части р. Лантарь (Хабаровский край), температуры газовыделений составили (рис. 2, г) в интервалах 180—350 °С и 350—590 °С. Для МПГ прибрежно-морской россыпи в Пенжинской губе (Корякия) интервалы газовыделений составили 270—340 °С и 340—600 °С (рис. 2, д). Для МПГ, выделенных из молодых третичных базальтов по р. Ток и руч. Пасхальный, Каменец (Амурская область) были получены температуры газовыделений в интервалах 110—240 °С и 240—470 °С (рис. 2, е). Для осмистого иридия р. Иликан Дамбукинского золотоносного района (Амурская область) характерны интервалы газовыделений 160—250, 250—385 и 385—615 °С (рис. 2, ж). Для иридомина р. Хугдер Дамбукинского золотоносного района температуры кристаллизации соответственно 140—290, 290—360 и 360—610 °С (рис. 2, з). По результатам декрепитации можно отметить, что платинометалльное оруденение на Востоке России формировалось в основном на больших глубинах и имеет, как правило, для самородной платины два температурных интервала газовыделений, а для осмистого иридия и иридомина — три температурных интервала газовыделений. Платинометалльное оруденение, приуроченное к молодым базальтам, предположительно формировалось на средних и больших глубинах.

Результаты исследований газовой-жидких включений в самородном золоте и МПГ по термобарогеохимическим данным позволили: выделить характерные температурные интервалы газовыделений и кристаллизации в золоте и МПГ, в какой-то мере, установить глубинность оруденения и проследить эволюцию состава флюидов в процессе кристаллизации самородного золота и МПГ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Неронский Г. И.* Типоморфизм золота месторождений Приамурья. Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН, 1998. 320 с.
2. *Левцкий Ю. Т., Неронский Г. И., Скабелкин А. В., Пантаев А. Д.* Визуально-фотографическое определение темпе-

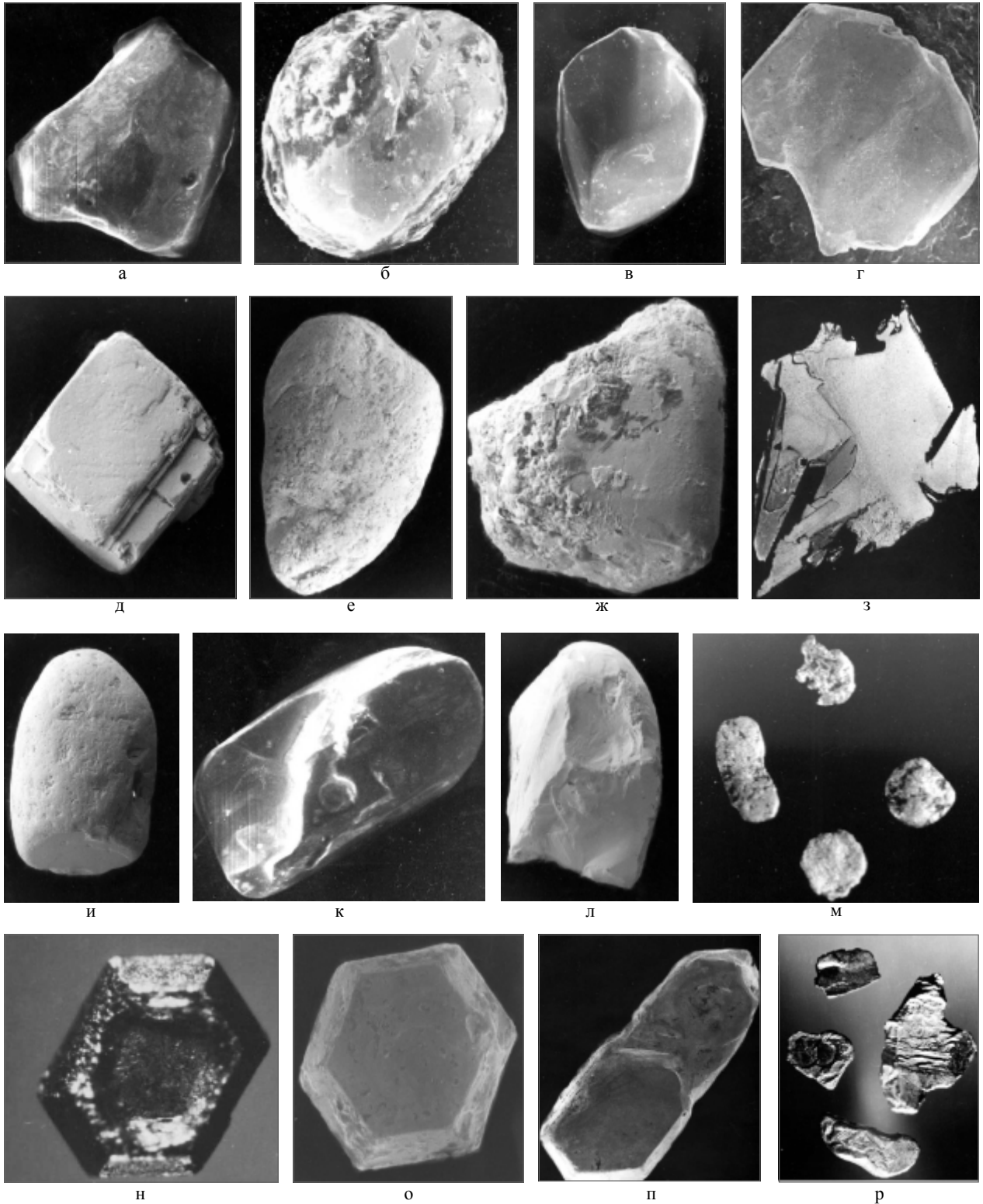


Рис. 1. Морфологические разновидности минералов платиновой группы (МПП) из различных районов Дальнего Востока. а, б — месторождение Кондер, Хабаровский край (поликсен), увел. 250; в, г — ферроплатина, прибрежно-морская россыпь (Охотское море), увел. 150; д, е — поликсен, прибрежно-морская россыпь (Пенжинская губа, Корякия), увел. 100; ж, з — ферроплатина из молодых третичных базальтов, р. Ток (Амурская область), увел. 140; и, к — ферроплатина из молодых третичных базальтов, кл. Пасхальный, Каменец (Амурская область), увел. 100; л, м — масленцовит, кл. Генриховский (ЕАО), увел. 100; н — осьмистый иридий, р. Иликан (Амурская область), увел. 1200; о — осьмистый иридий, р. Иликан (Амурская область), увел. 200; п, р — иридосмин, р. Хугдер (Амурская область), увел. 150

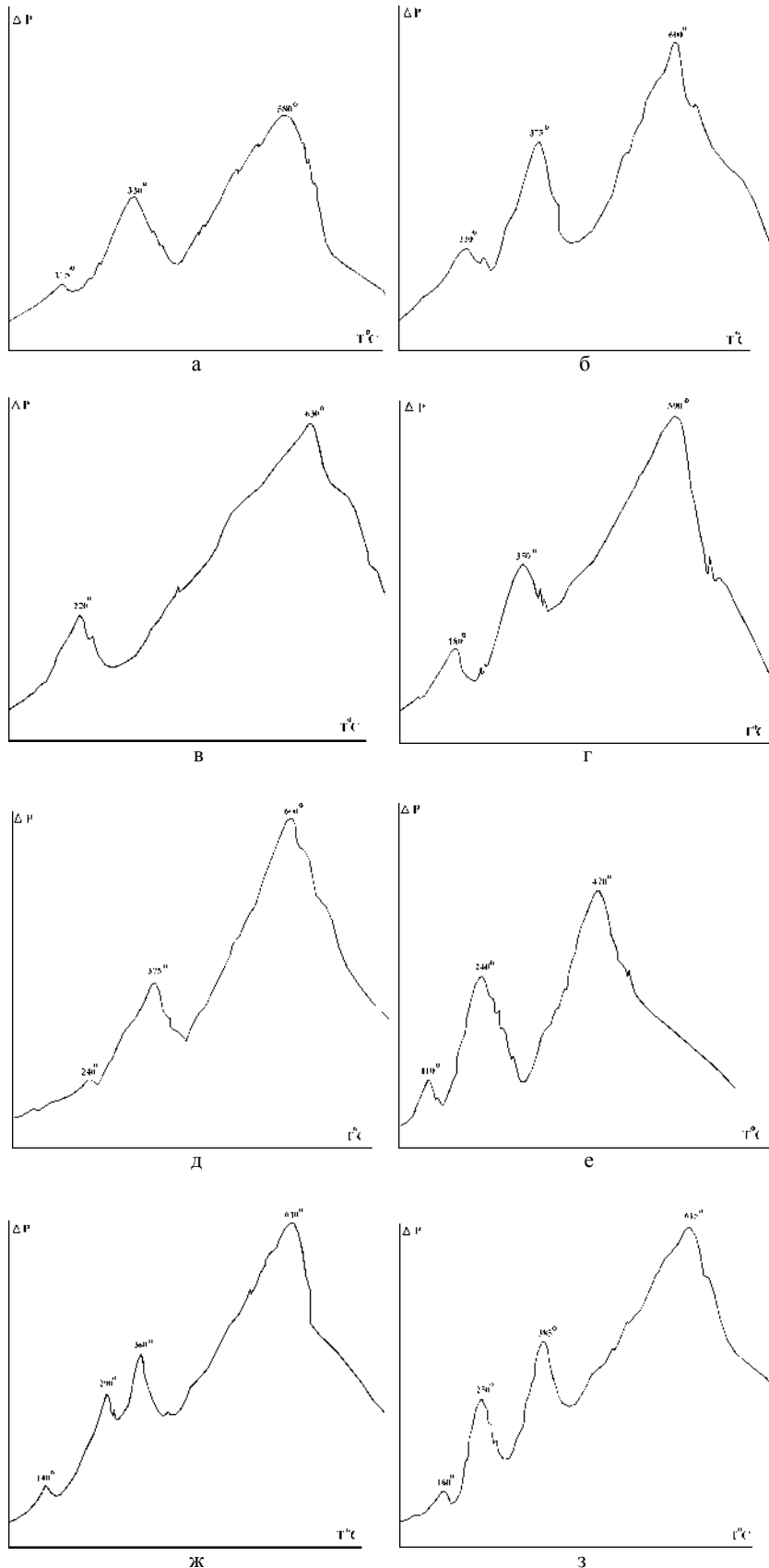


Рис. 2. Температурные интервалы газовыделений в минералах платиновой группы (MPG): а — Месторождение Кондер, самородная платина (поликсен); б — Самородная платина (р. Гарь, Дамбукинский р-н, Амурская область); в — Масленковит, кл. Генриховский (Сутарский узел ЕАО); г — Устье р. Лантарь, прибрежно-морская россыпь (Охотское море), ферроплатина; д — Поликсен, Пенжинская губа (пляж, Корякия); е — Ферроплатина из молодых третичных базальтов руч. - Пасхальный и р. Ток (Амурская область); ж — Осмистый иридий, р. Хугдер (Амурская область); з — Иридосмин, р. Иликан (Дамбукинский р-н, Амурская область)

ратуры декрепитации // Термобарогеохимия эндогенных процессов. Благовещенск: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 149—150.

3. *Неронский Г. И., Левицкий Ю. Т., Прокопов Н. С., Скабелкин А. В., Шахрай С. А.* Температуры декрепитации и состав включений в самородном золоте Сергачинской металлогенической зоны // Магматизм, флюиды и оруденение. Владивосток: ДВО АН ССР, 1990. С. 132—147.

4. *Семенко В. А.* Применение электронной микроскопии для изучения газозо-жидкий включений в самородном золоте // Материалы к совещанию «Термобарогеохимия эндогенных процессов» Благовещенск: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 44—47.

5. *Семенко В. А.* Новые данные о составе газозо-жидких включений в самородном золоте // Термобарогеохимия эндогенных процессов. Благовещенск: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 108—114.

6. *Семенко В. А.* Золотоносность и типоморфизм самородного золота черно-сланцевых толщ одного из районов Верхнего Приамурья // Материалы к Межрегиональной конференции по стратиморфным месторождениям. Чита: ЗаБНИИ СО АН СССР, 1990. С. 141—145.

7. *Семенко В. А.* Газозо-жидкие включения в самородном золоте прибрежно-морских россыпей Дальнего Востока как критерий прогноза скрытого оруденения Минералообразующие флюиды и рудный генезис. Ташкент, 1998. С. 23—26.

8. *Семенко В. А.* Термобарогеохимические исследования самородного золота и минеральных парагенезисов с целью изучения условий образования и генезиса проявлений золота // Минералообразующие флюиды и рудный генезис. Ташкент, 1998. С. 27—32.

9. *Semenko V. A.* Fluid inclusions in native gold of sea-beach placers of Far East. // II Sym. APFIS, Asian and Pacific international fluid inclusion society. Tashkent, Uzbekistan, 1998. P. 32—37.

10. *Семенко В. А., Палажченко В. И.* Типоморфные особенности самородного золота Востока России. // Вестник АмурНЦ, № 2. Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН, 1999. С. 136—163.

11. *Семенко В. А.* Геохимические и минералогические особенности самородного золота прибрежно-морских россыпей Японской и Охотской акваторий. Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН, 2000. 79 с.

12. *Semenko V. A.* Fluid inclusions in native gold of sea-beach of the Eastern Asian margin // Isfigd Coffi Regional Conference, Mexico, 2001. P. 37—42.

13. *Semenko V. A.* Goldbearines and sybstance compositions of sea-beach

placers the Russian Far East // International Sym. Of Tectonics Framfork and Energy Resources and Mineral Resources Kuala-Lampur, Malaysia, 2001. P. 273—279.

14. Семенко В. А. Золотоносность и типоморфные особенности самородного золота прибрежно-морских россыпей Западной Камчатки // в сб. Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов. Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН, 2001. С. 122—127.

15. Semenkov V. A. Mineralgeny of the Essential Structural elements of the metallogenic system (Kamchatka) // International Sym. Of Tectonics Framfork and Energy Resources and Mineral Resources — Kuala-Lampur, Malaysia, 2002. P. 144—147.

16. Semenkov V. A. Goldbearing and Platinumbearing of sea-beach placers in South-West Asia // International Sym. Of Tectonics Framfork and Energy Resources and Mineral Resources — Kuala-Lampur, Malaysia, 2002. P. 148—154.

17. Семенко В. А. Термовакuumная декрепитация и температурные режимы формирования золотого оруденения,

служащие источниками питания россыпей // Новые идеи в науках о Земле. М., 2003. С. 218—219.

18. Семенко В. А. Типоморфные особенности благородных металлов как критерий поисков нетрадиционных типов минерального сырья на Востоке России // Новые идеи в науках о Земле. М., 2003. С. 220—223.

19. Семенко В. А. «Термовакuumная декрепитация и температурные режимы формирования золотого и платинового оруденения» // Материалы V конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», Вестник отделения наук о Земле РАН, Москва, 2004. С. 21—23

20. Semenkov V. A. «Thermovacuum decrepitation and temperature regimes of formation of gold and PMG mineralization» // Материалы V конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», Вестник отделения наук о Земле РАН; М., 2004. С. 24—24.

ИЗОТОПНО-УГЛЕРОДНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КАРБОНАДО В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ

В. И. Силаев, В. А. Петровский, А. Е. Сухарев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В настоящее время существует весьма обширная информация, согласно которой генеральное распределение природных алмазов по изотопии их углерода является непрерывным, весьма неравномерным и весьма широким, охватывая диапазон от +3 до -35 ‰ [1—5]. При этом считается, что в рамках такого распределения алмазы в зависимости от своего происхождения подразделяются на четыре основных генетических типа: «кимберлитовый» (-2...-10 ‰), «импактный» (-12...-18 ‰), «микрополикристаллический» (-20...-30 ‰) и «аномальный» (+3...0). С другой стороны известно, что «генеральный» диапазон варьирования изотопного состава алмазов реализуется не только в рамках отдельных генетических типов, например, «кимберлитового», но и в пределах отдельных алмазных месторождений, например, алмазоносной кимберлитовой трубки «Мир» [2] или лампроитовой трубки «Аргайл» [6].

В результате проведенных А. Б. Макеевым [7—9] и нами [10—13, 29] исследований бразильских карбонадо, наряду со значениями, совпадающими с генеральными данными для микрополикристаллических алмазов [14—17], для некоторых образцов были получены значения $\delta^{13}\text{C}$, отвечающие углероду монокристалльных алмазов из кимберлитовых трубок. Кроме того, среди монокристалльных алмазов, парастерически связанных с карбонадо в бразильских россыпях, были установлены образцы с изотопно-легким углеродом, аналогичным углероду типичных карбонадо (рис. 1). Очевидно, что выявленные факты противоречат идее контрастной генетической типизации алмазов по изотопно-геохимическим критериям.

Наиболее убедительным доказательством изотопно-углеродной неоднородности среды образования природных алмазов являются многочисленные факты изотопной зональности их монокристаллов. Так, во многих фазово-гомогенных кристаллах кимберлитовых алмазов обнаружено изотопно-углеродное утяжеление их внешних частей — «кайм» на 2—25 ‰ по сравнению с внутренними частями — «ядрами» [18, 19]. Кроме того, зафиксированы случаи как бы обратной зональности, в рамках которой каймы оказались по углероду изотопно более легкими, чем ядра [20]. Аналогичная закономерность выявлена и в отношении так называемых «оболочечных» алмазов (IV разновидности по Ю. Л. Орлову). В таких кристаллах оболочки часто оказываются на 30—40 ‰ изотопно тяжелее, чем их центральные части [21]. Значительный интерес представляют собой также данные об алмазных монокристаллах с включениями типа «алмаз в алмазе». Как правило, в таких объектах «алмазы-узники» являются на 5—85 ‰ изотопно более легкими, чем «алмазы-хозяева» [22].

Таким образом, в настоящее время можно считать доказанным существование в природных монокристалльных алмазах достаточно четкой и устойчиво повторяющейся изотопно-углеродной зональности. Нами на примере бразильских карбонадо были, вероятно, впервые получены данные о развитии подобной изотопной неоднородности и в микрополикристаллических алмазах.

Исследовались три типичных образца, раскрой которых осуществлялся в Институте ВНИИАЛМАЗ (г. Москва, оператор О. А. Беспалов) с применением твердотельного импульсного лазера высокой мощности «Latronix-117» с длиной волны 1.064 мкм. На кон-

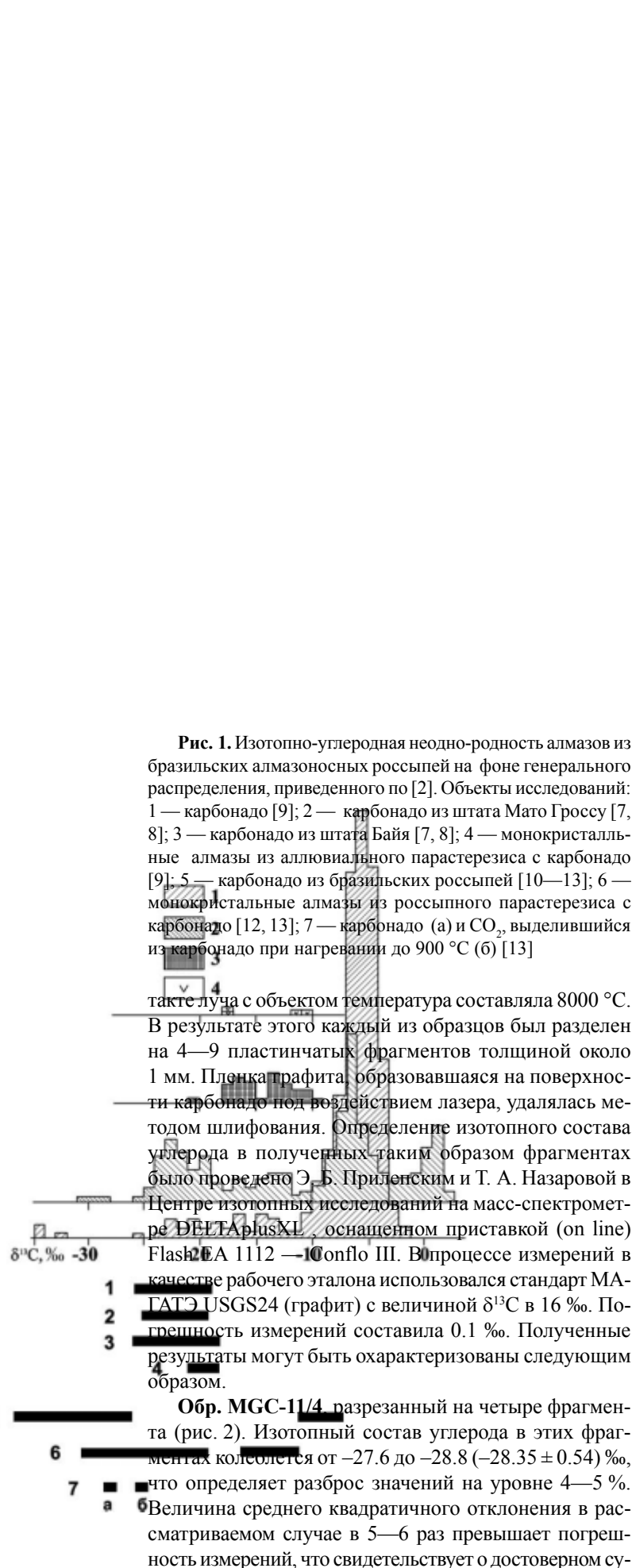


Рис. 1. Изотопно-углеродная неоднородность алмазов из бразильских алмазоносных россыпей на фоне генерального распределения, приведенного по [2]. Объекты исследований: 1 — карбонадо [9]; 2 — карбонадо из штата Мато Гроссу [7, 8]; 3 — карбонадо из штата Байя [7, 8]; 4 — монокристалльные алмазы из аллювиального парастерезиса с карбонадо [9]; 5 — карбонадо из бразильских россыпей [10—13]; 6 — монокристалльные алмазы из россыпного парастерезиса с карбонадо [12, 13]; 7 — карбонадо (а) и CO₂, выделившийся из карбонадо при нагревании до 900 °С (б) [13]

также луча с объектом температура составляла 8000 °С. В результате этого каждый из образцов был разделен на 4—9 пластинчатых фрагментов толщиной около 1 мм. Пленка графита, образовавшаяся на поверхности карбонадо под воздействием лазера, удалялась методом шлифования. Определение изотопного состава углерода в полученных таким образом фрагментах было проведено Э. Б. Прилепским и Т. А. Назаровой в Центре изотопных исследований на масс-спектрометре DELTAplusXL, оснащенный приставкой (on line) Flash EA 1112 — Conflo III. В процессе измерений в качестве рабочего эталона использовался стандарт МАГАТЭ USGS24 (графит) с величиной δ¹³С в 16 ‰. Погрешность измерений составила 0.1 ‰. Полученные результаты могут быть охарактеризованы следующим образом.

Обр. MGC-11/4, разрезанный на четыре фрагмента (рис. 2). Изотопный состав углерода в этих фрагментах колеблется от -27.6 до -28.8 (-28.35 ± 0.54) ‰, что определяет разброс значений на уровне 4—5 %. Величина среднего квадратичного отклонения в рассматриваемом случае в 5—6 раз превышает погрешность измерений, что свидетельствует о достоверном су-

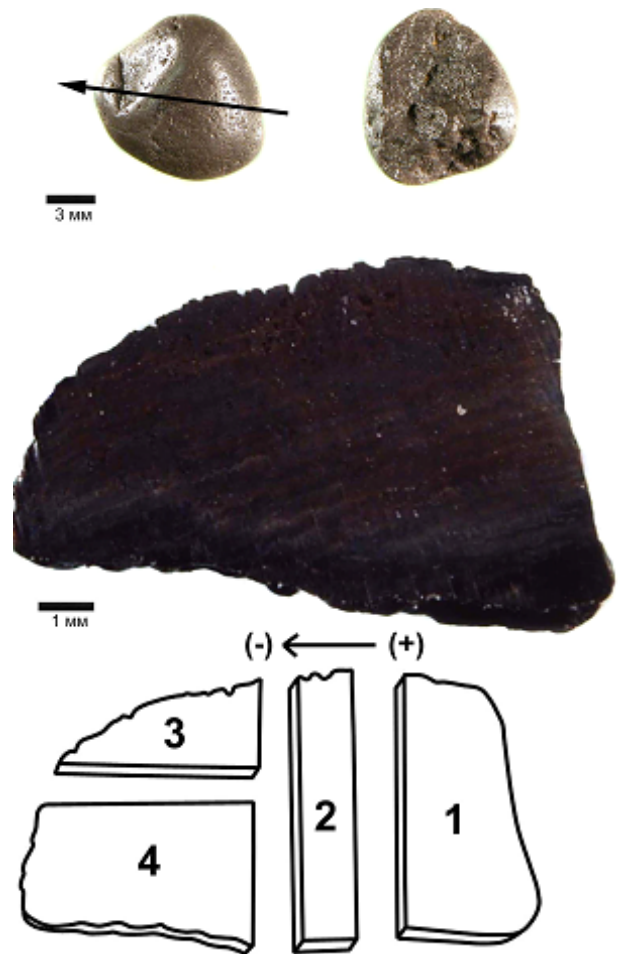


Рис. 2. Пример подготовки образца карбонадо для определения его локальной изотопно-углеродной неоднородности: а — общий вид, б — поверхность среза, в — схема раскроя образца для проведения анализа. Стрелкой показано направление изменения изотопии углерода. Знаками (-) и (+) обозначены эффекты относительного изотопного облегчения и утяжеления

ществованию в исследуемом образце изотопно-углеродной неоднородности. Судя по полученным данным, эта неоднородность имеет отчетливо линейный характер.

Обр. MGC-11/2, разделенный на шесть фрагментов, варьирующих по изотопному составу углерода в интервале -27.0... -27.7 (-27.33 ± 0.28) ‰. Разброс значений в этом образце составляет около 3 %. Величина среднего квадратичного отклонения в нем в 3 раза превышает погрешность измерений. Это подтверждает реалистичность изотопно-углеродной неоднородности, имеющей в рассматриваемом случае мозаичный характер — чередование участков с относительно более тяжелым (+) или легким (-) углеродом.

Обр. MGC-11/3, разрезанный на девять фрагментов. Изотопный состав углерода в этом образце колеблется в незначительных пределах -27.9... -28.1 (-28.02 ± 0.06) ‰, что соответствует разбросу менее 1 %. Величина среднего квадратичного отклонения здесь совпадает с погрешностью измерений. Следовательно, в рассматриваемом случае изотопно-углеродная неоднородность не выявляется.

Полученные нами экспериментальные данные позволяют сделать вывод, что бразильские карбонадо так

же как и кимберлитовые монокристалльные алмазы характеризуются вполне отчетливой изотопной неоднородностью по углероду. При этом разброс значений изотопного коэффициента, полученный для микрополикристаллических алмазов, лежит в пределах минимальных значений, выявленных и для монокристаллов (3—5 %). Очевидно, что столь универсальный характер локальной изотопно-углеродной неоднородности алмазов лучше всего согласуется с идеей изотопной неоднородности мантии [23] или в более общей форме — с идеей изотопной «дискретности единой среды алмазообразования» [24].

Как известно, в настоящее время существуют три гипотезы, трактующие происхождение изотопно-углеродной неоднородности алмазообразующей среды: (1) как отражение первичной изотопной неоднородности мантии [23]; (2) как результат смешения углерода мантийного и землекорового происхождения в процессах субдупцирования [25, 26]; (3) как результат фракционирования первичного углерода в процессах мантийного метасоматоза с участием флюидной фазы [27, 28]. Полученные нами данные дают все основания высказаться в поддержку именно последней гипотезы, с позиций которой карбонадо и, вероятно, вообще микрополикристаллические алмазы можно рассматривать как особую фацию единой формации мантийных алмазов.

Исследования выполнены благодаря финансированию программы фундаментальных исследований по Отделению наук о Земле РАН на 2006 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Deines P.* The Carbon isotopic composition of diamond: relationship to diamond shape, color, occurrence and vapor composition // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1980. V. 44. № 7. P. 943—961.
2. *Галимов Э. М.* Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования // *Геохимия*. 1984. № 8. С. 1091—1117.
3. *Каминский Ф. В.* Алмазность некимберлитовых изверженных пород. М.: Недра, 1984. 173 с.
4. *Мальков Б. А.* Геология и петрология кимберлитов. СПб: Наука, 1997. 282 с.
5. *Cartigny P.* Stable Isotopes and the Origin of Diamond // *Elements*, 2005. V. 1. P. 79—84.
6. *Соболев Н. В., Галимов Э. М., Смит К. Б. и др.* Сравнительная характеристика морфологии, включений и изотопного состава углерода алмазов аллювиальных отложений Кинг Джордж Ривер и лампроитового месторождения Аргайл // *Геология и геофизика*, 1989. № 12. С. 3—19.
7. *Макеев А. Б., Иванух В., Обыден С. К. и др.* Взаимоотношение алмаза и карбонадо (по материалам исследования Бразильской и Среднетиманской коллекций) // *Доклады РАН*, 2003. Т. 393. № 3. С. 393—397.
8. *Макеев А. Б., Иванух В., Обыден С. К. и др.* Взаимоотношение алмаза и карбонадо // *Углерод. Минералогия, геохимия, космохимия. Материалы Международной конференции*. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 47—49.
9. *Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И.* Минералогия алмаза и проблемы алмазности Тимано-Уральской субпровинции // *Проблемы геологии и минералогии*. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 239—247.
10. *Петровский В. А., Мартинс М., Лютноев В. П. и др.* Минералогические и генетические особенности карбонадо из штата Минас-Жерайс (Бразилия) // *Сыктывкарский минералогический сборник № 33*. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 41—69.
11. *Петровский В. А., Сухарев А. Е., Яковлев Е. Н., Филоненко В. П.* Образование микрополикристаллических алмазов (карбонадо) в природных и экспериментальных системах // *Материалы XV Российского совещания по экспериментальной минералогии*. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 98—99.
12. *Петровский В. А., Глухов Ю. В., Сухарев А. Е. и др.* Изотопный состав углерода в ассоциации монокристалльный алмаз—карбонадо как индикатор гетерогенности кристаллообразующей среды // *Строение, геодинамика и минерогенетические процессы в литосфере: Материалы 11-й Международной научной конференции*. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 274—276.
13. *Петровский В. А., Глухов Ю. В., Сухарев А. Е. и др.* Изотопный состав углерода алмазов (ассоциация монокристаллы—карбонадо) как индикатор условий алмазообразования // *Сыктывкарский минералогический сборник № 34*. Сыктывкар, 2005. С. 108—125.
14. *Виноградов А. П., Кропотова О. И., Орлов Ю. И. и др.* Изотопный состав кристаллов алмаза и карбонадо // *Геохимия*, 1966. № 12. С. 1395—1397.
15. *Галимов Э. М., Каминский Ф. В., Кодина Л. А.* Новые данные об изотопном составе углерода карбонадо // *Геохимия*, 1985. № 5. С. 723—726.
16. *Shelkov D., Verchovsky A. B., Milledge H. J., Pillinger C. T.* Carbonado: A Comparison Between Brazilian and Ubangui sources Based on Carbon and Nitrogen Isotopes // *Sixth International Kimberlite Conference, Russia, Novosibirsk*, 1995. P. 518—520.
17. *Шелков Д., Верховский А. Б., Милледж Х. Дж., Пиллинджер К. Т.* Карбонадо Бразилии и Убанги: сравнение с другими формами микрокристаллических алмазов на основе изотопов углерода и азота // *Геология и геофизика*, 1997. Т. 38. № 2. С. 315—322.
18. *Гуркина Г. А., Ивановская И. Н., Каминский Ф. В., Галимов Э. М.* О распределении изотопов углерода внутри кристаллов алмазов // *Геохимия*, 1979. № 12. С. 1897—1905.
19. *Ивановская И. Н., Зезин Р. Б., Галимов Э. М.* Распределение изотопов углерода в зональных кристаллах алмаза из месторождений Якутии // *Материалы VIII Всесоюзного симпозиума по стабильным изотопам в геохимии*. М., 1980. С. 44—46.
20. *Swart P. K., Pillinger C. T., Milledge H. J. et al.* Carbon isotopic variations within individual diamonds // *Nature*, 1983. V. 303. P. 793—795.
21. *Boyd S., Pineau F., Javoy M.* Modelling the growth of natural diamonds // *Chemical Geology*, 1994. V. 116. P. 29—42.
22. *Галимов Э. М., Кузнецова В. П., Мальцев К. А. и др.* Изотопный состав алмазов, содержащих включения алмазов // *Геохимия*, 1990. № 7. С. 1033—1040.
23. *Deines P., Harris J. W.* Sulphide inclusions chemistry and carbon isotopes of African diamonds // *Geochim et Cosmochim. Acta*, 1995. V. 59 (15). P. 3173—3188.
24. *Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Михайличенко О. А.* Дискретность процесса природного алмазообразования // *Минералогический журнал*, 1989. Т. 11. № 3. С. 3—18.
25. *Burges R., Johnson L. H., Matthey D. P. et al.* He, Ar and C isotopes in coated and polycrystalline diamonds // *Chemical Geology*, 1998. V. 146. P. 205—217.
26. *Реутский В. Н., Похиленко Н. П., Холл А. Е., Соболев Н. В.* Полигенность алмазов из кимберлитов района Снеп-Лейк (кратон Слейв, Канада): результаты исследования включений оливина и изотопного состава углерода // *Доклады РАН*, 2002. Т. 386. № 1. С. 94—97.
27. *Носик Л. П., Кучер М. И., Носик В. Л., Серова Л. С.* Изотопный состав предбиологического углерода Земли. Статья I. Углерод земных эндогенных образований // *Известия Вузов. Геология и разведка*, 1987. № 8. С. 26—30.

28. Костин Ю. А. Конвекция мантии и изотопные системы // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. Т.1. М.: Геос, 2006. С. 340—345.

29. Петровский В. А., Карфункель И., Филиппов В.Н. и др. Альтернативные модели карбонадообразования // Материалы III Междунар. минерал. семинара «Новые идеи и концепции в минералогии». Сыктывкар, 2002. С.172—174.

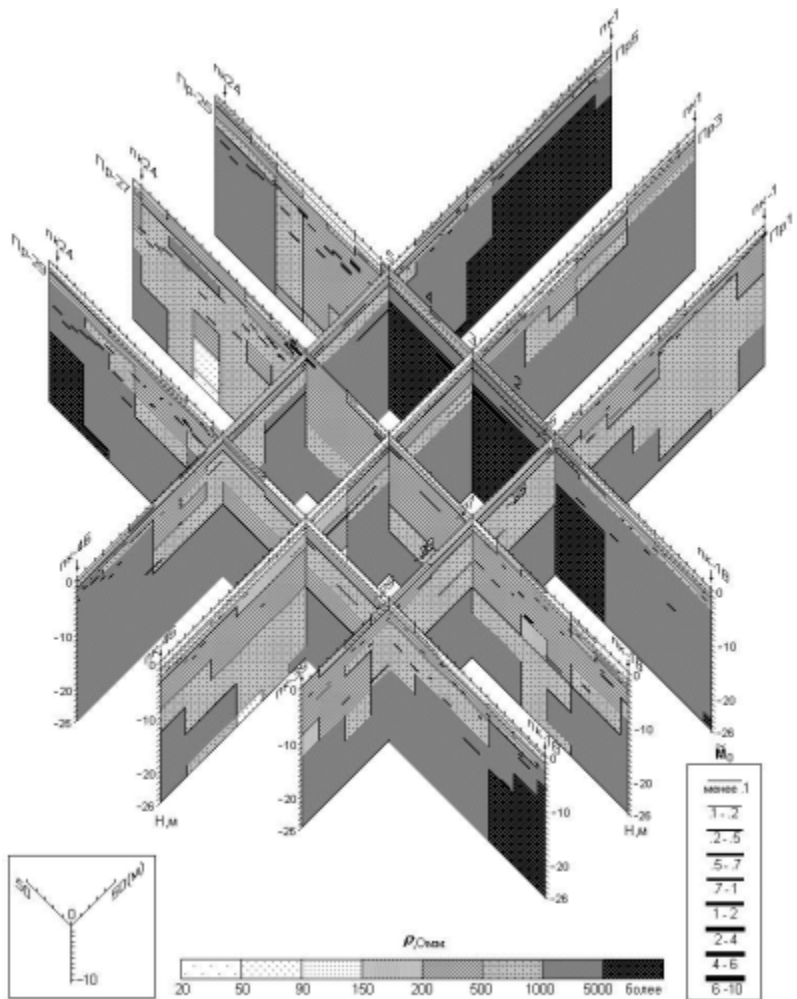
РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НОВОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВЗАИМОСВЯЗИ КОРЕННОГО ИСТОЧНИКА И РОССЫПИ ПЛАТИНЫ И АЛМАЗОВ

О. А. Хачай, О. Ю. Хачай, А. В. Кононов

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Связь россыпных месторождений с коренным источником носит многофакторный характер. Особенно это проявилось как в случае флангов Лобвинского месторождения и Косьвинского плеча, так и на месторождении алмазов Красновишерского района. Она определяется наложенностью тектонических процессов и трассируется минералами спутниками более подвижного характера, нежели платиноиды — это палладиевой и ртутной минерализацией. С другой стороны, информация о блоковости и структурной вложенности массивов, являющихся донорами для россыпи и естественными геологическими ловушками для россыпи, может быть эффективно извлечена, из объемных геоэлектрических моделей. Эти модели строятся по данным комплексной методики, базовой которой является по-планшетная методика электромагнитных индукционных исследований в частотно-геометрическом варианте, которая используется для картирования и мониторинга сложнопостроенных геологических сред в наземном и подземном (шахтном) вариантах. Во втором случае адаптация этой методики к подземным исследованиям в шахтных выработках для определения структуры массивов горных пород, состояния и их динамики при техногенном воздействии позволила провести объемные геофизические исследования в геологической среде и понять основные структурные факторы и критерии состояния геологической среды. В процессе полевых работ 1999—2003 г.г. методом попланшетной электромагнитной индукционной съемки совместно с магнитометрической съемкой исследовалось строение платиновых россыпей ближнего сноса, развивающихся в пределах Косьвинского дунитового тела и вмещающих его клинопирок-

сенитов. Так, фрагменты результатов геофизических исследований, проведенных на Косьвинской площади I, связанной с Косьвинским плечом-объектом коренной платины, демонстрируют, что кроме структур в виде крупных блоков, выделяются структуры меньшего ранга в виде зон трещиноватости поверхностного простирания и падения на глубину. Выделенные зоны по всей вероятности фиксируют современный процесс



Объемная геоэлектрическая двухранговая блоковая модель на площади коренного источника платины. Фланги Лобвинского месторождения

физического выветривания, который продолжается и по сей день и который характеризует степень геологической проработки массива, связанной с содержанием полезного компонента в россыпи. Кроме того геоэлектрические разрезы, построенные вдоль продольных широких профилей демонстрируют сложную блоковую структуру сочленения Косьвинского плеча с массивом г. Косьвы (рисунок).

В Красновишерском районе эксплуатируются два типа алмазных месторождений: четвертичные аллювиальные россыпи, расположенные в руслах рек Большой Щугор, Большой и Северный Колчимы и древние погребенные россыпи, расположенные на повышенных участках рельефа, которые раньше рассматривались как месторождения, залегающие в эрозионных депрессиях. После вскрытия месторождений Ишковский карьер, Северная Рассольная, Южная Рассольная, Волынка и проведения детальных геофизических работ в рамках той же методики, что и на Лобвинской площади, геологические позиции месторождений этого типа стали более определенными. Полученные результаты с использованием детальной геофизической технологии позволили установить важный морфологический фактор: алмазоносные площади в виде россыпных месторождений тяготеют к высокоомным структурам, которые либо сами являются питающими источниками, либо являются структурами, загрязняющими распространение и дальнейшее перемещение алмазов. Эти структуры картируются до глубин 70—100 м и глубже. Применение методов, используемых обычно для глубинных исследований, не позволит выделить их с достаточной разрешающей способностью. Получится довольно однородный по сопротивлению разрез, который будет следствием интеграции высоко и низкоомной структур. Для решения поставленных задач увеличение глубинности не требуется, так как в рамках

используемой технологии мы уже выделяем разноэтажные особенности разреза, связанные с различными разновозрастными породами. В дополнение нами были проведены параметрические электромагнитные исследования в кимберлитовых шахтах “Интернациональный” и “Айхал”. Полученные геоэлектрические разрезы разрезы в кимберлитовых толщах являются высокоомными с сопротивлением, сопоставимым с сопротивлением высокоомных структур, контролируемых обрабатываемые россыпи. Кроме того примененная технология позволила выявить новые депрессии, тем самым расширить область возможной добычи алмазов. Одна из них подтверждена детальной геологической скважинной заверкой. Расположена она на площади россыпи Северная Рассольная.

Авторы благодарят член-корр. РАН Анфилогов В. Н. и коллег из Института Минералогии УрО РАН за совместный интерес к проблеме.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 04-05-64136.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Анфилогов В. Н., Хачай О. А., Кораблев Г. Г., Новгородова Е. Н., Хачай О. Ю., Кононов А. В. Геолого-геофизическое строение Уральских палеозойских алмазных россыпей и поиск их связи с питающими источниками // Известия вузов Геология и разведка. № 6, 2005. С. 20—30.
2. Анфилогов В. Н., Хачай О. А., Кораблев Г. Г., Кабанова Л. Я., Новгородова Е. Н., Хачай О. Ю., Кононов А. В. Опыт геолого-геофизического изучения строения алмазоносной россыпи и поиска первичных источников алмазов. // Разведка и охрана недр. № 3. 2005. С. 27—32.
3. Хачай О. А., Молошаг В. П., Хачай О. Ю., Новгородова Е. Н., Доломанский Ю. К. Комплексный геолого-геофизический подход к изучению процесса россыпеобразования на флангах Лобвинского месторождения платины. // Геофизический журнал НАН Украины. Т. 27. № 4. 2005. С. 53—62.

ОЦЕНКА ДАЛЬНОСТИ ПЕРЕНОСА КИМБЕРЛИТОВЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

А. М. Хмельков

Амакинская геолого-разведочная экспедиция АК «АЛРОСА», Айхал

Несмотря на огромный практический опыт поисков кимберлитовых тел, проблема определения удаленности коренных источников по внешнему виду минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) до сих пор остается актуальной. Транспортировка минералов в процессе формирования шлиховых ореолов обуславливает в первую очередь их истирание [1]. Механический износ МИК функционально связан с суммарно пройденным ими расстоянием в процессе переноса и поэтому априорно связывается с удаленностью коренного источника. К сожалению, в стремлении к совершенствованию шлихового метода применительно к поискам коренных источников алмазов различными

исследователями применяются свои критерии к установлению степени механического износа МИК. В результате подход к сохранности кимберлитовых минералов настолько различен, что порой провести сравнение результатов, полученных разными авторами (организациями), просто невозможно.

Вопросы дальности переноса минералов кимберлитов от коренного источника и их трансформации в процессе этого переноса волновали исследователей с самых истоков алмазопромышленности. К наиболее важным исследованиям в этом направлении следует отнести работы Б. И. Прокопчука, М. И. Плотниковой, Е. Д. Черного, В. П. Афанасьева, А. Д. Харькива и др.

[1—6]. Однако исключительно важными в поисковом отношении работами в этом направлении являются практические и экспериментальные исследования геолога Амакинской ГРЭ Л. А. Зимины с коллегами, в результате которых была предложена шкала сохранности кимберлитовых минералов, являющейся на сегодня наиболее универсальной. В основу данной шкалы, состоящей из 4 классов механического износа минералов, положена степень сохранности первичных магматогенных поверхностей. Таким образом, под степенью (классом) сохранности кимберлитовых минералов с использованием шкалы сохранности Л. А. Зимины понимается не сохранность в целом зерен минералов (целые, колотые) и не столько степень их окатывания по литологической шкале окатанности, сколько степень механического износа первичных поверхностей. Данная шкала, представленная на рис. 1, выглядит следующим образом:

I класс. Зерна без следов механического износа первичных поверхностей. Сюда входят как целые зерна, так и колотые.

II класс. Зерна со следами механического износа: площади, занятые первичными поверхностями, значительно больше площадей, образованных в результате мехизноса зерен.

III класс. Зерна, первичные поверхности которых сохранились в виде реликтов; большая часть площади зерен имеет вторичное происхождение, образованной в результате мехизноса.

IV класс. Зерна без малейших следов первичных поверхностей.

Безусловно, что деление на классы носит несколько условный характер, особенно касательно разделения зерен на II и III классы. Чтобы в какой-то мере исключить субъективность в выделении этих классов изначально принято, что «границей» степени механического износа зерен II и III классов является равное соотношение первичных (эндогенных) и вторичных (экзогенных) поверхностей, образованных в результате механического износа зерен. Другими словами, если первичные поверхности стертые менее чем на 50 %, то зерна относятся ко II классу, при условии стертости первичных поверхностей более чем на 50 %, зерна относятся к III классу.

На основе разработанной шкалы сохранности кимберлитовых минералов Л. А. Зиминым была построена диаграмма распределения МИК с различным механическим износом в зависимости от дальности транспортировки. Данная диаграмма, несколько измененная и дополненная автором на основе собственных наблюдений, представлена на рис. 2.

Процентное содержание зерен рассчитано на исходный объем пробы, равный 20 л на примере наиболее представительного класса — 1+0.5 мм, поэтому приведенные кривые распределения содержаний МИК различной степени сохранности справедливы также только на данный объем проб и для данного класса. Практическое использование кривых достаточно простое и особых пояснений не требует. Характер распределения содержаний пиропса и пикроильменита как в «стерильных» районах, так и в условиях «помех» один

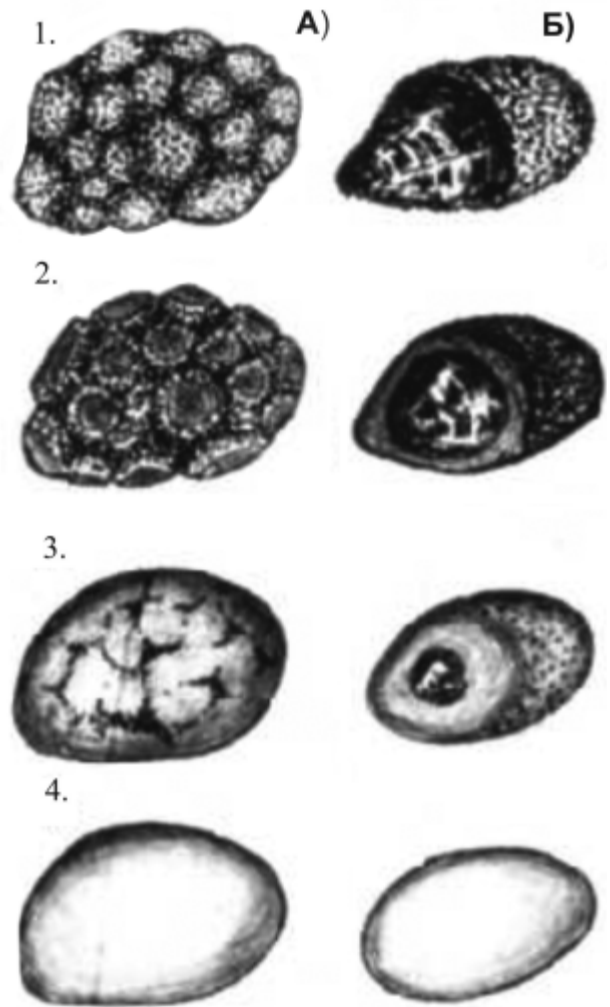


Рис. 1. Шкала механического износа минералов-индикаторов

кимберлитов на примере изменения зёрен пикроильменита по зарисовке Л. А. Зимины (А — целое зерно с бугорчатой первичной поверхностью, Б — колотое зерно с шероховатой поверхностью): 1 — следы механического износа отсутствуют (I класс); 2 — вершины бугорков и острые рёбра колотых зёрен притёрты (II класс); 3 — первичные поверхности и сколы наблюдаются в виде реликтов (III класс); 4 — первичные поверхности отсутствуют (IV класс)

и тот же. Разница заключается лишь в том, что в аллювии, где присутствуют минералы из промежуточных коллекторов, присутствие последних приводит к тому, что кривые распределения МИК сдвигаются в сторону коренных источников. Несмотря на то, что приведенные кривые являются эмпирическими, следует отметить, что определяемые расстояния все же будут приблизительно, так как невозможно определить степень влияния посторонних источников в конкретном районе. Вопрос влияния изношенных зерен МИК из вторичных коллекторов на распределение первичных минералов в древних и современных ореолах настолько практически важен, что, безусловно, заслуживает специального изучения и своего решения. Тем не менее, проверка работоспособности данной диаграммы на различных районах ЯАП, включая хорошо изученные ореолы и потоки рассеяния от известных тел, показало удивительную сходимость результатов.

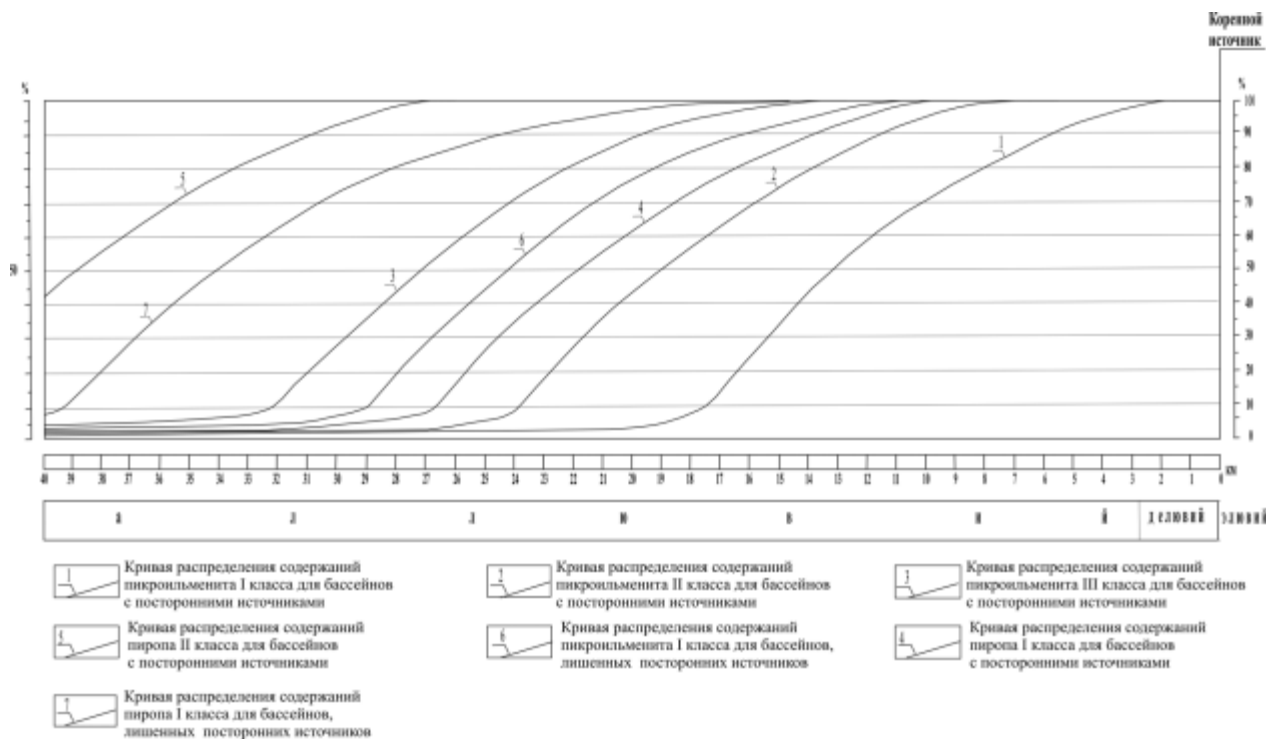


Рис. 2. Диаграмма распределения МИК с различным механическим износом в зависимости от дальности транспортировки в аллювиальных отложениях

Все приведенные выше сведения относятся к закономерностям распределения МИК в континентальных условиях. Поведение МИК в морских обстановках естественно будут характеризоваться своими особенностями, в связи с чем применение диаграммы, приведенной на рисунке 2 применительно к ореолам, сформировавшимся в прибрежно-морских литодинамических обстановках, лишено всякого смысла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Геолого-генетические основы шлихоминералогического метода поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1995. 348 с.
2. Прокопчук Б. И., Кострюков М. С., Королева М. Н.

Сохранность пироба в зависимости от условий транспортировки рыхлых отложений // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. № 5. 1964. С. 58—63.

3. Плотникова М. И., Салтыков О. Г., Кардопольцева О. И. Закономерности размещения алмазоносных россыпей Приленского района (Западная Якутия) // Геология и геофизика, №11. 1967. С. 31—37.

4. Харьков А. Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1978. 136 с.

5. Харьков А. Д., Квасница В. Н., Сафронов А. Ф., Зинчук Н.Н. Типоморфизм алмаза и его минералов спутников из кимберлитов. Киев: Наукова Думка, 1989. 184 с.

6. Афанасьев В. П. Основы шлихо-минералогических поисков месторождений алмазов. Автореф. дис. д-ра. геол.-мин. наук. М., 1991. 43 с.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ И АЛМАЗОВ ПЕРМСКОГО КРАЯ

И. И. Чайковский¹, М. В. Мальцева²

¹ Горный институт УрО РАН, Пермь

² Пермский государственный университет, Пермь

Алмазы и благородные металлы, являющиеся суперакцессорными компонентами земной коры, редко образуют в ней значимые концентрации в результате одного акта. Условно к подобным проявлениям на западном склоне Урала можно отнести платинометалльную минерализацию в магматических комплексах (Волченко, Коротеев, 2006). В пределах Пермского края это — сульфиды, сульфоарсениды и интерметаллиды тугоплавких платиноидов в перидотитах и хро-

мититах сарановского габброанортозит-гарцбургитового комплекса (R₃). Платино-палладиевые теллуриды и арсениды с гидротермальной халькопиритовой минерализацией в габбродолеритах лыпинского и усвинского (D₁) уже связаны с постмагматической мобилизацией рудного вещества. Чаше значимые концентрации формируются в несколько этапов, существенно разделенных во времени: 1) вынос благородных металлов мантийными производными в бассейн осадкона-

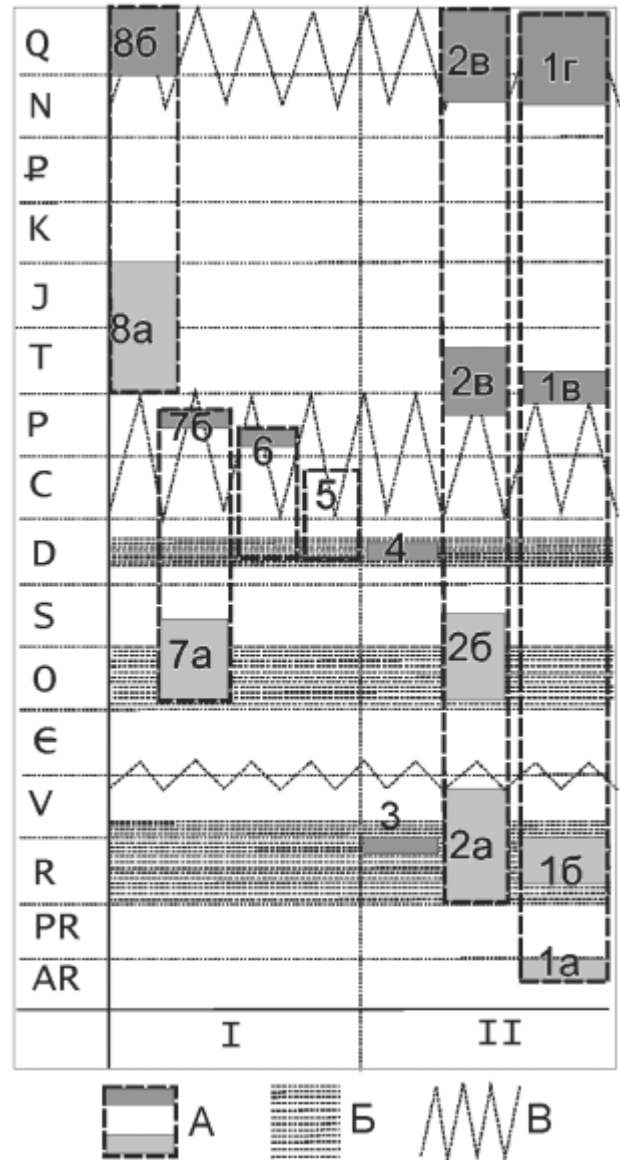
копления; 2) синседиментационное перераспределение в осадочной толще; 3) гидротермально-метаморфогенная мобилизация с образованием рудных скоплений; 4) гипергенное изменение и перераспределение.

Для прогнозирования новых проявлений и нетрадиционных типов руд необходим анализ не только известных месторождений, но и геохимических рубежей (выноса, перераспределения и мобилизации полезных компонентов) в истории развития определенных геологических структур, выступающих в качестве минерагенических систем. В Пермском крае, расположенном на платформе и ее пассивной окраине, выделяется несколько таких систем (рисунок).

Метаморфогенно-гидротермальное золото-кварцевое оруденение Центрально-Уральского поднятия связано с рудогенерирующей системой, формировавшейся с рифея по триас. Она начала оформляться в процессе накопления и преобразования рифейских и нижнепалеозойских осадков на склоне рифейского континентального, а затем палеоокеанического рифтов. В разрезе верхнего докембрия Кваркушско-Каменогорского мегантиклинория выделяются четыре трансгрессивных циклокомплекса (Курбацкая, 1986), отвечающих стратиграфическим сериям: кедровской и басегской верхнего рифея, серебрянской и сыльвицкой венда. Основные вулканиты приурочены к нижним или средним частям циклокомплексов, а углистые сланцы — к верхним. Иногда базиты сменяются по латерали гематитсодержащими породами (щегровитская и койвинская свиты). Схожая последовательность предполагается для колпаковской свиты ордовика. Таким образом, в процессе трансгрессивного цикла в осадочный бассейн происходит поступление мантийного материала с высоким кларком золота и платиноидов, его выщелачивание морской водой с образованием растворимых галоидов и последующее осаждение в виде органоминеральных комплексов. Вероятно, часть золота могла сорбироваться оксидами и гидроксидами железа, что проявилось в приуроченности золото-кварцевых прожилков к магнетит-гематитовой минерализации в сланцах вильвенской свиты венда.

Разрез докембрия Ляпинско-Кутимского мегантиклинория, представленный только отложениями среднего-верхнего рифея (Морозов, Алексеев, 1997), связан с регрессивным циклом: мойвинская карбонатная свита, муравьинская углеродисто-сланцевая и ишеримская кварцитопесчаниковая. Углеродистые породы отмечаются и в верхах чувальской свиты (O_{2-3}), характеризующейся значительной долей вулканогенного материала, а также в составе терригенно-карбонатной толщи (S_1).

Уральский орогенез привел к метаморфизму докембрийских и раннепалеозойских комплексов и формированию единой гидродинамической системы, которая после снятия коллизионного напряжения генерировала хрусталеносную и рассеянную золото-кварцевую минерализацию (Мальцева, Чайковский, 2005). Россыпи, образующиеся за счет разрушения докембрийских и раннепалеозойских толщ, приурочены к восточной части ЦУПа, что объясняется большей степенью метаморфизма и мобилизации рассеянных рудных ком-



Минерагенические системы благородных металлов и алмазов на пассивной окраине ВЕП: 1 — алмазов в туффи-зитах; 2 — гидротермально-метаморфической золото-кварцевой формации; 3, 4 — платиноидов в перидотитах сарановского и габброидах лыпинского и усьвинского комплексов; 5 — золота в нефти и углях Приуралья; 6, 7 — золота и платиноидов в эвапоритах и пестроцветах; 8 — золота в триас-юрских отложениях. Тектонические структуры: I — платформа и Предуральский краевой прогиб; II — Западно-Уральская зона складчатости и Центрально-Уральское поднятие. А — геохимические рубежи (рассеяния, перераспределения, рудообразования) в истории развития отдельной минерагенической системы. Тектонический режим: Б — рифтогенный; В — коллизионный

понентов. Оруденение, локализованное среди зеленых сланцев, может рассматриваться как автохтонное, а расположенное в менее метаморфизованных породах — как аллохтонное. Отсутствие платиноидов в гидротермалитах зеленосланцевых комплексов позволяет предполагать, что они предпочитают находиться в рассеянно-сорбированном состоянии и образуют минеральные фазы только в том случае, когда преобразуется апогипербазитовый материал, что видно на примере золото-фукситового оруденения Приполярного Урала.

Золото девонских и каменноугольных углеводородных комплексов практически не изучено. Не оценен потенциал нефти, хотя по современным представлениям месторождения жидких углеводородов являются полигенными и формируются при участии мантийных флюидов. Приуроченность большинства месторождений Прикамья к бортам Камско-Кинельской системы впадин дает основание предполагать, что она могла представлять собой линейную зону холодной дегазации мантии. Из возможных мантийных “меток” в нефтях изучены только никель и ванадий. Роль жидких углеводородов как растворителя и транспортера благородных металлов пока не ясна. О реальности и значимости этих процессов могут свидетельствовать повышенные концентрации золота в рассолах, подстилающих углеводородные залежи, что отмечено, например, в Прикаспийской впадине (0.01 мг/л). Слабо изучено содержание благородных металлов и в углях Прикамья. Единичные анализы показывают, что в углях Кизеловского бассейна золото составляет 0.03—0.16 г/т. Накопление данных о распределении драгоценных металлов в углеводородах и углях и разработка соответствующих технологий извлечения приведут к появлению новых типов минерального сырья.

Золото и платиноиды эвапоритовых комплексов накапливались и осаждались при формировании и заполнении солеродного бассейна. Трансформация морской воды в рапу приводит к увеличению концентрации растворимых солей более чем в сто раз. При этом происходит и существенное накопление благородных металлов, которые сосредоточены в нерастворимом остатке солей (Сметанников, Шанина, 2006). Материалы А. Ф. Сметанникова позволяют предполагать, что золото в основном сорбировались тонкодисперсными гематитовыми частицами, окрашивающими сильвинитовые и карналлитовые руды, а платиноиды — рассеянным органическим детритом. В процессе сульфатредукции часть золота и серебра восстанавливается до самородной (золото, тетрааурикуприд) и сульфидной формы, однако существенной мобилизации рудного вещества не происходит. Таким образом, в процессе садки солей произошло осаждение и благородных металлов: с органическим веществом, а на калийной стадии развития бассейна — с гидроксидами железа.

Золото и платиноиды пестроцветных комплексов накапливались при формировании раннепермской континентальной моллассы, когда с эвгесинклинальной части Урала речные воды выносили водорастворимые соединения меди и ванадия. Наличие платиноидов в высокоуглеродистых медистых сланцах Польши, а также находки самородного золота в сульфидных рудах (Чайковский, Кондратенко, 2005) указывают на возможность аккумуляции в пестроцветных песчаниках Прикамья и благородных металлов. Многими авторами уже уверенно выделяется платиноносный район (и даже провинция), хотя ни аналитических работ, ни тем более оценки перспектив еще не проводилось.

Золото Верхнекамской впадины приурочено к триас-юрским комплексам платформенной части. Предполагается несколько источников и генетических типов золота в этих отложениях (Илалтдинов и др.,

2002—2003; Наумов и др., 1998, 2003). Высокопробные окатанные кластогенные частицы нередко тороидальной формы (считаются наиболее древними) связывают с дальней или эоловой транспортировкой. Ассоциация с платиноидами, типичными для массивов Платиноносного пояса, а также эпидотовая специализация тяжелой фракции свидетельствуют о сносе материала с уральской складчатой области (Осовецкий, 2004). Наибольшие концентрации такого золота отмечены в среднеюрской песчано-гравийной толще, залегающей на глинах с сидеритовым оруденением, и в четвертичных россыпях, связанных с ее размывом.

Агрегаты глобулярно-зернистого, трубчатого, ажурно-волокнистого и пористого строения представляют собой амальгамы золота и серебра с различным содержанием ртути (до 24 мас. %). Набор примесей (Sb (до 0.61), Co (до 0.34), Ni (до 0.29), Pt (до 2.36), Rh (до 2.32), Pd (до 1.55), Ir (до 1.38 мас. %)) отражает их формирование из, или при участии, подвижных мантийных флюидов. Наряду с подкоровым источником благородные металлы могли мобилизоваться из глинистых, существенно монтмориллонитовых, отложений пермотриаса и юры, представляющих собой измененную вулканокластическую (Чайковский, Нельзин, 2003). Новообразованное золото отмечено в породах верхней перми, нижнего триаса и средней юры, что позволяет предполагать кайнозойский возраст и связь с глубинными разломами, обрамляющими Коми-Пермяцкий беломорский массив.

Алмазы интрузивных пирокластитов Западного Урала имеют сложную историю формирования и дальнейшего преобразования. Выделяются (Чайковский, 2005) следующие рубежи: 1) формирование на ранних (AR) этапах развития Земли; 2) вынос при рифейском рифтогенезе в область нестабильности, где происходит гранулометрический отбор за счет частичного растворения; 3) вынос в пермотриасе к земной поверхности флюидно-пирокластическими потоками; 4) перенос и накопление в неоген-четвертичных россыпях различного генезиса. В отличие от алмазов из кимберлитовых источников они дважды претерпевает процессы, ведущие к разубоживанию: мантийное растворение и существенная контаминация флюидизированного мантийного вещества ксеногенным осадочным материалом. Таким образом, формирование месторождений алмазов, кроме россыпных, является результатом не концентрирования, а рассеяния. Пространственная сопряженность производных различных минерагенических систем и устойчивость в процессе гипергенеза привело к образованию на Среднем Урале комплексных золото-платино-алмазных россыпей.

Минерагенические системы синхронизируются с тектоническими обстановками. При растяжении происходит привнос и рассеяние благородных металлов, а в условиях сжатия и тектонической активизации мобилизация коровыми и мантийными флюидами. В целом подтвердилось известное фундаментальное свойство золота растворяться в воде в окислительной обстановке и осаждаться в восстановительной. Устойчивость его нахождения в виде хлоридов и самородной фазы способствовало высокой подвижности и собира-

тельной перекристаллизации в отличие от платиноидов, образующих труднорастворимые металлоорганические соединения. На накопление золота оказали влияние также гидроксиды железа, а транспортировку и перераспределение — ртутьсодержащие флюиды. По-

явление золота и благородных металлов в нетрадиционных обстановках позволяет надеяться на выявление новых генетических типов и вовлечение в эксплуатацию новых типов сырья, включающих руды, жидкие углеводороды и рассолы.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ РАЗБРАКОВКИ АНОМАЛИЙ ПО ПЕРСПЕКТИВНОСТИ

З. Б. Чистова, Ю. Г. Кутинов

Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, Архангельск

Сопоставление трубок взрыва Архангельской и Якутской алмазонасыщенных провинций показало, что при их сходстве выявляются и определенные отличия первых: 1) слабая интенсивность магнитных аномалий, связанных с трубками взрыва; 2) основным источником аномалий на двухфазных трубках часто является толща ксенотуфобрекчии, что позволяет аппроксимировать их пластовыми телами, а не вертикальными цилиндрами.

Одинаковый аномальный эффект от объектов-помех и наиболее перспективных трубок взрыва обуславливает необходимость привлечения всех дополнительных данных. Исследованиями в околотрубном пространстве был выявлен дополнительный элемент модели — ореол повышенной магнитной восприимчивости (χ) [1]. Во вмещающих породах ореол образует зону с χ повышенной на $(10—20) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ мощностью 20—40 м, которая сливается с эндоконтактной зоной тела (рис. 1). В перекрывающих отложениях ореол развивается от контакта тела вверх и в надэкзоконтактную зону (вверх на 40—50 м и по простиранию более, чем на 500 м).

Пространственное развитие ореола свидетельствует о его гидрохимической природе, связанной с циркуляцией глубинных минерализованных вод по проницаемым зонам. Наличие ореола обосновывает необходимость применения микромагнитной съемки, которая позволит изучить внутреннее строение трубок и отличить их от объектов-помех.

Изрезанность графиков магнитного поля, характеризующая изменчивость намагниченности горных пород и рельеф их верхней кромки принималась многими авторами во внимание для характеристики возмущенной категории магнитного поля. Нами оценка величины изрезанности поля проводилась одновременно с учетом количества экстремумов и их суммарной напряженности (или амплитуды) в значительной степени зависящей от намагниченности возмущающих тел, их размеров, формы и условий залегания, по формуле [1]:

$$V = \left(\sum_{i=1}^N A_i \right) / L \cdot N$$

Где V — изрезанность графика магнитного поля; L — условная единица длины; N — количество экст-

ремумов на условной единице длины; A_i — амплитуда отдельного экстремума магнитного поля.

В результате количественное определение изрезанности приобретает относительно многофакторное и объективное значение.

Исследованиями выявлено, что повышение детальности магниторазведочных работ в 5 раз (трубки А-840, А-496, А-697) изменило изрезанность графика магнитного поля (V) на 0.5—1.5 у. е.; в 10 раз (трубка Ц-206) — на 0.5 у. е. Совершенно иная картина при повышении детальности исследований аномалий-помех. Повышение в 2.5 раза изменило дисперсию наблюдаемого магнитного поля на 3—12 у. е. (Ц-181-186, Ц-189, Ц-192-199); повышение в 5 раз на 6—21 у. е. (Ц-154, Ц-165-167, Ц-456, Ц-293, Ц-205, Ц-455); повышение в 12 раз — на 12—41 у. е. (Ц-205, Ц-455) [1]. Таким образом, установлено, что изрезанность графиков магнитного поля над телами трубчатого типа не изменяется при повышении детальности исследований, в отличие от дисперсии поля над объектами-помехами, что говорит о большей внутренней однородности магнитных свойств пород трубок взрыва, возрастающей с глубиной [1].

Проведение детальных магниторазведочных (особенно микромагнитных) работ и крупномасштабных высокоточных аэромагнитных съемок невозможно без анализа характера магнитных вариаций и учета радиуса их влияния. В процессе исследования структуры «аномального времени» было установлено, что в районе рудного объекта «трубчатого типа» усложняется динамика наблюдаемых вариаций геомагнитного поля: возрастает амплитуда короткопериодных колебаний всех типов; увеличивается количество локальных пикообразных импульсов. Под «районом объекта» принимается площадь окружности тройного радиуса его (объекта) магнитной аномалии. На рис. 2 приведены графики синхронной работы МВС в пределах одного из рудных объектов (участок Тучкино) и сопредельной с ним площади. Вариации магнитного поля, регистрируемые над объектом, резко отличаются от сопредельных более сложным характером и амплитудами сигнала (в 4—5 раза больше). Эти характерные изменения магнитных вариаций над объектом могут являться дополнительным поисковым и разбраковочным призна-

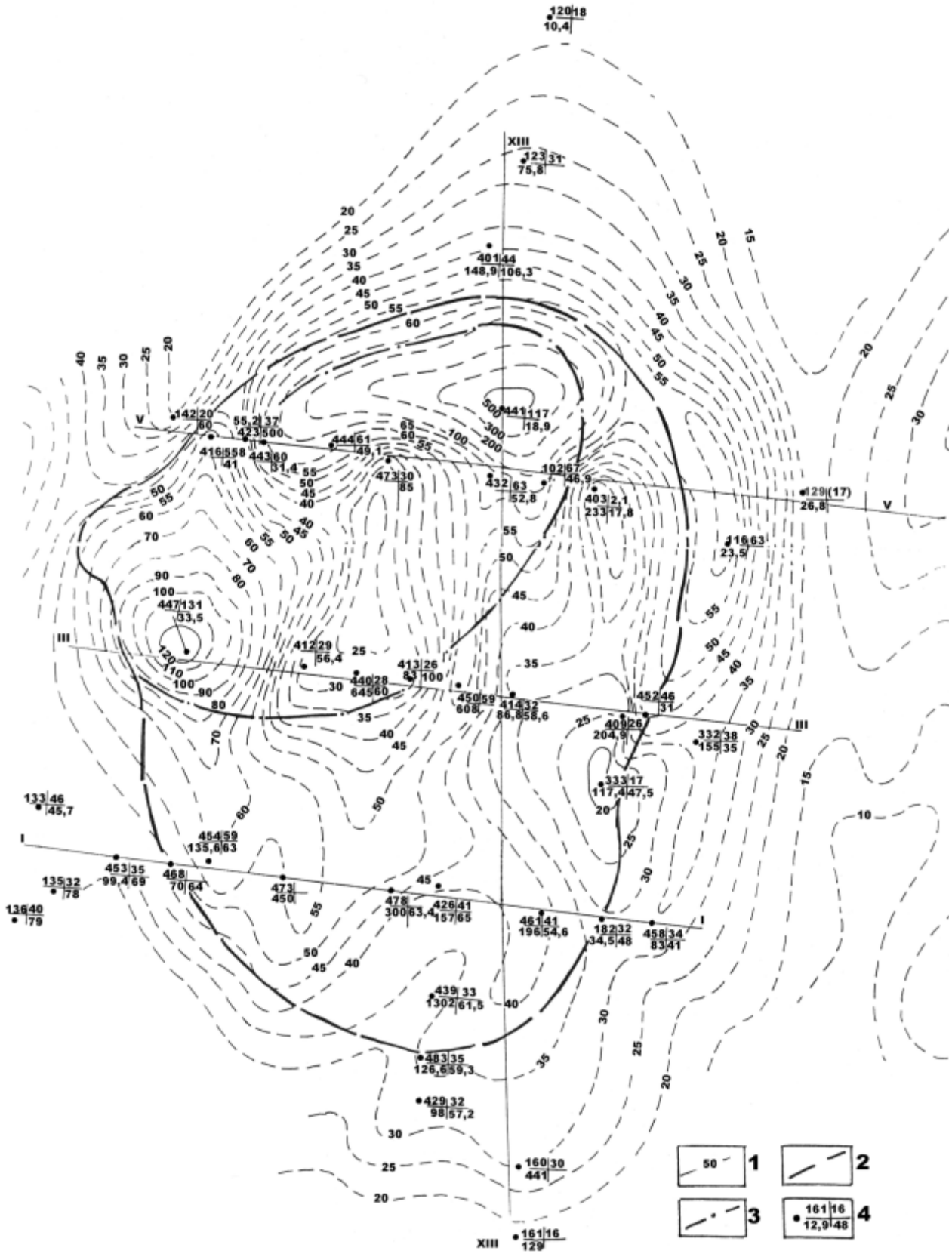


Рис. 1. Латеральная зональность магнитных свойств по перекрывающей толще (Q). Трубка Ломоносовская
 1 — изолинии магнитной восприимчивости (χ $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ); 2 — контур кимберлитового тела; 3 — контур автолитового внедрения; 4 — № скв. $|\chi$ $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ
 глуб. скв. $|M$ отложений

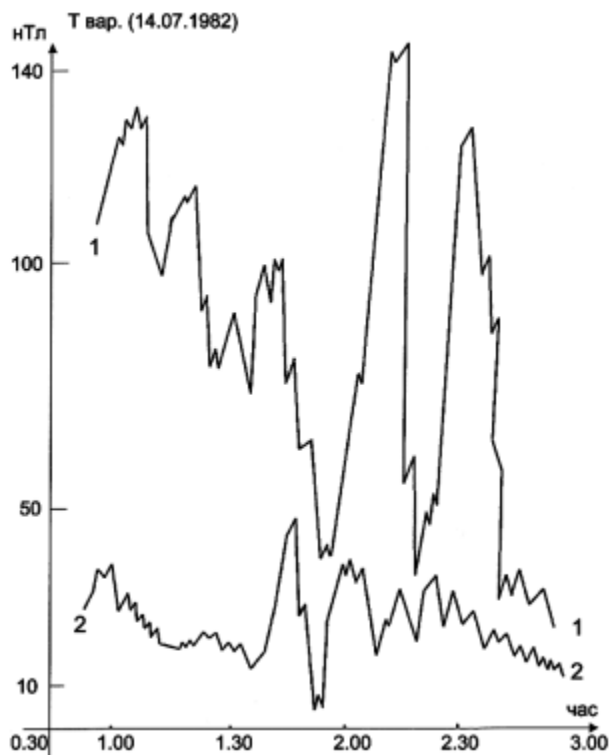


Рис. 2. Изменения хода короткопериодных вариаций магнитного поля: 1 — в районе объекта; 2 — за его пределами

ком аномалий «трубчатого типа». Измерения необходимо проводить в дни резких аномальных возмущений магнитного поля по следующей методике: две МВС, одна из которых устанавливается в пределах площади предполагаемого рудного объекта, а другая — в заведомо безрудном (эталонном) месте, но не далее 10 п. км от первой; предполагаемые временные интервалы устойчивых возмущенных вариаций магнитного поля можно заранее, с определенной степенью достоверности, прогнозировать по составленной для Юго-восточного Беломорья обобщенной модели «магнитного портрета» среднестатистического года [1].

Таким образом повышение достоверности выделения перспективных магнитных аномалий может быть достигнута использованием дополнительных методов и методических приемов: 1) микромагнитными исследованиями, учётом изрезанности магнитного поля над объектом и за его пределами в процессе увеличения степени детальности исследования, 2) учётом временной структуры геомагнитных вариаций; 3) изучением изменения характера аномальных вариаций в районе рудного объекта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.

ГЕНЕЗИС ГЛАВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ АЛМАЗА

В. С. Шкодзинский

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

Зависимость кристалломорфологии алмаза от состава вмещающих кимберлитов и от вязкости их исходных расплавов [4], присутствие в алмазах включений карбонатов и раскристаллизованных расплавов, синкимберлитовый изотопный возраст некоторых минеральных включений, различия строения алмазов из кимберлитов и из мантийных ксенолитов и ряд других данных противоречат гипотезе ксеногенности алмаза и указывают на его магматическое происхождение. Это и современные данные о горячем образовании Земли и присутствии на ранней стадии ее эволюции глобального океана магмы позволяют объяснить генезис главных разновидностей алмаза.

Вследствие расслоенности по составу и резкого возрастания плотности с глубиной (от примерно 2.2 до 2.8 г/см³) в постаккреционном магматическом океане при остывании не возникали обширные, от подошвы до поверхности, конвективные потоки. Поэтому он очень медленно кристаллизовался сверху вниз в результате преимущественно кондуктивных теплопотерь [3]. В период от 3.8 до 1.9 млрд лет назад происходили кристаллизация и фракционирование верхнего кислого слоя магматического океана с образованием ортогнейсов и гранитоидов континентальной кристал-

лической коры. Кимберлитовые остаточные расплавы, субстраты и наиболее ранние магмы возникли в результате кристаллизации и фракционирования в протерозое придонного перидотитового слоя магматического океана. Это является причиной преимущественно фанерозойского возраста кимберлитов. Формирование кимберлитовых субстратов из последних остаточных расплавов (после кристаллизации исходных магм более, чем на 99.9 %) объясняет очень высокое содержания в кимберлитах легких редкоземельных элементов (до тысячи хондритовых норм), H₂O, CO₂ и других расплавофильных компонентов. Попыткам объяснить богатство кимберлитов этими компонентами привнесом их в мантию океанической корой, погружавшейся по зонам субдукции, противоречат отсутствие кимберлитов в эти зонах, отрицательная величина $\delta^{15}\text{N}$ в большинстве алмазов, тогда как океанические осадки имеют положительную величину этого параметра, и ряд других данных.

Расчеты [3] свидетельствуют, что кимберлитовые и другие первичные магмы образовались в результате декомпрессионно-фрикционного переплавления идентичных им по составу субстратов в участках тектонических деформаций континентальной литосферы

и при выжимании этих субстратов в верхние части земной коры. То есть, магмы имеют декомпрессионно-фрикционное происхождение. Вследствие исключительно высокой вязкости слабо подплавленных пород (порядка 10^{18} — 10^{20} пуаз в астеносфере) процессы отделения из них выплавок происходили крайне медленно (миллиметры за всю историю Земли), что подтверждается автохтонностью анатектического жильного материала в мигматитах [3] даже при содержании его 30—40 % и свидетельствует о невозможности обычно предполагаемого образования магм путем сепарации выплавок. Очень высокая вязкость мантийных пород, а также исключительная бедность их летучими компонентами обуславливают невозможность существования в них флюидных потоков и процессов метасоматического обогащения и обеднения их некогерентными компонентами. Различные содержания этих компонентов в мантийных породах связаны с формированием этих пород на различных стадиях фракционирования магматического океана.

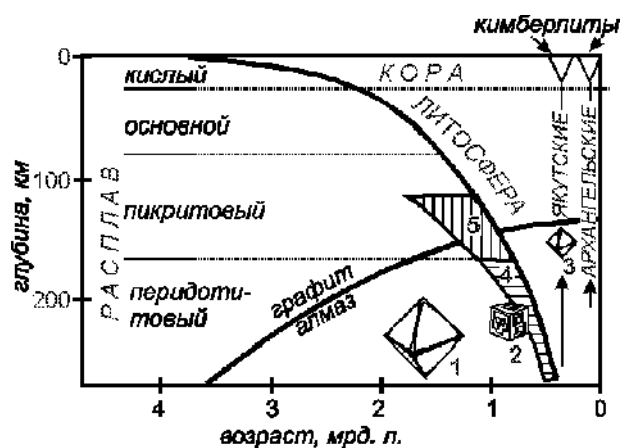
Кимберлитовые по составу субстраты и докембрийские ортогнейсы являются продуктом кристаллизации соответственно придонных и верхних частей магматического океана. Там, где были раздвинуты или переработаны поздними глубинными процессами древние метаморфические комплексы, там чаще всего были уничтожены и нижние кимберлитсодержащие части континентальной литосферы. Это объясняет природу правила Клиффорда — присутствие алмазоносных кимберлитов лишь в районе с древним изотопным возрастом метаморфических комплексов. При кристаллизации в протерозое придонного слоя магматического океана наиболее ранние алмазы должны были начинать формироваться при еще мафическом составе расплава, благоприятном для образования его октаэдрических кристаллов [4]. Небольшая скорость остывания глубинных частей магматического океана обусловила большую длительность (сотни миллионов лет) процессов их кристаллизации. Все это привело к формированию крупных малодефектных ювелирных преимущественно октаэдрических кристаллов и объясняет генезис изредка встречающихся алмазов-гигантов (1 на рисунке). Низкое содержание летучих компонентов в ранних мафических расплавах обусловило незначительное присутствие их в сформировавшихся алмазах и объясняет повышенное содержание безазотных разновидностей [1] среди алмазов-гигантов.

При остывании и фракционировании содержание кремнекислоты и других расплавофильных компонентов в сформировавшихся остаточных расплавах увеличивалось. В соответствии с зависимостью кристалломорфологии алмаза от состава и вязкости кимберлитовых расплавов [4] это приводило к уменьшению роли октаэдров и к возрастанию содержания додекаэдров, кубов (2 на рисунке) и округлых кристаллов среди сформировавшихся алмазов и объясняет смену октаэдрической огранки на додекаэдрическую и кубическую, характерную для зональных алмазов многих лампроитов и богатых кремнекислотой архангельских кимберлитов. Накопление в остаточных расплавах расплавофильных компонентов является причиной намного

большого содержания их в виде примесей и включений в додекаэдрических и особенно в кубических алмазах по сравнению с октаэдрическими. В последних остаточных расплавах (участки 4 и 5 на рисунке) уже формировались алмазы разновидностей II—V по классификации Ю. Л. Орлова.

В появившихся на заключительной стадии кристаллизации расплава выделениях флюида процессы алмазообразования происходили очень быстро вследствие большой скорости протекания во флюиде процессов диффузии. Это обусловило начало образования различных сростков и поликристаллических агрегатов разновидностей VI—IX. Особенно интенсивно такие разновидности формировались в начале процессов преобразования кимберлитовых по составу субстратов в соответствующие магмы путем их декомпрессионно-фрикционного плавления при тектонических деформациях и выжимании в верхние части земной коры [3], поскольку эти процессы происходили намного быстрее, чем процессы остывания глубинных частей магматического океана.

Содержание кремнекислоты и других расплавофильных компонентов в расплаве при декомпрессионно-фрикционном плавлении кимберлитовых субстратов уменьшалось. Это приводило к кристаллизации преимущественно октаэдров на поздних стадиях плавления (3 на рисунке). При зарождении магм в менее глубинных относительно богатых кремнекислотой дифференциатах придонного слоя магматического океана понимающиеся магмы быстро выходили из поля стабильности алмаза, что обусловило небольшой размер сформировавшихся октаэдров и объясняет значительно большее содержание октаэдров среди микроалмазов по сравнению с макроалмазами в архангельских и в некоторых африканских кимберлитах, а также в австралийских лампроитах.



Условия образования крупных октаэдров (1), кубов и сростков (2) алмаза, кимберлитовых (4) и лампроитовых (5) по составу субстратов при фракционировании океана магмы и поздних октаэдров (3) при декомпрессионно-фрикционном преобразовании этих субстратов в магмы.

При зарождении в самых глубинных дифференциатах магматического океана бедные кремнекислотой кимберлитовые магмы длительно поднимались в поле устойчивости алмаза. Это определило значительный размер и количество сформировавшихся поздних октаэдрических алмазов, характерное для кимберлитов

Западной Якутии. В это время в них образовалась большая часть алмазов разновидности I по Ю. Л. Орлову. Зрождение кимберлитовых магм в процессе тектонических деформаций объясняет частое присутствие следов пластических деформаций и обламывания в центральных частях кристаллов алмаза.

Алмазы, кристаллизовавшиеся при формировании исходных субстратов кимберлитовых и лампроитовых магм в процессе фракционирования придонного слоя постаккреционного магматического океана являются реститовыми по отношению к кимберлитам и лампроитам. Алмазы, возникшие при плавлении этих субстратов являются раннемагматическими.

Резкое уменьшение содержания тяжелого изотопа углерода от октаэдрических алмазов ($\delta^{13}\text{C}$ в среднем равно -4.7‰), образовавшихся в мафических магмах, к додекаэдрическим (-5.93‰), к кубическим (-14.7‰ в разновидности II) и особенно к агрегатам (-24.7‰ в карбонадо) [2], возникавших во все более поздних остаточных расплавах, свидетельствует об облегчении изотопного состава углерода в расплаве по мере фракционирования магм. Это может быть связано с более

быстрым накоплением в остаточном расплаве метана по сравнению с углекислотой вследствие его большей растворимости в нем и в связи с отсадкой карбонатных минералов при кристаллизации. Метан при 1000 °C имеет примерно на 8‰ меньшую величину $\delta^{13}\text{C}$, чем углекислота, что приводило к облегчению изотопного состава углерода в кристаллизовавшемся расплаве и объясняет снижение содержания $\delta^{13}\text{C}$ от центра к периферии во многих кристаллах алмаза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бескрованов В. В., Бокайло С. П., Курбатов К. К. Некоторые результаты изучения алмазов гигантов // Геология алмаза — настоящее и будущее. Воронеж: изд Воронежского государственного университета, 2005. С. 933—941.
2. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра. 2003. 603 с.
3. Шкодзинский В. С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 240 с.
4. Шкодзинский В. С., Зайцев А. И. Происхождение алмаза в кимберлитах // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 50—53.

Алмазы и алмазоносность

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПРИРОДА АЛМАЗОНОСНОСТИ КОЛЧИМСКОГО ПОДНЯТИЯ

В. Н. Анфилов, Ю. Д. Крайнев, Г. Г. Кораблев

Институт минералогии УрО РАН, Миасс

Несмотря на то, что алмазы на западном склоне Северного Урала добываются более 50 лет, их происхождение до сих пор остается неясным. В связи с обработкой большей части россыпных месторождений, решение этой проблемы имеет не только научное, но и большое практическое значение. Нам представляется, что сложившаяся ситуация обусловлена тем, что до сих пор на территории Колчимского поднятия не было эталонного объекта, изучение которого могло дать информацию о природе алмазоносности этого района. В настоящее время такой объект появился. Им является древняя погребенная россыпь Ишковский карьер.

Месторождение Ишковский карьер залегает в основании отложений такатинской свиты на контакте с карбонатами колчимской свиты, имеющих в пределах месторождения меридиональное простирание и пологие углы падения. Карбонаты колчимской свиты (S_{1kl}) выходят на поверхность в западной части месторождения. Они представлены доломитизированными и перекристаллизованными известняками. В составе карбонатов присутствуют единичные зерна кварца и полевого шпата, а также кварц-полевошпатовые агрегаты, концентрация которых в отдельных участках резко возрастает. Наличие терригенного материала свидетельствует о мелководных условиях образования карбонатов колчимской свиты. В восточной части месторождения карбонаты под углом 15—20° погружаются под терригенные отложения такатинской свиты. На контакте карбонатов с отложениями такатинской свиты широко проявлены карстовые явления.

Породы такатинской свиты на месторождении сложены грубозернистыми песчаниками с линзами гравелитов, мощностью до 10 м и зеленовато-белых голубоватых и бурых глин мощностью до 2 м, представляющих собой делитифицированные алевролиты. В разрезе отмечаются линзы редкогогалечных конгломератов размером до первых метров. Линзы плоские, быстро выклинивающиеся по простиранию и падению. Вместе с кварцем в конгломератах наблюдаются гальки кварц-полевошпатовых песчаников, кварциты, полевошпатово-кварцевые песчаники с глауконитом, алевролиты и аргиллиты. Этот детритовый материал образовался при разрушении осадочных пород кочешорской и более древних свит. Важной особенностью конгломератов является присутствие в них вместе с гальками кварца совершенно неокатанных обломков слабо литифицированных алевролитов и аргиллитов, при полном отсутствии в составе галечного материала пород, непосредственно подстилающих такатинскую свиту и, прежде всего, доломитов и известняков колчимской свиты [1].

Разрез отложений такатинской свиты на месторождении Ишковский карьер чрезвычайно непостоянный. На интервале глубин от 0 до 50 м, вскрытого разведочными скважинами, невозможно выделить ни одного маркирующего горизонта. Прослой гравелитов и глин мощностью до 10 м представляют собой линзы, размер которых по простиранию не превышает 100 м. Еще меньшие размеры имеют скопления галечников, которые обычно рассматриваются как базальные конгломераты. На площади 360×140 м они вскрыты только двумя из 48 скважин, причем конгломерат оказался не в основании разреза, а на 10 м выше.

В тяжелой фракции такатинских кварцевых песчаников и гравелитов установлены следующие минералы: лимонит, циркон, хромит, пикроильменит, лейкоксен, фуксит с реликтами пиропы, оливин. Большой интерес представляет присутствие в тяжелой фракции пикроильменита, как одного из наиболее типичных спутников алмазов. Его содержание меняется от знаков до 2.5 %. Он редко сохраняется в неизменном виде, замещаясь лейкоксом. Продуктивный горизонт, содержащий кристаллы алмаза размером до 18 мм представляет собой слой разцементированного кварцевого песчаника и глины, лежащий на закарстованной поверхности карбонатов колчимской свиты. Отдельные кристаллы алмаза обнаружены в массивных песчаниках. От массивных карбонатов продуктивный горизонт отделен слоем карстовой глины.

Наличие карста и карстовых карбонатных глин не только на контакте с карбонатами, выходящим на дневную поверхность, но и под такатинскими кварцевыми песчаниками на глубине 50 м от поверхности позволяет сделать важный вывод о том, что кора выветривания, которая фиксируется вдоль поверхности контакта такатинских и колчимских отложений, является палеозойской, сформированной до отложения песчаников и гравелитов такатинской свиты. Залегание продуктивного горизонта на палеозойской коре выветривания и перекрытие его отложениями такатинской свиты позволяет рассматривать месторождение Ишковский карьер как древнюю палеозойскую россыпь, возраст которой соответствует возрасту песчаников такатинской свиты.

Важной характеристикой вторичных коллекторов алмазов, к которым относятся отложения такатинской свиты, является генетический тип алмазоносной россыпи. По характеру механического износа алмазов, очень сильному износу пиропов и наложенной на пиропы гипергенной коррозии россыпь Ишковский карьер следует отнести к группе вторичных россыпей [3]. Повышенная средняя масса алмазов, сортировка и из-

нос пиропов указывают на прибрежно-морской генезис источника, из которого алмазы поступали в россыпь. В связи с изложенным выше, возникает вопрос о местонахождении предполагаемых прибрежно-морских россыпей и их возрасте. В работе В. С. Озерова и др. приводятся достаточно убедительные данные о находке кимберлитов кембрийского возраста в верховьях Печоры [2]. Район, где обнаружены кимберлиты находится в 100 км восточнее Колчимского поднятия по долготе и в 60 км севернее по широте.



Расположение аллювиальных россыпей алмазов относительно выходов пород полудовской свиты (O)

Если кимберлиты этого возраста действительно являлись первоисточником алмазов на Северном Урале, то единственными породами, в которых могли находиться прибрежно-морские россыпи, образованные при размытии кимберлитов, являются породы полудовской свиты верхнего ордовика, сложенные крупногальчатыми конгломератами и грубозернистыми кварцевыми песчаниками. Косвенно это согласуется с расположением алмазоносных россыпей относительно выходов пород полудовской свиты в пределах Колчимского поднятия (см. рисунок). Не противоречит этому и положение области сноса, откуда поступал материал при формировании отложений полудовской свиты. По данным Ю. Д. Смирнова и др. он находился в 40—80 км восточнее Колчимского поднятия [4]. Наконец, при таком варианте мы получаем возможность связать между собой природу алмазоносности Колчимского поднятия и аллювиальными россыпями, расположенными на востоке, в долинах рек Койва и Вижай, полагая, что они формировались из одних и тех же первичных источников. Становится также очевидной бесперспективность поисков кимберлитов в пределах Колчимского поднятия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Грант 04-05-64136.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мухина В. П. Конгломераты такатинской свиты Красновишерского района // Конгломераты и их роль в познании геологической истории Урала (УНЦ, тр. ИГиГ). Свердловск: АН СССР, в. 123. 1976. С. 38—48.
2. Озеров В. С., Озерова Э. Н., Игнатович О. О. Кембрийские диагренмы верховьев Печоры (Северный Урал) // Литосфера. 2006. №1. С. 91—101.
3. Подвысоцкий В. Т. Терригенные алмазоносные формации Сибирской платформы. Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2000. 332 с.
4. Смирнов Ю. Д., Боровко Н. Г., Вербицкая Н. П. и др. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 199 с.

АЛМАЗОНОСНЫЕ РОССЫПИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ЕЕ КОРЕННОЙ И РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ

А. С. Барышев, К. Н. Егоров, Д. А. Кошкарев

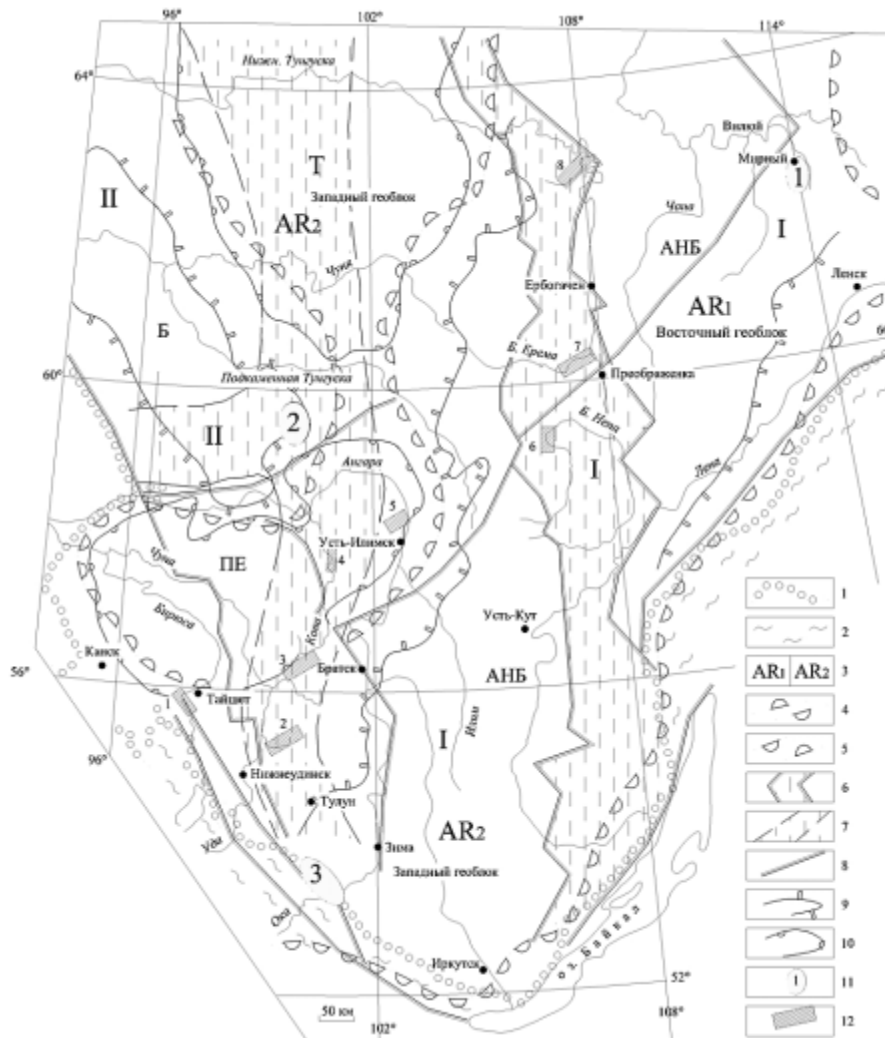
Институт земной коры СО РАН, Иркутск

На территории Иркутской области и Красноярского края, в процессе проведения региональных поисковых работ, начиная с 1947 г., алмазы были обнаружены в сотнях пунктов в аллювиальных отложениях речных систем Ангары, Подкаменной и Нижней Тунгусок. К настоящему времени на юге Сибирской платформы найдено свыше 1600 кристаллов алмаза, выявлено несколько непромышленных россыпей как в современных аллювиальных отложениях, так и в карбонатных осадочных коллекторах. Одновременно россыпи алмазов являются прямым поисковым признаком

наличия коренных источников и эффективно могут использоваться при их региональном прогнозировании в совокупности с тектоническим и геофизическим фактором контроля.

На Сибирской платформе выявлены коренные источники кимберлитового типа мезозойского и палеозойского возрастов, а также лампроиты верхнепротерозойского возраста. На юго-западе Сибирской платформы установлен кимберлитовый вулканизм мезозойского возраста (Чадобецкое поле) и лампроитовый верхнепротерозойского возраста (Ингашинское поле).

Здесь установлены россыпи алмазов (непромышленные): Тангуй-Удинская, Чукшинская, Ереминская, Ингашетская, Икская, Тушамская, Ковинская, Апкинская. Для определения позиций проявления кимберлитового, лампроитового и родственного им магматизма в элементах тектоники составлена карта глубинного строения литосферы юга Сибирской платформы масштаба 1:1 500 000 (см. рисунок). Проведено структурно-тектоническое районирование с выделением основных геоструктурных элементов. Выделены: Саяно-Байкальская полициклическая складчатая область и архейские геоблоки.



1 — граница распространения осадочного чехла Сибирской платформы; 2 — Саяно-Байкальская полициклическая складчатая область; 3 — архейские геоблоки: а — Восточный, б — Западный; 4 — кратоны: 1 — Бирюсинско-Ангаро-Оленекский, 11 — Байкитский; 5 — область деструктурированной литосферы; 6 — Таймыр-Байкальский структурный шов; 7 — мантийно-коровая трансгеоблоковая ослабленная тектоническая зона; 8 — региональные корово-мантийные и коровые разломы; 9 — антеклизы: Ангаро-Непско-Ботубобинская (АНБ), Байкитская (Б); 10 — синеклизы: Присаяно-Енисейская (ПЕ), Тунгусская (Т); 11 — кимберлитовые поля: 1 — Мирнинское, 2 — Чадобецкое, 3 — Ингашинское; 12 — россыпи алмазов: 1 — Ингашетская, Тангуй-Удинская, 3 — Чукшинская, 4 — Ковинская, 5 — Тушамская, 6 — Икская, 7 — Ереминская, 8 — Апкинская

Архейские геоблоки: Восточный блок — раннеархейские складчатые системы (анабариды, алданиды древнее 3300 ± 200 млн. лет); Западный блок — позднеархейские складчатые системы (древнее 2600 ± 100 млн лет). Восточный и Западный блоки разделяет Таймыр-Байкальский шов.

В пределах архейских геоблоков выделены блоки относительно стабильной (на платформенном этапе развития) литосферы мощностью 130—250 км и область деструктурированной литосферы (возбужденной мантии). Блоки мощной и холодной по теплопоту литосферы пространственно ограничивают кратоны: Бирюсинско-Ангаро-Оленекский и Байкитский. Наиболее крупной кратонной областью является Бирюсинско-Ангаро-Оленекская, простирающаяся более чем на 2000 км. В качестве крупных платформенных структур выделяются антеклизы: Ангаро-Непско-Ботубобинская и Байкитская, а также синеклизы: Присаяно-Енисейская и Тунгусская.

В пределах Западного верхнеархейского геоблока по данным глубинных сейсмических зондирований выделяется мантийно-коровая трансгеоблоковая ослабленная тектоническая зона. Пространственное размещение россыпей алмазов определяется закономерностями расположения их первичных коренных и/или вторичных промежуточных источников, приуроченностью к зонам глубинных разломов, сочленения положительных и отрицательных структур. Пространственное размещение россыпей алмазов определяется закономерностями расположения их первичных коренных и/или вторичных промежуточных источников, приуроченностью к зонам глубинных разломов, сочленения положительных и отрицательных структур.

Наличие сводовых, валобразных поднятий и выступов способствует размытию питающих источников. По классификации В. Е. Минорина (2001) пространственно сближенные россыпи образуют группы россыпей, которые объединяются в алмазоносные россыпные поля, а последние — в алмазоносные россыпные районы (зоны). Алмазоносный россыпной район (зона) характеризуется общностью геологической, минерогенетической, палеогеографической обстановки формирования россыпей;

но входящие в него россыпи алмазов имеют множество первоисточников и отличаются по возрасту, генезису, геоморфологической позиции, условиям залегания, содержанию, крупности и качеству алмазов.

Россыпные зоны, будучи пространственно приуроченные к глубинным структурным элементам кратон-

ных областей платформы, могут выступать трассерами и являются критериями для обоснованного выделения потенциально алмазоносных зон с коренными источниками кимберлитового и лампроитового типов.

Сопоставление в геологическом пространстве установленных россыпей алмазов с элементами глубинного строения на юге Сибирской платформы позволяет констатировать следующее. Пространственно россыпи алмазов: Тангуй-Удинская, Чукшинская, Ковинская располагаются в пределах трансгеоблоковой ман-

тийно-коровой ослабленной тектонической зоны (см. рисунок). Россыпи алмазов: Икская, Ереминская, Апкинская пространственно располагаются в пределах Таймыро-Байкальского структурного шва.

Установленная пространственная приуроченность выявленных россыпей алмазов к трансгеоблоковым структурам является одним из критериев для выделения потенциально алмазоносных зон с коренными источниками кимберлитового и лампроитового типов.

ВЫСОКОБАРИЧЕСКАЯ МИНЕРАГЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В ЮЖНО-УРАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

Р. А. Бигнов¹, А. А. Макушин¹, Ф. Ш. Исхакова¹, В. В. Павлов², И. И. Казаков²,
А. М. Нигматуллина², Н. В. Грановская²

¹ООО «ТНК-Юниверс», Уфа

²ОАО «Башкиргеология», Уфа

1. В основе предполагаемых ниже выводов лежат результаты специализированных исследований по федеральным объектам ОАО «Башкиргеология» периода 1988—2006 гг.: — «Металлогения Ямантауского антиклинория» (темы: 88/2, 92/1); «Башкирская площадь»; «ГМК-500, алмазы РБ»; «Маярдакская поисковая площадь» (лицензионный объект ООО «ТНК-Юниверс»), «Глубинного моделирования структуры Татарского кратона и Камско-Бельского перикратонного прогиба» (тема А.7.1-39/02, заказ МПР Республики Татарстан, 1998—2002 гг.), [1—5].

2. Основные результаты следующие.

2.1 Установлены и картографически отображены (масштабы 1:1000000—1:200000) особенности эволюции и зональности глубинной структуры литосферы листов N-39, N-40, N-41 (зап.). Полученные выводы являются основой прогнозно-минерагенического анализа масштаба 1:500000—1:200000 высокобарической ассоциации (алмазы, углеводороды) региона. В частности: 1) доказана зависимость локализации высокобарических минеральных комплексов (алмазы — минералы-спутники; углеводороды) от типа глубинной структуры сосуществующих геодинамических зон литосферы кратона, перикратона, окраинно-континентальной рифтовой системы и 2) проведено районирование алмазоперспективных и нефтегазовых районов Башкортостана.

Алмазоносные районы Южного Урала (Айский, Зюраткульский, Тирлянский, Маярдак-Кракинский, Шатак-Узянский, Макарово-Нугушский, Буздякский, Максютковский) контролируются высокоплотными глубинными (структурными) блоками верхней мантии — средней коры (ВМ→К₂), выделяемые в системе трансформаций поля «Δq» R₂-R₁=300→50 км. Шлихо-минералогический и микрозондовый анализы минералов-спутников алмазов установили два типа шлихо-минералогических ассоциаций, получивших распространение в пределах алмазоносных районов Горного Баш-

кортостана: пироп-кноррингитовый (Якутский) и пироп-альмандинитовый (Уральский).

Выполненный в 2005 г. (ООО «ТНК-Юниверс») анализ особенностей глубинного строения региона и его алмазоносности свидетельствует о том, что пироп-кноррингитовый (Якутский) тип контролируется устойчивой глубинной ассоциацией верхнемантийных—нижнекоровых высокоплотных блоков в системе трансформаций поля «Δq» R₂-R₁=300→80 км, а Уральский верхнемантийными высокоплотными блоками в системе трансформаций поля «Δq» R₂-R₁=160→90 км. Для Маярдакского алмазоносного района особенностью глубинной структуры является сочетание верхнемантийного «высокоплотного» гребня субмеридионального (С-Ю) простирания («Δq» R₂-R₁=200—180 км) и кольцевой (изометричного типа) зоны глубинного разуплотнения («-Δq») в системе трансформаций поля «Δq» R₂-R₁=140—120 км.

3. Промышленный интерес при поисково-оценочных работах на алмазы представляют:

3.1 щелочные магматические комплексы локальных зон разуплотнения глубинных высокоплотных блоков верхней мантии-средней коры рифея и фанерозоя Центрально-Уральского поднятия (R→Kz): яндыкского, кулгунинского, авашлинского, машакского (лисовского) типов (лампрофиры, лампроиты и др.). Изучение алмазоносности эклогитов буганакского типа — также одна из главных задач при поисково-оценочных работах.

3.2 аллювиальные комплексы (N-Q) высоких террас Камско-Бельской гидрографической системы (карасаз-кадышский, рязякский типы).

4. Перспективным, но еще недостаточно изученным промышленно-генетическим типом являются формационные комплексы эпох континентальных перерывов (R₁, R₂, R₃, V, Pz₁₋₂, Pz₃). Этот тип формируется на основе субазрального щелочного магматизма, признаки которого аргументируются кимберлит-лампроитовым

трендом редкоземельных элементов терригенных комплексов буландихинской (R_1/R_2), уксской (V), иргизлинской (такатинской) — D_{1-2} , орловской (D_3 fr) эпох коробразования в сочетании с минералами-спутниками алмазов (пикроильменит, хромшпинелид, пироп) и аэро-гаммаспектрометрическими и наземными аномальными концентрациями K, Th, U.

5. К неясному генетическому типу относится «туффизитовый» тип, проблематике которого была посвящена Уральская Научно-практическая конференция в г. Уфа (апрель, 2006 г.). Решение конференции передано Руководству «Роснедра»; «Башнедра»; ИГ РАН.

6. Детальные (масштаб 1:50000) прогнозно-поисковые работы 2003—2005 гг. по выявлению масторождения алмазов в пределах Маярдакской лицензионной площади ($S \approx 500$ км²), приуроченной к одноименному Маярдакскому антиклинорию Южного Урала, в пределах которого развитие получили буганакские эклогиты и ахмеровские щелочные гранитоиды (V) установили:

— пироп-альмандиновую ассоциацию ультраосновного типа и минералов-спутников алмаза (хромшпинелиды, хромдиопсиды, оливин, монацит, флоренсит, циркон, корунд);

— шлихо-минералогические алмазоперспективные ореолы в большинстве случаев (сатринский, кадышский, кракинский, буганакский, ахмеровский, яндыкский) сочетаются с аэро-гамма-спектрометрическими аномальными полями по K, Th, U и геохимическими ассоциациями кимберлитового, лампроитового и туффизитового типов. В Яндыкской структурной зоне работами 2004—2006 гг. впервые для Южного Урала, установлена коренная алмазность щелочных лампрофировых комплексов. Это открытие определяет дальнейшую методику и технологии изучения коренной алмазности как в пределах Маярдакского объекта (2007—2011 гг.), так и по федеральному объекту ГМК-500 РБ, алмазы (2007—2008 гг.).

Отмечаем размытость и неопределенность литологических и структурных признаков алмазности «туффизитового типа» в пределах Маярдакской поисковой площади.

Алмазность долины р. Кадыш, Карасаз, которая рядом геологов («Минас-Ираклион») интерпретируется как «туффизитовая», по нашим данным, следует рассматривать и изучать как алмазность высоких аллювиальных террас N-Q эпохи Маярдакского антиклинория.

В пределах центральной структурной зоны (лицензионный объект («Минас-Ираклион») нами в 1998 г. установлены высокометаморфизованные, высокомагнезиальные хлоритолиты, которые тяготеют к западному борту Кадышской глубинной структуры и которые контролируют Северо-Кадышский хромшпинелидовый ореол аллювиальной алмазностной ассоциации. Хлоритолиты аюсапканских комплексов (R_1) центральной структурной зоны ограничивают северную периферию южного амфиболитового блока Сатринского верхнемантийного выступа и приурочены к линейной (З-В) зоне активизации этого блока. Мы полагаем, что данные хлоритолиты являются наиболее ран-

ними — рифейскими (R_1) алмазоперспективными комплексами и требуют специального изучения. В пределах западной периферии хребта Маярдак (включая машакские комплексы г. Белятур) аналоги Кадышских хлоритолитов могут быть установлены и в подтрапповых комплексах белятурского интрузивного комплекса. Большой поисковый интерес представляет также и нижнекоровая — Кракинско-Кадышская высокоплотная зона с её центральной областью глубинного разуплотнения кольцевого типа и которая, в свою очередь, контролирует размещение алмазностной Кадышской зоны. Южная периферия этой зоны структурируется с Северо-Кракинским гипербазитовым верхнемантийным массивом. Все интрузивные щелочные комплексы приурочены к зоне Кракинско-Кадышского верхнекорового выступа. Основной металлогенической особенностью Кракинской зоны являются: 1) наличие алмазностного пироп-альмандинового ореола; 2) наличие в пределах осевой зоны Северо-Кракинских гипербазитов мощной зоны глубинного разлома с его меланжем и низкотемпературными метасоматитами. Глубинное моделирование структуры Кракинских гипербазитовых массивов (масштаб 1:200000) позволяет заключить о связи зоны меланжа с зоной глубинного разуплотнения линейного типа, контролирующей Кадышскую алмазностную зону. Алмазность глубинных разломов Кракинских гипербазитовых массивов требует специального изучения.

Ахмеровская и Буганакская алмазоперспективные зоны приурочены к западной периферии Буганакского высокоплотного верхнемантийного блока. Для этой зоны характерны эклогитовые комплексы (V?), распространённые по внешней периферии Ахмеровской верхнекоровой зоны глубинного разуплотнения и гранитизации.

Сравнительный анализ особенностей глубинной структуры Вишерского и Маярдакского алмазностных районов Урала (масштаб 1:200000) позволяет заключить об однотипности процессов генерации алмазов в пределах этих районов и о необходимости основное внимание, при прогнозно-поисковых работах на Урале, уделять алмазности щелочных магматических комплексов.

7. Основным результатом работ по объекту ГМК-500 РБ (алмазы) по листу N-40 является выделение Макарово-Нугушской прогнозно-поисковой площади ($S \approx 2000$ км²; $\approx P_3$ — 300 млн карат) в качестве первоочередного объекта для выявления и изучения месторождений алмазов коренного и аллювиального типов в пределах Алатауского антиклинория и зоны его сочленения с Бельской зоной Предуральского краевого прогиба. Алмазность объекта связывается с щелочными комплексами кулгунино-авашлинского типов (V- Pz_1 ?) и аллювием высоких (N-Q) террас Бельской гидрографической системы (рязьякский тип).

В настоящее время изучаются (в масштабе 1:200000) перспективы алмазности Маярдакской, Шатак-Узянской, Зюраткульской, Ямантауской, Макарово-Нугушской, Зилаирской, Буздякской и Максютинской глубинных структурных зон. По всем этим зонам установлены прямые признаки коренной алмазности

ности (щелочной магматизм, шлихо-минералогические ореолы алмазов и их минералов-спутников; аномалии гамма-спектрометрического поля, высокоплотный тип разреза литосферных блоков на уровне ВМ-К₁). Поставлена также задача изучения глубинной структуры алмазоносных районов Сев. Урала — для целей сравнительного минерагенического анализа алмазоносных районов Северного и Южного Урала.

Наиболее значительным минерагеническим результатом работ по ГМК-500 РБ (алмазы) 2006 г. является установление прямой связи минералого-петрохимического типа минералов-спутников алмазов в зависимости от суммарной мощности высокоплотных блоков в структуре литосферы нижней–средней коры (Н-40-20 км). К примеру, стабильный пироп-кноррингитовый, пикроильменитовый, алмазоносный шлихо-минералогический ореол ($S \approx 2000 \text{ км}^2$) Макарово-Нугушской алмазоперспективной площади приурочен к Алатауской высокоплотной зоне верхней мантии–средней коры. Тип «плотностной характеристики» литосферного блока изучаемого региона определяется на основе погоризонтного (=последнего) анализа плотностной структуры в системе « Δq » $R_2-R_1=300 \text{ км} \rightarrow 10 \text{ км}$ (метод Саксова-Нигарда).

Алмазоперспективные глубинные диатремовые зоны выделяются на основе корреляции шлихо-минералогических ореолов минералов-спутников и локальных зон глубинного разуплотнения.

Общий итог выполненного изучения перспектив алмазоносности Южно-Уральского региона заключается в выводе о том, что в системе дискретных высокоплотных блоков перикратонного прогиба Центрально-Уральского поднятия могли формироваться промышленно-значимые алмазоперспективные объекты, как и в зонах кратона. Проведено специализированное районирование Республики Башкортостан.

8. Диверсификационной компонентой высокобарической минерагении изученных регионов РТ и РБ является заключение о парагенетической связи алмазоносности и углеводородов, их общей генерации на

уровне верхней мантии — средней коры и значительном разрыве циклов генерации восстановленных (в т. ч. углеводородных) флюидных систем и эпох локализации углеводородов в коллекторах Ag-R. Этот вывод, с нашей точки зрения, должен определять стратегию прогнозно-поисковых работ на углеводороды в додевонских комплексах Волго-Уральского региона. С этой целью поставлена задача изучения типов глубинной структуры литосферы основных нефтегазоносных районов Волго-Уральского региона в структурировании новых потенциально-нефтегазоносных районов. В качестве первого опыта решения этой проблемы построена «Карта областей генерации мантийных и углеводородных минерагенических ассоциаций Татарского кратона и Камско-Бельского перикратонного прогиба», масштаб 1:1000000, а также «Карта связи нефтегазовых месторождений и высокобарических комплексов Татарского кратона и Камско-Бельского перикратонного прогиба»

ЛИТЕРАТУРА

1. Макушин А. А. Зоны глубинной нефтегенерации // Отечественная геология. № 7. 1997.
2. Макушин А. А. Проблемы нефтегазоносности, глубинной структуры и геодинамики докембрийских образований Волго-Уральской нефтегазоносной провинции / Материалы Всероссийского совещания. Уфа, 1999.
3. Макушин А. А., Казаков И. И. Перспективы коренной алмазоносности Башкирского мегантиклинория и сопредельных структур // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 97—107.
4. Макушин А. А., Казаков И. И. и др. Геодинамика, магматизм и алмазоносность Камско-Бельского перикратонного прогиба // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003. С. 141—147.
5. Макушин А. А., Казаков И. И. Высокобарическая минерагеническая зональность Башкирского Урала — основа прогноза коренных алмазоносных пород // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее, будущее (алмазы-50). СПб., 2004. С. 210—213.

РЕСУРСЫ УМБИНСКОГО ТИПОВОГО УЧАСТКА ПАЛЕОРССЫПИ ИЧЕТЬЮ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

А. В. Вельков, Т. Э. Кострова, А. А. Котов, В. В. Мохов, Е. Н. Протасова, И. Г. Холодкова

ООО «Алмазкоми», Сыктывкар

Умбинский участок титаноносной палеороссыпи, одноименный лицензионной площади ООО «Алмазкоми», привлекателен пригодностью для классического гравитационного и тяжелосреднего обогащения, интересен золотоносностью базального слоя; вскрыша представлена кварцевыми песками стекольного, формовочного и строительного качества. Выше разведен золото-алмазоносный «риф» верхнеэфельского возраста с 2 г/м³ золота и 5—30 мг/м³ ювелирных алмазов на метровую выемочную мощность (табл. 1),

с десятком сопутствующих извлекаемых промышленных компонентов.

Оценка ресурсов двуокиси титана, циркония выполнена методом крайгинга. Оценка ресурсов алмазов и золота выполнена с учетом их статистического распределения (Пуассона и логнормального соответственно) (табл. 2).

Благодаря большому радиусу автокорреляции параметров металлоносных пластов и высоким значениям коэффициентов автокорреляции, вплоть до четы-

Таблица 1

Классификация по изменчивости параметров Убинских стратифицированных объектов

№ п/п	Слои (объекты)	Группа изменчивости
1	Собственно титановые слои	I
2	Рутил-цирконовые (с ильменитом и лейкоксеном)	II
3	Золото	IV
4	Алмазы	IV
5	Кварцевые песчаники стекольного, формовочного, строительного качества	II

Таблица 2

Сводка ресурсов P_1 — P_2 Убинского участка Ичетью

Категория ресурсов	Полезное ископаемое	Ед. изм. ресурсов	Площадь участка, км ²	Коэф. «рудности»	Объемный вес, т/м ³	Мощность, принятая в оценке, м	Среднее содержание	Ресурсы
P_1	TiO ₂ в лейкоксене, ильмените	млн.т.	1.81	1.0	3.0	20	60 кг/м ³	2.2
P_2	TiO ₂ в рутиле	тыс.т.	“	0.75	2.75	15	4 кг/м ³	80
P_1	Золото (риф)	т.	“	0.25	2.5	1	1 г/м ³	0.45
P_2	Золото (титаноска)	т.	“	0.5	3.0	5	0.1 г/м ³	0.45
P_1	Алмазы	Тыс. карат	“	0.25	2.5	1	20 мг/м ³	45
P_2	Циркон	тыс.т.	“	0.75	2.75	15	5 кг/м ³	100

рехсотметровых интервалов сеточной области, для построения карт и геометризации ресурсов, привлекается большой объем информации.

Даны перечни выработок и разрезов, использованных при оценках. Для вывода ресурсов титана привлечены данные опробования двенадцати естественных разрезов береговых речных обнажений, десятков буровых колонковых скважин, нескольких глубоких шахтошурфов. Для оценки ресурсов золота — на порядок большее число выработок — расчисток, канав, шурфов, траншей, карьеров, колонковых скважин. Для оценки ресурсов алмазов использованы данные опробования шахтошурфов, траншей, карьеров.

Объемный вес песков двух нижних горизонтов по лабораторным определениям равны 3 г/см³, по титанциркониевому — 2.75 г/см³, по «рифам» — 2.5 г/см³.

В сезон 2006 г. значительную техническую помощь оказали студенты геоморфологи Санкт-Петербургского государственного университета А. М. Железнов, Я. Д. Яржембовский и др. (опробование и фотодокументация береговых обнажений и расчисток стенок карьеров, GPS-привязки, расстановка «песков» рифа и пр.); организационные услуги — сотрудники Устьсредненской базы ООО «Алмазком» М. И. Михеев и Н. Поздеева.

Библиография вопроса: 40 названий публикаций, отчетов и архивных материалов.

УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩЕЕ ВЕЩЕСТВО И СОСТАВ ГРУБОКЛАСТИКИ В АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОДАХ КАРЬЕРА ИШКОВСКИЙ

Ю. В. Глухов¹, Б. А. Макеев¹, О. П. Тельнова¹, П. Е. Крестьянинов²

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

² Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар

Месторождения алмазов Красновишерского района развиты в пределах Полюдово-Колчимской антиклинорной структуры тиманид, в ядре которой обнажаются породы докембрия, а крылья представлены различными фанерозойскими комплексами пород, начиная с венда. Происхождение алмазоносных тел и субстратов на объектах промышленной добычи Красновишерского района, как известно, носит дискуссионный характер. Существует, по крайней мере, две ос-

новные гипотезы их происхождения. Так, к примеру, работники добывающей организации «Уралалмаз» (устное сообщение гл. геолога «Уралалмаза» В. А. Чуйко, 2004 г.) среди промышленных алмазоносных тел выделяют: 1 — современные долинные пойменные и древние надпойменные россыпи (грубообломочные осадки) крупных водотоков рек Вишеры, Бол. Щуго-ра, Бол. Колчима, Сев. Колчима и др., дренирующих сейчас и размывавших прежде породы Полюдово-Кол-

чимского поднятия; 2 — глинисто-алевро-песчано-дресвяные (глинисто-дресвяные) слабоперемытые пролювиально-элювиальные россыпи в эрозионно-карстовых депрессионных структурных ловушках; 3 — (постсилурийские [?] или постдевонские [?]) молодые и древние элювиальные россыпи (т.е. коры выветривания). При таком рассмотрении алмазоносные тела промышленных месторождений Красновишерского района представляются авторам данного сообщения субстратами, концентрирующими алмазы из неизвестных по местонахождению алмазоносных диатрем по известным механизмам: 1 — кислотного выщелачивания, когда из идущих от алмазоносных диатрем механических потоков и даже из незначительно концентрирующих алмазы протяженных пород (осадочных коллекторов), могут получиться богатые алмазами элювиальные россыпи; 2 — гравитационного обогащения — перемещений алмазов от коренных источников, осадочных коллекторов и продуктов их выветривания (*сверху*) к месту аккумуляции (*вниз*), создающих перемещенные элювиально-пролювиальные и небогатые (разубоженные материалом местных осадочных пород) аллювиальные алмазные россыпи. В этой связи можно обратить внимание читателей на статью В. С. Цыганко “К вопросу о генезисе Колво-Вишерских месторождений алмазов” в этом же сборнике, взгляды которого во многом соответствуют вышеизложенной гипотезе и подкреплены его собственным фактическим материалом и сведениями о геологической истории обсуждаемого региона, включая ее эпизоды палеотектонического, палеогеографического и палеоклиматического характера.

В альтернативном представлении, развиваемом, к примеру, А. Я. Рыбальченко и др. [2], пожалуй, за исключением признания возможности концентрирования алмазов в современных долинных россыпях и присутствия в составе промышленных алмазоносных тел продуктов выветривания, происхождение промышленно-алмазоносных тел Красновишерского района объясняется совершенно иначе. Оно связывается с флюидно-магматической эксплозивной деятельностью. В такой интерпретации многие промышленные алмазоносные тела Красновишерского района трактуются как принципиально новый (нетождественный кимберлитовому магматизму) тип коренных источников — аргиллизированных алмазоносных ксенотуффизитов, с формами каналов проникновения флюидо-магматитов (различных ослабленных зон, межформационных контактов, контактов с экранирующими литотипами пород, тектонитов и т. п.), а также сложными и разнообразными формами эксплозий (взрывов), которые вызывают специфичную деструкцию вмещающих пород, их флюидизатное преобразование и контаминацию материалом алмазоносных флюидо-магматитов. К сожалению, формат публикации не позволяет настоящим авторам провести полноценный обзор многочисленных работ, посвященных происхождению промышленно-алмазоносных тел месторождений Красновишерского района.

Во время кратковременного посещения алмазоносных объектов Красновишерского района в 2004 г., мы проводили полевое геологическое изучение ряда раз-

резов и алмазопродуктивных тел и собрали материал, который к настоящему моменту нами частично обработан. В данной работе мы решили поместить предварительный материал по изучению углеродистого вещества, грубокластических обломков и химического состава алмазопродуктивных пород Ишковского карьера, которые, по нашему мнению, могут представлять интерес в вопросе происхождения источников алмазов. В качестве объектов сравнения нами использовался материал из осадочных пород разреза Ишковского карьера (в частности из такатинской свиты ($D_1 tk$), а также алмазоносных гравелитов асывовожской свиты ($D_{2,3} as$) и специфичной выветрелой зоны тектонического контакта между породами джижимской ($R_3 dz_{1,2}$) и асывовожской свитами Асывовожского карьера (Усть-Куломский район, Республика Коми), расположенных в пределах Джеджимпарминской антиклинорной структуры тиманид.

Изучение обломков пород (фракция — более 1 см) проводилось из промытых проб одного и того исходного объема — 0.01 м³, взятых при опробовании пород: проба 1232-ИШК-04 (исходная масса — 12.4 кг, масса грубокластики — 298 г, N = 63), 1238-ИШК-04 (исходная масса — 12.2 кг, масса грубокластики — 371 г, N = 65), 2054-АСЫ-04 (исходная масса — 18.0 кг, масса грубокластики — 854 г, N = 171), 2058-АСЫ-04 (исходная масса — 12.2 кг, масса грубокластики — 578 г, N = 98). Для химического анализа и стандартного мацерирования, необходимого для палинологического анализа, проводившихся в Институте геологии, были использованы кварцы сухих проб с исходной массой от 0.1 до 0.5 кг. Структурная диагностика видовой минеральной принадлежности проводилась рентгеновским дифракционным анализом: дифрактометр Shimadzu XRD-6000, Cu-анод, ток — 30 mA, напряжение — 40 kV, фильтр — Ni, шаг сканирования 2 θ — 0.02, 0.004, скорость съемки — 2 гр. / мин., 0.4 гр. / мин. Расстояние между плоскостями атомов оценивалось по формуле Брегга-Вульфа (1):

$$2d\sin\theta = n\lambda, \quad (1)$$

где θ — угол отражения дифрагированного рентгеновского излучения, λ — длина волны рентгеновского излучения, значение n принималось равным единице.

Далее мы приведем краткое описание обнажений, по которым проводилось опробование, с привязкой мест взятия проб. Большеобъемная проба 1232-ИШК-04 глинисто-алевро-песчано-гравийно-дресвяного состава была взята из одной из “нептунических” по виду карстовых жил (обнажение в западной части карьера Ишковский), секущей в доломиты колчимской свиты силура (азимут падения доломитов — 355°, угол падения — 20—22° (см. работу [1], стр. 21 — цветное фото стенки карьера над фотографией с В. А. Петровским). Данное жильное тело характеризовалось отчетливой неоднородностью строения (зональностью). В зальбандах наблюдались сланцеватые желто-коричневые аргиллитоподобные глинисто-песчано-алевритовые прослои мощностью первые сантиметры с примазками и лейстами темно-серого (углеродистого?) вещества (место взятия пробы 2106 ИШК-04). В центральных частях жилы на свежих срезах обнаруживались красно-

то-желто-коричневые глинисто-алевро-песчаные породы с “теневыми” брекчиевидными текстурами (возможно, результат кислотного выщелачивания) и текстурами “течения” инъекционного характера — образовавшимися, по-видимому, из-за более позднего (гравитационного) просачивания материала в разошедшее тело “нептунической” жилы. В некоторых частях тел гранулометрия пород позволяет их относить по обилию грубообломочного материала к выветрелым конглобрекчиевидным образованиям алевро-песчано-галечно-щебнистого состава вещества (проба 2130-ИШК-04). Описываемое тело и его сателлиты были пронизаны прожилково-вкрапленными железо-оксигидроксидными выделениями, по-видимому, “залечивающими” трещины усыхания. В теле фиксировались ксенокласты и “отвершки” зеленовато-серого (при намокании голубовато-зеленого) глинисто-алевритового материала. Часть глинисто-алевритового материала жил было “затянуто” в секущие трещины и в субсогласные слоистости зоны доломитов с образованием текстур, подобным метасоматическим.

Проба 2104-ИШК-04 дресвяно-гравийно-песчано-алевритового состава была отобрана из фрагмента срезанной карьерными работами “нептунической” карстовой жилы из обнажения в западной средней части карьера Ишковский (см. работу [1], стр. 21 — цветное фото стенки карьера с В. А. Петровским). В этом случае жильное гнездообразное “бескорневое” тело имело схожее с вышеописанным кустом “нептунических” жил в колчимской свите силура сложное зональное строение. Его главной особенностью было более значительное развитие субсогласных слоистости доломитов “прослоев-отвершков” глинисто-алевритового материала, отходящих от основного тела.

Массивная проба 1238-ИШК-04 дресвяно-песчано-глинисто-алевритового состава и красно-коричневого цвета была отобрана в восточной части карьера Ишковский (“из-под ковша”) из глыбы, вывалившейся из промышленного тела. Тело занимало обширную по виду депрессионную эрозионно-карстовую структуру в доломитах колчимской свиты.

Сборная проба 2142-ИШК-04 была отобрана из крупных глыб такатинской свиты в развалах западной части карьера Ишковский. В составе светло-желтых песчано-гравелитовых пород такатинской свиты были установлены внутриформационные прослои с закономерной (снизу-вверх) градацией размещения грубокластики. В подошвенной части отмечались глинистые плохоразмокаемые крупные серо-зеленые гальки, которые выше сменялись прослоями крупных хорошо окатанных песчаниковых галек, а затем (на расстоянии 10—20 см) сменялись прослоями тоже крупных кварцевых хорошо окатанных, но хрупких галек (рис. 1). Хорошего обнажения с подобным характером слоистости в карьере Ишковском мы не нашли. Одна-

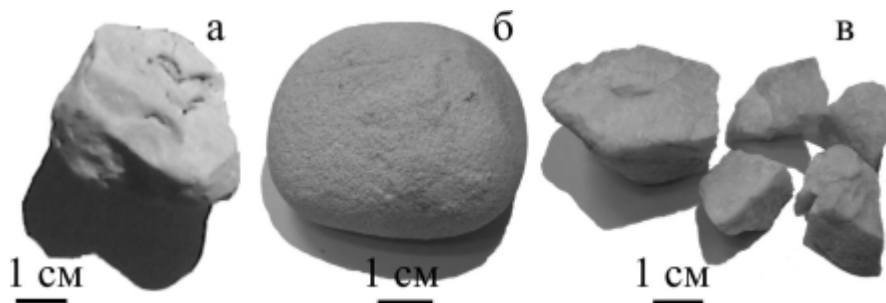


Рис. 1. Глинистая (а), песчаниковая (б) и расколовшаяся кварцевая (в) гальки из прослоев внутриформационных конгломератов в такатинской свите девона (сборная проба 2142-ИШК-04, карьер Ишковский)

ко имеющееся описание показывает, что в основании такатинской свиты есть отложения крупных водотоков. Причем последовательность прослаивания внутриформационных конгломератов четко отражает специфику размыва источников питания раннедевонских пород. В начале размывался и фрагментарно поступал в такатинскую свиту наименее плотный легкосмываемый и непромытый глинистый материал — продукт выветривания и временных водотоков. Затем, похоже, перемывались подошвенные (базальные) части самой такатинской свиты, а в дальнейшем руслами потоков или мощными подводными течениями древнего девонского бассейна переносился в основном прочный (кварцевый) материал.

Проба 2054-АСЫ-04 была отобрана на Асывожском карьере из обнажения бороздой вкrest простирающейся субгоризонтально залегающих подошвенных красно-розовых гравелитов асывожской свиты девона (обнажение с лирическим названием “Осень”).

Проба 2058-АСЫ-04 (юго-западная часть Асывожского карьера) была взята бороздой вкrest простирающейся тектоно-брекчированной субвертикальной значительно выветрелой зоны контакта (дресвяно-глинисто-алевро-песчаные породы) между субгоризонтально залегающими породами джимской и асывожской свит, представляющей собой, очевидно, линейную кору выветривания. Материал извлекался из самой рыхлой части разреза. Ниже приведем его описание вкrest простирающейся контактовой зоны со стороны рифейского блока к девонскому.

Рифейская (северо-западная) часть разреза джимской свиты представлена аркозовыми красноцветными, трещиноватыми мелко-среднезернистыми песчаниками, слабыветренными с практически ненарушенной субгоризонтальной слоистостью.

Контактовая тектоно-брекчированная выветренная зона не имеет четко выраженной границы со стороны рифейского блока. С этой стороны породы постепенно становятся все более и более выветрелыми в сторону контактовой зоны. Эту часть достаточно условно можно определить мощностью в 1.5—2 м.

Явная часть тектоно-брекчированной зоны составляет первые метры, при этом она не постоянна по мощности в разрезе. В месте опробования контактная зона (около 2 м, проба 2042-АСЫ-04) представлена субвертикальными чередующимися слоями:

1. Красно-бурые слаблитифицированные алевро-песчаники (проба 2041-АСЫ-04), мощность — 22 м.

2. Зелено-серая глинисто-алевритовая порода, мощность — 2—3 см.

3. Светло-серая алевро-песчаная порода (проба 2039-АСЫ-04), мощность — 80—85 см.

4. Темно-серые глины, мощность — 2—5 см.

5. Зелено-серая алевро-песчаная порода (проба 2038-АСЫ-04), мощность — 25—30 см.

6. Темно-серые глины, мощность — 2 см.

7. Зелено-серая дресвяно-глинисто-алевро-песчаная порода с брекчиевой текстурой (проба 2037-АСЫ-04), мощность — 20—30 см.

8. Темно-серые глины, мощность — 1.5—4 см.

9. Светло-серо-зеленые, дресвяно-алевро-песчаные и глинистые породы (проба 2032-АСЫ-04) с отчетливо-брекчиевой текстурой (в составе обломков преобладают выветренные песчаники джигимской свиты), мощность — 40—45 см.

10. Светло-серо-зеленые, алевро-песчаные породы с линзами и пропластками глин от бежево до светло-зеленого оттенка (проба 2030-АСЫ-04), мощность — 10—20 см.

11. Охристая песчано-гравийная порода, мощность — 12—15 см.

Слои 4, 6, 8, 10 представляют собой ярко выраженные тектонические “глинки трения”.

Далее на юго-запад простирается девонский блок, который представлен чередующимися ритмами красно-розовых гравелитов, светло-желтых песчаников и алевро-песчаников, а также и глин темно-серого и зеленовато-серого цвета.

Палинологическое исследование проб 2030-АСЫ-04, 2104-ИШК-04, 2134-ИШК-04, 2138-ИШК-04, 2142-ИШК-04 показало, что они имеют сходный состав мацерационного осадка. Они не содержат спор высших растений и других растительных микрофоссилий. Основная составная мацерационного осадка — мелкодисперсное углистое вещество. Только в трех пробах — 2031-АСЫ-04, 2041-АСЫ-04, 2130-ИШК-04, кроме указанных выше характеристик, в составе мацерата обнаружены еще и редкие грязно-желтого цвета растительные фрагменты и мелкие (3—5 мкм) углистые частицы. Присутствие в мацерационном осадке даже очень редких растительных фрагментов и углистых частиц, в некоторой степени, может свидетельствовать об изначально органическом происхождении мелкодисперсного углистого вещества. На карьере Ишковский В. С. Цыганко производилось изучение обнажения, представляющего собой ритмическое чередование песчаников и аргиллитов (см. работу [1], стр. 17 — фото обнажения с В. С. Цыганко). По результатам опробования им была составлена другая партия проб для палинологического анализа. Его результаты свидетельствуют о том, что в обнажениях Ишковского карьера присутствуют породы девонского возраста (эмсский ярус). Образец 7 (плотный песчаник из сборов В. С. Цыганко) содержит небольшое количество (13 экземпляров; полным палиноспектр считается, когда в нем присутствуют 200 экземпляров) спор высших растений, светло-желтого и красновато-желтого цвета, фрагменты (10—12 мкм) растительных тканей, редкие углистые частицы (3—7 мкм). Выделенный палино-

спектр соответствует миоспоровой зоне *Retusotriletes clandestinus*, характеризующей стратиграфический интервал такатинского и вязовского горизонтов. Поскольку образец содержал единичные миоспоры, то только предположительно можно говорить о более точном стратиграфическом уровне — соответствии выделенного палиноспектра (по наличию характерного вида *Grandispora endemica* var. *vanjaschkinensis*) палинокомплексу вязовского горизонта. Светло-желтая окраска спор, хорошо сохранившиеся скульптурные элементы поверхности спородермы могут свидетельствовать об отсутствии значительных постседиментационных процессов (например, термических воздействий).

Неожиданный результат был получен при рентгеноструктурном изучении углистого вещества мацерата. В его спектре рентгеновской дифракции (рис. 2, а) был обнаружен рефлекс с параметрами, соответствующими графиту, которые хорошо согласуются со спектром технического графита (рис. 2, б). Кроме этого в составе мацерата, помимо рефлекса кварца, установлены также линии с параметрами межплоскостных расстояний, оцененных по формуле (1), соответствующих анатазу и полевого шпату (рис. 2, а).

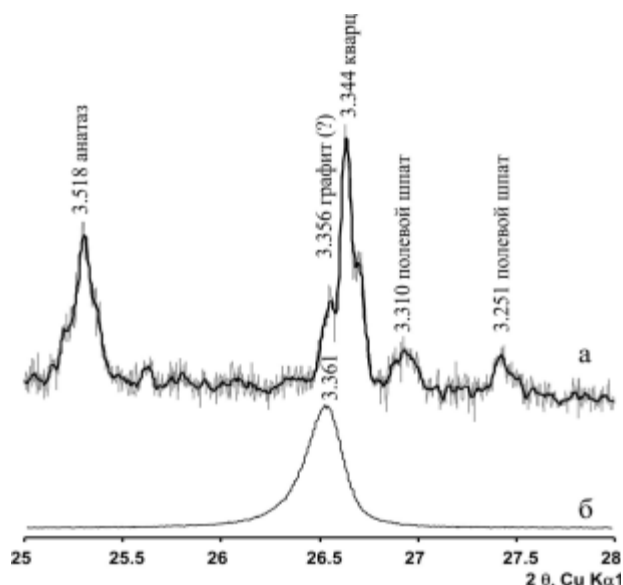


Рис. 2. Дифрактометрические спектры углистого мацерационного осадка (а) пробы 2138-ИШК-04 с Ишковского карьера и технического графита (б). Числа над рефлексами — рассчитанные по формуле (1) межплоскостные расстояния

При изучении грубокластики из большеобъемных проб Ишковского и Асывожского карьеров обломки пород были условно подразделены по составу на пять групп. В первую группу были включены обломки докембрийских пород. Ко второй группе были причислены обломки девонских псефитов (конгломератов и гравелитов), встречающихся в такатинской и асывожской свитах. К третьей группе отнесены девонские песчаники, являющиеся типичными как для такатинской, так и асывожской свит. В четвертую группу объединены щебнистые и галечные обломки кварца (кварцево-жильные агрегаты). К пятой группе отнесены коричнево-бурые железо-оксигидроксидные выделения конкреционного и “землистого” типа, возникшие

в кислородных барьерных обстановках.

Анализ диаграмм распространенности типов пород (рис. 3), показывает, что как на Асывожском, так и на Ишковском карьерах, алмазонасные породы содержат в виде грубокластического материала породы и образования, относительно устойчивые к процессам выветривания — песчаники, гравелиты, конгломераты и кварц. Очень важной особенностью этой грубой кластики является то, что все это без исключения местный материал, — т. е. щебнистые обломки или гальки пород, которые есть в боковых породах или находятся гипсометрически выше в непосредственной близости от алмазонасных субстратов. Так, к примеру, в пробе 1232-ИШК-04 оказались обломки песчаников и внутрiformационные конгломераты с песчаниковыми и кварцевыми гальками (рис. 4, а, в), а в пробе 1238-ИШК-04 обнаружены плотные мелко-среднезернистые песчаники (рис. 4, б), похожие на те, которые описывал и собирал неподалеку (расстояние не более 100-150 м) В. С. Цыганко. Весьма характерной чертой грубокластики оказалось отсутствие ксеногенных пород глубокого залегания (обыч-

но в алмазонасных диатремах и ксе-
Даже в примере с пробой 2054-АСЫ-
виты девона, где среди грубокластки
мки докембрийских пород из подсти-
жой свиты рифея, очевидно, что пос-
в породах асывожской свиты при
онской суши. То есть они имеют явно
«дованный» характер. Примечатель-
о грубокластического материала из
Ишковского карьеров является при-
сутствие аутигенных железо-оксигидроксидных выделе-
ний (рис. 4, г). Согласно общепризнанным представ-
лениям, такие образования возникают в случаях, когда
фильтрующие породы метеорные воды, зараженные
двухвалентным железом, попадают в зону аэрации, где
на таком кислородном барьере происходит окисление
железа до трехвалентного состояния, с образованием
ожезненных желваков, конкреций пропластков и пла-
стов и т. п. Процесс этот универсальный и характеризу-
ется практически повсеместным распространением на
дневной поверхности. Отметим, что высокая интенсив-
ность этого процесса, как известно, характерна и для
областей развития интенсивного выветривания. В со-
ставе проанализированных обломков и кристаллогран-
ных псевдоморфоз (?) железо-оксигидроксидных выде-
лений (проба 1232-ИШК-04, фракция — 10+2 мм) ме-
тодом дифрактометрии было установлено присутствие
минеральных фаз лепидокрокита и гетита (рис. 5).

Данные химического анализа (таблица) позволяют оха-
рактеризовать большинство проанализированных проб

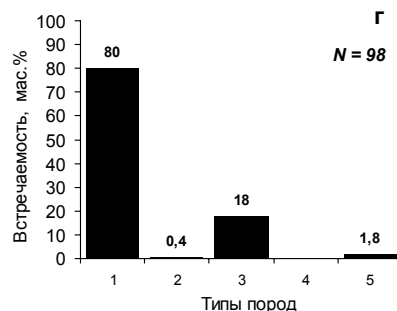


Рис. 3. Распределение грубокластики в породах Ишковского (а, б) и Асывожского карьеров (в, г). Пробы: а — 1232-ИШК-04, глинисто-алевро-песчано-гравийно-древяная порода из “нептунической” жили; б — 1238-ИШК-04, древяно-песчано-глинисто-алевритовая порода из промышленного пласта; в — 2054-АСЫ-04, субгоризонтально залегающие подошвенные гравелиты асывожской свиты девона; г — 2058-АСЫ-04, тектоно-брекчированные субвертикальные выветрелые древяно-глинисто-алевро-песчаные породы зоны контакта между субгоризонтально залегающими породами джигимской и асывожской свит (линейная кора выветривания)

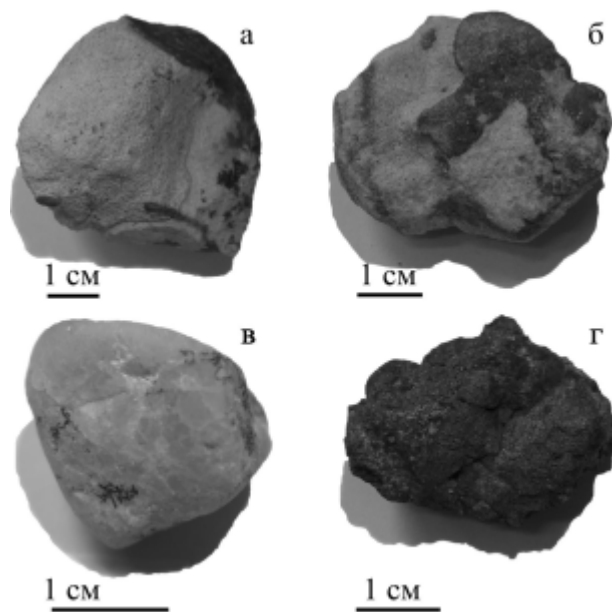
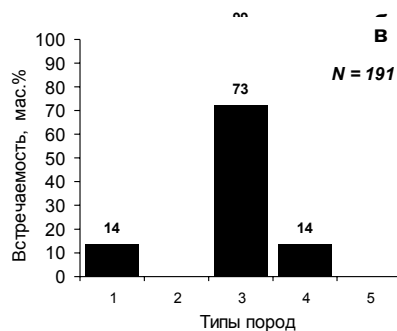


Рис. 4. Щебнистые и галечные обломки и аутигенные железо-оксигидроксидные выделения из проб алмазонасных пород 1232-ИШК-04 (а, в, г) и 1238-ИШК-04 (б) из карьера Ишковский. Типы обломков: а — песчаниковая галька в песчано-гравелитовом матрице такатинской свиты, б — плотный мелко-среднезернистый песчаник такатинской свиты со специфичным вишневого цвета ожелезнением, в — кварцевая галька, землистое железо-оксигидроксидное образование

как глиноземисто-кремнистые (значительно выветрелые субстраты), среди которых есть существенно кремнистые (пробы 2134-ИШК-04 и 2032-АСЫ-04) из малоиз-

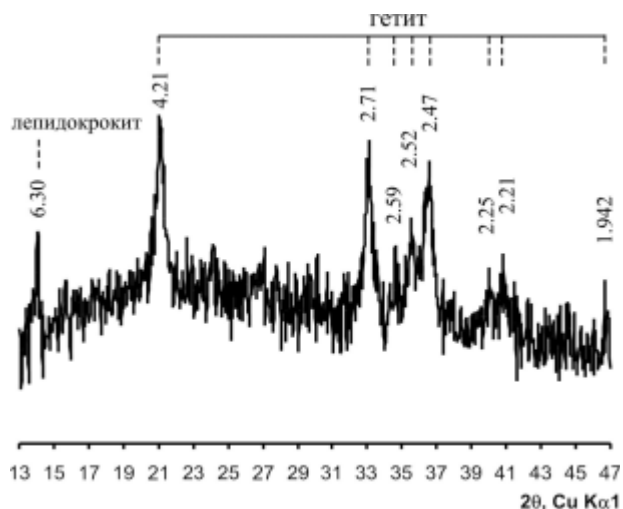


Рис. 5. Рефлексы лепидокрокита и гетита в дифрактометрическом спектре железо-оксигидроксидных выделений (проба 1232-ИШК-04) с типичными для данных минералов показателями межплоскостных расстояний

позволили установить ксеногенный (глубинный или магма-вулканический) характер обломочного материала из дресвяно-глинисто-алевритовых пород секущего и пластового типа. Стандартная типизация этих образований на основе данных химического анализа позволяет относить их к продуктам выветривания, но никак к вулканогенно-осадочным или к вулканическим. Весьма любопытен факт обнаружения в этих телах графита в составе их углистого вещества, что, разумеется, свидетельствует о неких высокотемпературных процессах, точные область и время действия которых авторы определить пока затрудняются.

Несмотря на то, что авторы не смогли обнаружить явные признаки флюидизатно-магматической алмазоносной деятельности на изученном месторождении алмазов, тем не менее, авторы определяют дискуссию происхождения алмазоносных тел Красновишерского района как весьма продуктивную, так она служит явным стимулом обнаружения все новых и новых данных, расширяющих наши представления о возмож-

Химический состав пород Джеджимпарминского (карьер Асыввожский) и Полудово-Колчимского поднятий (карьер Ишковский), мас. %

Компонент	Номера проб из разных карьеров									
	2130	2134	2138	2030	2032	2037	2038	2039	2041	2042
	Карьер Ишковский			Карьер Асыввожский						
SiO ₂	67.50	97.37	82.92	83.46	93.60	87.72	89.72	85.74	73.92	82.94
TiO ₂	0.37	0.10	0.74	0.57	0.15	0.44	0.37	0.21	0.67	0.21
Al ₂ O ₃	9.08	0.93	8.89	9.40	2.90	6.79	5.05	7.33	12.68	8.74
Fe ₂ O ₃	12.73	0.13	0.51	0.75	0.30	0.63	0.25	0.57	2.78	1.44
MnO	0.18	н. обн.	н. обн.	н. обн.	0.01	н. обн.	н. обн.	н. обн.	0.01	н. обн.
CaO	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
MgO	1.03	<0.5	1.70	0.81	0.56	0.65	<0.5	0.56	0.97	0.73
K ₂ O	1.68	0.31	2.19	1.23	0.74	1.27	1.36	3.27	4.96	3.2
Na ₂ O	0.13	0.09	0.09	0.06	0.07	0.07	0.07	0.12	0.12	0.12
P ₂ O ₅	0.18	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04
П. п. п.	6.24	<0.5	2.77	3.39	0.94	1.85	1.51	1.62	3.21	2.36
Сумма	99.46	99.61	100.29	99.93	99.64	99.67	98.94	99.67	99.69	100.00
FeO	<0.25	<0.5	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25
H ₂ O [*]	1.72	<0.10	0.92	0.43	0.14	0.22	0.21	0.22	0.65	0.31
CO ₂	н. обн.	н. обн.	0.10	0.22	<0.1	0.15	<0.1	<0.1	<0.1	0.17

Примечание. Внизу под строкой «П. п. п.» (потери про прокаливании) приведены сведения по дополнительному определению содержания ряда компонент. Использована сокращенная запись номеров проб (оставлены только первые числа номеров). Описания проб даны в тексте. Проба 2134 — фрагмент пробы 2142-ИШК-04 с прослоем межформационного кварцево-галечного конгломерата.

мененных песчаниковых пород, а также глиноземисто-железисто-кремнистые (проба 2130-ИШК-04) из ожелезненной аргиллитоподобной породы. Пересчет составов этих пород на петрохимические модули, как это сделано в вышеупомянутой статье В. С. Цыганко в этом же сборнике, также не позволяет отнести эти породы ни к вулканогенно-осадочным, ни к вулканогенным.

Таким образом, изученный материал указывает на присутствие в карьере Ишковском нормально-осадочных пород такатинской свиты, в которых, несмотря на наблюдаемые последствия постседиментационного диагенеза, термического и тектонического воздействия сохранились локальные участки практически неизменных пород. Очевидно, что изучение минерального состава таких пород важно с целью выяснения происхождения минеральной составляющей дискуссионных тел алмазоносных пород. Полученные сведения не

новых новых типах коренных и вторичных источников алмазов, являющихся важными в вопросах прогнозирования и поиска промышленных месторождений алмазов в Тимано-Уральском регионе и за его пределами.

Авторы выражают глубокую признательность работникам ЗАО Уралалмаз Х. Х. Латыпову, В. А. Чуйко, познакомивших авторов с геолого-экономической характеристикой промышленных алмазных месторождений, обеспечивших беспрепятственный доступ к ним и возможность проведения геологических работ на них. Неоценимую и всестороннюю помощь при полевых работах авторам оказали работники ЗАО Пермьгеологодобыча (ПГД) — Г. Г. Морозов, А. Я. Рыбальченко, И. П. Тетерин, С. Н. Петухов, Ю. Г. Пактовский, А. Г. Еськин и многие другие, — встретившие, любезно и хлебосольно разместившие авторов в базовом полевом

лагере ПГД, а также сопровождавшие авторов практически по всем ключевым вишерским алмазоносным объектам. Авторы благодарят А. М. Пыстина, В. С. Цыганко, давшим ценные консультации при описании разрезов пород, А. Н. Шулепову, сделавшей добротные описания шлифов обломков пород, В. А. Петровского, И. В. Петровского и А. Е. Сухарева, помогавшим при рутинной промывке проб.

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-5191-2006.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петровский В. А., Махлаев Л. В., Пыстин А. М., Глухов Ю. В. Алмазоносные вишериты — возможный ключ к разгадке тайн природы бразильских филлитов, австралийских лампроитов и архангельских кимберлитов // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, № 12. 2004. С. 15—20.

2. Рыбальченко А. Я., Колобянин В. Я., Лукьянова Л. И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Доклады АН. Т. 353. № 1. 1997. С. 90—93.

ФОРМИРОВАНИЕ КРАТОННОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ: РЕДКОЗЕМЕНТНЫЙ И ИЗОТОПНЫЙ [$\delta^{18}\text{O}$] АНАЛИЗ МИНЕРАЛОВ ИЗ ГРАНАТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «УДАЧНАЯ»

М. А. Горнова, А. Г. Полозов

Институт геохимии СО РАН, Иркутск

В минералах гранатовых перидотитов из кимберлитовой трубки «Удачная» (Сибирский кратон) изучены содержания редких элементов методом вторично-ионной масс-спектрометрии и изотопные отношения кислорода методом лазерного фторирования.

Гранатовые перидотиты сформировались в интервале глубин от ~130 до 220 км и представляют собой среднюю и нижнюю часть литосферной мантии. Для оценки равновесных температур использовался Mg-Fe обмен в гарцбургитах между гранатом и оливином, в лерцолитах — между пироксенами, давления — распределение алюминия между гранатом и ортопироксеном по известным геотермометрам. Полученные значения P-T соответствуют палеогеотерме Сибирского кратона.

Для части образцов содержания оксидов согласуются с реститовыми составами, рассчитанными по экспериментальным данным при начальном давлении плавления 30—25 кбар и степенях плавления ~20—25 %. При таких условиях рестит должен состоять из оливина — ортопироксена — шпинели. Некоторые образцы имеют нехарактерный для реститовых перидотитов химический состав, что свидетельствует либо об их преобразовании, либо о кумулятивном генезисе протолита. Нормированные содержания несовместимых редких элементов растут с увеличением степени их несовместимости. Корреляции между концентрациями главных и редких элементов отсутствуют, что отражает метасоматическое преобразование пород в отношении редких элементов.

В оливинах, ортопироксенах и клинопироксенах $\delta^{18}\text{O}$ близко к средним мантийным значениям, в высокохромистых гранатах оно ниже мантийного интервала (рис. 1). Для минеральной пары клинопироксен-оливин величина изотопного фракционирования близка к ожидаемой для рассчитанных равновесных температур. В образце 9738 наблюдается изотопное равновесие в паре клинопироксен-гранат. В остальных образцах гранат изотопно не равновесен с оливином и кли-

нопироксеном. Нарушение изотопного равновесия в мантийных минералах может быть вызвано воздействием на них надсубдукционных флюидов или расплавов с низким изотопным отношением кислорода. При таком взаимодействии отклонение от мантийных значений $\delta^{18}\text{O}$ должно нарастать в ряду оливин — гранат — пироксен в соответствии со скоростью протекания диффузии, что не наблюдается. Обеднение ^{18}O установлено

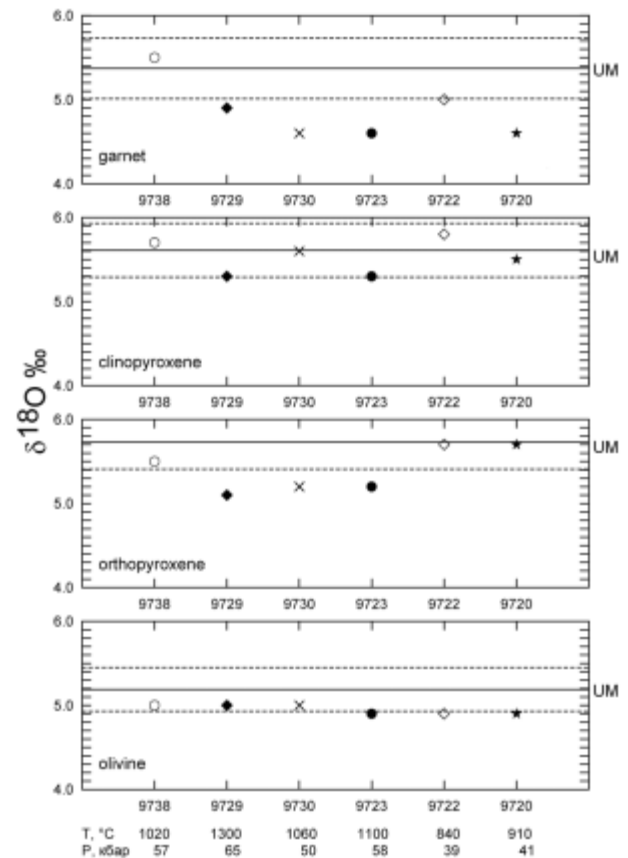


Рис. 1. Изотопный состав кислорода в минералах гранатовых перидотитов из кимберлитовой трубки «Удачная». UM — верхняя мантия [1]

в гранатах с высоким содержанием хрома, такие гранаты могли образоваться из хромшпинелида, для которого среднее мантийное $\delta^{18}\text{O}$ составляет 4.37 ± 0.66 ‰ [1].

По соотношению Cr_2O_3 — CaO (рис. 2а) гранаты перидотитов 9730, 9723 отвечают гарцбургитам, гранаты остальных образцов — лерцолитам. Гранаты характеризуются высокими концентрациями хрома, за исключением двух образцов (рис. 2 б), и показывают три вида распределения REE (рис. 3): 1) с ровной частью для L-MREE_N и повышением к Yb_N до 8 хондритовых уровня; 2) синусоидального вида с $(\text{La}/\text{Yb})_N < 1$ и максимумом по Sm_N; 3) “нормального” вида с ростом нор-

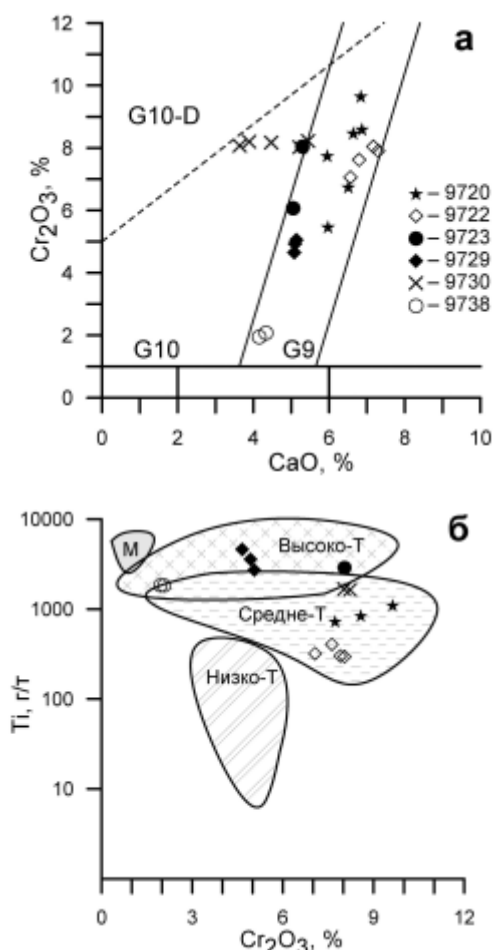


Рис. 2. А — Составы гранатов перидотитов из трубки «Удачная» на классификационной диаграмме для гранатов мантийных пород: G10-D — алмазоносные перидотиты, G10 — гарцбургиты, G9 — лерцолиты.

Б — Диаграмма Ti — Cr_2O_3 для гранатов разных типов перидотитов (высокотемпературные, среднетемпературные, низкотемпературные) и мегакристов (М) из трубки «Удачная»

мированных концентраций элементов в соответствии с уменьшением ионных радиусов редких земель. Распределение первого вида наиболее близко к “первично-магматическому”, оно обнаружено в гранатах из среднетемпературных гарцбургитов. Высокохромистый гранат с наблюдаемым распределением REE мог образоваться в соответствии с реакцией: ортопироксен + шпинель > гранат + оливин. Тогда он наследует от исходных минералов низкие концентрации REE, а от хромшпинелида — высокое содержание хрома и низкие значения изотопов кислорода. В 9723 присутствует в незначительных количествах “первично-маг-

матический” клинопироксен с очень низкими концентрациями REE, в 9730 — новообразованный клинопироксен, характеризующийся высокими концентрациями REE (рис. 3 г). Синусоидальная кривая распределения REE в гранатах лерцолитового парагенезиса дополняется резко дифференцированным распределением REE в “первично-магматических” клинопироксенах этих образцов, что обусловлено взаимодействием породы с флюидом, обогащенном LILE и обедненным HFSE (рис. 3 а, б). “Нормальные” кривые распределения REE (рис. 3 д) установлены в гранатах средне (9738) — и высокотемпературного (9729) лерцолитов.

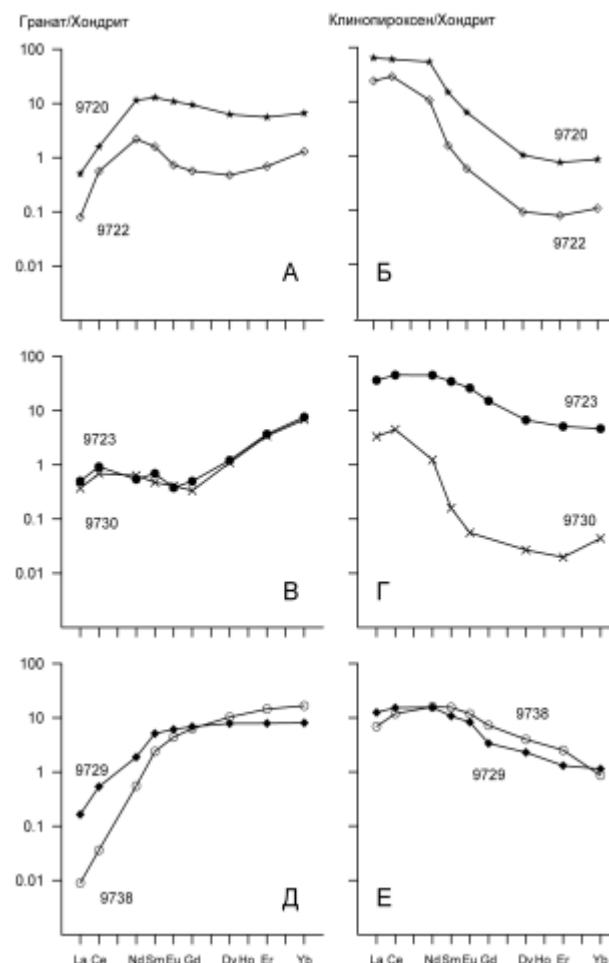


Рис. 3. Распределение REE в гранатах и клинопироксенах гранатовых перидотитов из кимберлитовой трубки «Удачная».

Эти гранаты имеют самую низкую концентрацию хрома и наиболее высокую — титана (рис. 1). Гарцбургитовые протолиты этих пород взаимодействуют с просачивающимися ультраосновными расплавами, образовавшимися при низких степенях плавления астеносферной мантии. Это приводит к дорастанию граната, сопровождающемуся изменением в нем главных, редких элементов, изотопного состава кислорода, и к образованию клинопироксена, отличающегося по кривым REE от метасоматизированных “первично-магматических” и новообразованных из расплавов другого состава клинопироксенов (рис. 3 е).

Проведенный анализ выявил многоэтапную историю формирования средне- и высокотемпературных гранатовых перидотитов литосферной мантии под трубкой «Удачная». Протолиты перидотитов с высоко-

хромистым гранатом могли формироваться либо как кумулятивные гарцбургиты со шпинелью, либо как ретиты в результате плавления мантийного вещества в шпинелевой фации глубинности. Гранат формировался из ортопироксена и шпинели. Затем происходило метасоматическое преобразование менее глубинных перидотитов надсубдукционными флюидами или расплавами, более глубинных — ультраосновными расплавами, образовавшимися в астеносфере.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-05-64642)

ЛИТЕРАТУРА

1. Mathey D., Lowry D., Macpherson C. and Chazot G. Oxygen isotope composition of mantle minerals by laser fluorination analysis: homogeneity in peridotites, heterogeneity in eclogites // *Min. Mag.* V. 58A. P. 573—574.

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ПЛОЩАДИ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ НА ОБНАРУЖЕНИЕ КОРЕННОГО АЛМАЗОНОСНОГО МАГМАТИЗМА И ПОИСКОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Д. Р. Зозуля^{1,2}, А. У. Корчагин², О. П. Корсакова¹

¹ Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты

² ОАО «Пана», Апатиты

К основным критериям прогнозирования территорий на обнаружение коренных кимберлитовых и лампроитовых тел относятся структурно-тектонические, петрологические и минералогические. Восточная часть Балтийского щита является древнейшим выступом континентальной коры. Она характеризуется холодной литосферой с низким тепловым потоком (<40 мВт/м²) и мощностью от 170 до 240 км. Мурманская область находится в пределах двух кратонов (нуклеаров), Кольского и Карельского, где формирование консолидированной коры завершилось в позднем архее. Таким образом, в структурно-тектоническом отношении практически вся территория Кольского полуострова является перспективной на обнаружение коренного алмазоносного магматизма. К петрологическим и минералогическим критериям нахождения коренных алмазоносных пород относятся, соответственно, наличие на искомой площади коренных неалмазоносных кимберлитов, сопутствующих дайково-диатремовых пород щелочно-ультраосновного состава, и находки в четвертичных отложениях (главным образом гляциального и аллювиального ряда) обломков кимберлитов, алмазов и индикаторных минералов кимберлитов (ИМК).

На основании выше изложенных критериев на территории Мурманской области выделен ряд перспективных площадей на обнаружение коренных кимберлитовых тел.

Ермаковская, Варзугская, Ондомозерская, Пулоньгская, Усть-Понойская площади в юго-восточной части Кольского кратона являются наиболее перспективными на обнаружение коренного алмазоносного магматизма. Они приурочены к бортам и окончаниям грабенов Беломорской рифтовой системы (Кандакшский, Керецкий, Лешуконский). Здесь выявлено Ермаковское поле, включающее 60 трубок взрыва, в том числе две алмазоносные кимберлитовые трубки [2]. В пределах Пулоньгской площади обнаружены коренные дайково-эксплозивные щелочно-ультраосновные тела, и в гля-

циальных отложениях обломков кимберлита железо-титанистой серии, отличного от Ермаковских кимберлитов (глиноземистая серия). В современных прибрежно-морских отложениях Пулоньгской площади выявлены единичные зерна алмазов размером 0.3—0.8 мм. В четвертичных отложениях площадей Терского берега (главным образом в прибрежно-морских и аллювиальных) были обнаружены многочисленные ИМК, на основании ореолов рассеяния которых были спрогнозированы предполагаемые кимберлитовые поля: Макевское в Варзугской и Ондомозерской площадях, Пялицкое и Пулоньгское в Пулоньгской площади, Снежницкое в Усть-Понойской площади. Находки ИМК в четвертичных отложениях можно проанализировать на примере наиболее исследованной прибрежной части Пулоньгской площади. Наиболее часто присутствует хромдиопсид, характерный для всех разновидностей отложений. В 20 % проб обнаружены гранаты кимберлитового генезиса, при этом подавляющее большинство зерен из современных литоральных отложений, и, в единичных случаях, из морских террасовых, аллювиальных, гляциальных. На основании количественного распределения химико-генетических групп пиропов и хром-диопсидов установлено их сходство с таковыми из Архангельской кимберлитовой провинции. Таким образом, в юго-восточной части Кольского региона следует ожидать проявления высокоалмазоносного кимберлитового магматизма, аналогичного Архангельской провинции. Четвертичный покров поисковых площадей сложен в основном базальной моренной Скандинавского ледника поздневалдайского возраста, сформированной за счет местного и ближнеприносного (в пределах 5—10 км) материала и благоприятной для опробования на алмазы и ИМК при поиске коренных кимберлитовых тел. Перенос обломочного материала происходил в юго-восточном (западные площади) и восточном (северо-восточные площади) направлениях. Прибрежные районы Ермаковской,

Варзугской и Пулоньгской площадей сложены плейстоценовыми и голоценовыми морскими и прибрежно-морскими отложениями, благоприятными для накопления россыпных алмазов.

Печенгская площадь с п-вами Средний и Рыбачий находится на северо-западе Кольского кратона, ее северная часть представляет собой южный борт Баренцево-морского палеорифта. Находки ИМК говорят о наличии здесь благоприятных минералогических факторов коренной алмазоносности. Следует отметить, что по сравнению с другим перспективным и уже обоснованным районом на коренную алмазоносность — Терский берег Кольского полуострова, — относительное количество проб, содержащих ИМК, от их общего числа значительно выше (40 % против 20 %). Кроме этого, в районах, пространственно приближенных к поисковой площади, ранее отмечались единичные находки зерен алмазов [6]. В примыкающей к площади Северной Норвегии так же отмечались находки алмазов в аллювиальных отложениях. Четвертичный покров площади сложен в основном базальной мореной Скандинавского ледника поздневалдайского возраста, за исключением п-вов Средний и Рыбачий, где преобладают элювиально-делювиальные отложения. При преимущественном сносе материала с юга, источниками алмазов и минералов-спутников могут рассматриваться потенциальные кимберлитовые трубки взрыва, расположенные в пределах самой площади, а так же Северной Финляндии.

Зареченская площадь в юго-западной части региона является весьма перспективной на обнаружение кимберлитового магматизма в связи с ее пространственной близостью к Соколозерской алмазоносной площади в северной Карелии. Площадь располагается в периферической части Карельского кратона на юго-восточном борту Хибинско-Ботнического палеорифта, т.е. выполняются основные структурно-тектонические критерии коренного алмазоносного магматизма. Для нее отмечается аномально низкий тепловой поток (20—30 мВт/м²). В районе Соколозерской площади установлены прямые минералогические признаки: находки алмазов и ИМК в рыхлых отложениях района [3]. ИМК обнаружены и в гляциальных отложениях примыкающей к площади северной Финляндии [4]. Среди четвертичных отложений площади преобладает базальная морена. Перенос обломочного материала происходил в юго-восточном направлении, поэтому коренные источники алмазов следует искать как в пределах самой Зареченской площади, так и в северной Финляндии (в последней недавно открыто новое кимберлитовое поле Куусамо [5]). Прибрежно-морские отложения площади перспективны на алмазоносные россыпи.

Перспективы *Ловозерской площади* связаны с сочетанием здесь благоприятных геодинамических, петрологических, геохимических и геофизических предпосылок коренной алмазоносности. На западе площади находятся Хибинский и Ловозерский щелочные массивы, в которых известны взрывные и дайковые тела щелочно-ультраосновного состава, а с севера расположена Контозерская вулкано-тектоническая деп-

рессия, среди слагающих пород которой встречаются брекчии мелилититового и щелочно-пикритового состава. В пределах района обнаружены дайки авгитовых и пикритовых порфиритов. Именно в этом районе Кольского полуострова отмечается резкий подъем поверхности Мохо с глубин 42—45 км до 35—38 км. По этим признакам рассматриваемая часть Кольского полуострова является благоприятной для размещения коренных кимберлитовых проявлений, как в геодинамическом, так и в петрологическом плане. Поиски алмазов и ИМК проводились на Белотундровском участке [1]. В пределах участка отмечается комплексная геохимическая аномалия на кимберлит-индикаторные элементы — Cr, Ti, Zr. Кроме того, на западном и юго-восточном склонах г. Белая тундра выявлено несколько магнитных аномалий трубчатого типа. В одной из шлиховых проб из аллювиальных отложений участка был обнаружен алмаз. В 40 % шлиховых проб обнаружены ИМК — хромшпинелиды, хромдиопсиды, муассаниты и высокомагнезиальные оливины. ореол рассеяния минералов-спутников алмаза в русловых отложениях включает в себя и бассейн р. Белая. Это говорит в пользу того, что источниками ИМК в районе могут быть предполагаемые кимберлитовые тела, трассируемые магнитными аномалиями г. Белая тундра. Рыхлый покров Ловозерской площади сложен в основном базальной мореной Скандинавского ледника поздневалдайского возраста, а так же лимногляциальными и элювиальными отложениями.

Перспективы коренной алмазоносности *Кандалакшской и Умбинской площадей* связаны с выполнением здесь только петрологических критериев, в частности широкого распространения дайкового и взрывного щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма по бортам Кандалакшского грабена во время его палеозойской реактивизации, совпадающей по возрасту с проявлениями кимберлитового магматизма восточной части Балтийского щита. В пределах площади в районе Порьей губы задокументированы дайки и силлы лампроитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зозуля Д. Р., Корсакова О. П., Чикирев И. В. Перспективы алмазоносности центральной части Кольского полуострова // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 122—124.
2. Калинин М. М., Поляков И. В. Кимберлиты и родственные породы Терского берега Кольского полуострова // Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера Европейской части России. Петрозаводск: Изд-во Кар. НЦ РАН, 1997. С. 117—123.
3. Поляков И. В. Перспективы алмазоносности Северной Карелии // Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера Европейской части России. Петрозаводск: Изд-во Кар. НЦ РАН, 1997. С. 81—87.
4. Lehtonen M. L., Marmo J. S. Exploring for kimberlites in glaciated terrains using chromite in Quaternary till — a regional case study from northern Finland // Journal of Geochemical Exploration, N 76 (3). 2002. P. 155—174.

5. O'Brian H., Lehtonen M., Korkeakoski P. New kimberlite discoveries in Kuusamo, northern Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland, Special Issue 1. 2006. P. 113.

6. Valen C. Sur des sables diamantiferes recueillis par M. Charles Rabot dans la Laponie russe (vallee du Pasvig) // Comptes rendus de l'Academie des sciences. T. CXII. N 2. 1891. P. 112.

МОРФОЛОГИЯ ЦИРКОНА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ «АКУРИ», БРАЗИЛИЯ

В. Н. Квасница¹, Д. К. Возняк¹, В. М. Иванух²

¹ Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, Украина

² Университет г. Сан-Паулу, Бразилия

Интерес к исследованию кристаллов циркона из кимберлитов вызван, по крайней мере, тремя обстоятельствами: 1) этот циркон входит в состав определенных пород верхней мантии и захвачен кимберлитовой магмой, поэтому его изучение важно для исследования петрологии верхней мантии, для решения проблемы базитов-гипербазитов и для понимания способа становления кимберлитовых тел; 2) этот циркон обладает целым рядом минералого-геохимических особенностей, отличающих его от циркона из других магматических и метаморфических пород [1—5, 7—10], поэтому он служит надежным индикатором кимберлитового магматизма и его можно использовать в геологической практике; 3) этот циркон, благодаря своим размерам, особенностям окраски и малой дефектности привлекателен как ювелирное сырье.

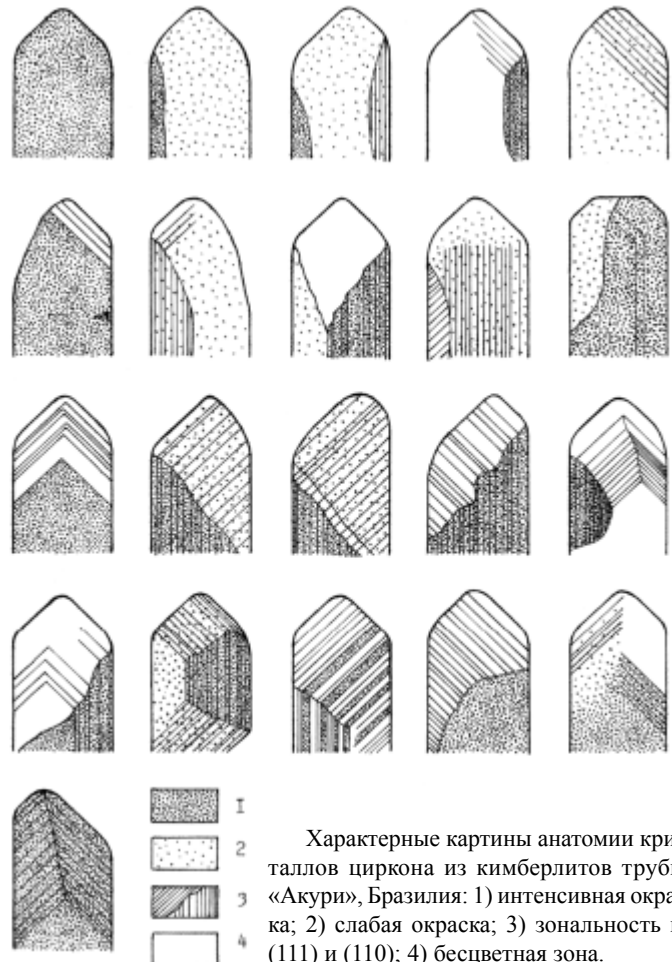
Гониометрические измерения кристаллов циркона из кимберлитов Бразилии (трубка «Акури», элювий-делювий) выполнены на двухкругном гониометре ГД-1 (фирма «Arsenal», Украина). Хотя многие кристаллы этого циркона сильно корродированы и округлены, на части из них сохранились плоские участки граней, пригодные для юстировки кристаллов. Для некоторых кристаллов юстировка проведена по плоскостям спайности (110) и (111). Поверхность кристаллов циркона изучена на сканирующем электронном микроскопе РЭМ-100У (фирма «Selmi», Украина). Изучение внутреннего строения кристаллов проведено на специально приготовленных (шлифованных и отполированных по плоскостям субпараллельным (110)) пластинках, ориентация пластинок проконтролирована на оптическом микроскопе. Всего изучено около 50 кристаллов циркона.

Изученные кристаллы циркона имеют размеры от 8 до 20 мм по удлинению вдоль оси симметрии четвертого порядка и от 3 до 9 мм вдоль двойных осей симметрии. Средний размер по удлинению 13 мм, в плоскости (001) кристаллы чаще всего имеют прямоугольную форму со средними размерами 8×5 мм. Удлинение кристалла часто отвечает соотношению 1:2 и 1:1.5.

За данными гониометрических измерений на кристаллах циркона установлены следующие простые формы: {110}, {111}, {221}, {331}, {441} и {551}. Габитусное значение имеют только грани призмы {110} и дипирамиды {111}, а

грани дипирамид {221}, {331}, {441} и {551} в виде очень узких полосок лишь усложняют довольно простую огранку кристаллов циркона. Если формы {110} и {111} всегда полногранные, то формы {221}, {331}, {441} и {551} неполногранные — на кристалле обычно развиты 1—2 грани какой-то из этих форм. Из этих второстепенных форм наиболее часто встречается дипирамида {551}. Таким образом, изученные кристаллы имеют дипирамидально-призматический {111}+{110} габитус и коротко-среднепризматический облик. Идеальные по облику кристаллы очень редки, часто они несколько уплощены по одной из осей второго порядка. При сильном уплощении по оси второго порядка на месте вершин кристалла (выход оси четвертого порядка) возникает дополнительное ребро.

Все изученные кристаллы циркона претерпели коррозию, которая привела не только к округлению вер-



Характерные картины анатомии кристаллов циркона из кимберлитов трубки «Акури», Бразилия: 1) интенсивная окраска; 2) слабая окраска; 3) зональность по (111) и (110); 4) бесцветная зона.

шин, но и граней, вплоть до полного уничтожения первоначальной огранки кристаллов с образованием овальных корродированных зерен. Коррозионные скульптуры приобрели свою форму согласно симметрии плоскостей (110) и (111) — впадины изъеденной четырехугольной и треугольной формы соответственно. Следы коррозии отсутствуют лишь на индукционных поверхностях и отпечатках других минералов, которые служили препятствием при растворении поверхности кристаллов циркона. Диагностика этих минералов по поверхностям совместного роста и отпечатках затруднительна. Можно лишь отметить, что отпечатки часто имеют удлиненную форму. Механические повреждения кристаллов циркона вскрывают их отчетливую спайность по (110) и (111).

Благодаря зонально-секториальному строению и различной интенсивности коричневой окраски (рисунок) можно восстановить способ формирования кристаллов циркона. Для большинства изученных кристаллов установлена зональность по (111) и (110) и секторы роста $\langle 111 \rangle$ и $\langle 110 \rangle$. Отметим две особенности внутреннего строения кристаллов: 1) каждый отдельный кристалл характеризуется своей анатомией; 2) почти для всех кристаллов их картины анатомии крайне асимметричны. Интенсивная коричневая окраска чаще всего приурочена к пирамидам роста призмы {110}, как с проявлением зональности по (110), так и без видимой зональности. Секторы призмы слагают от $\frac{1}{3}$ до $\frac{2}{3}$ и больше объема кристаллов, но есть кристаллы на $\frac{2}{3}$ сложенные секторами дипирамиды {111}. Лишь изредка к ним приурочена интенсивная коричневая окраска, обычно пирамиды роста $\langle 111 \rangle$ окрашены менее интенсивно или почти бесцветные, но зато часто с проявлением зональности по (111).

Преыдушие исследования [1—5, 7—10] крупных кристаллов циркона из кимберлитов Якутии и Южной Африки показали, что ему свойственна своя специфика. В этой работе мы акцентируем внимание на следующих его морфологических и структурных особенностях:

1. Преобладание округлых и корродированных зерен, редкость идиоморфных кристаллов, относительно большие размеры кристаллов, наличие спайности (отдельности) по (111) и (110), признаки деформации кристаллов;

2. Коротко-среднепризматический тип огранки кристаллов с набором габитусных простых форм {110} и {111};

3. Отсутствие явных видимых черт зонально-секториального строения кристаллов;

4. Плотность структуры с преобладающими параметрами элементарной ячейки: $a_0 = 0.6598 + 0.6609$; $c_0 = 0.5968 + 0.5987$;

Если сопоставить только морфологические особенности крупных кристаллов циркона из кимберлитов Сибири, Южной Африки и Бразилии, то по ряду параметров они весьма близки и, прежде всего по габитусу и облику кристаллов, их удлинению, а также по развитию на поверхности кристаллов форм коррозии. Анализ развития коротко-среднепризматического {110}+{111} типа огранки для кристаллов циркона из

кимберлитов, сделанный ранее [5], показывает, что на известной кристаллогенетической схеме циркона И. Костова [6], он занимает ее левую нижнюю часть, согласно которой кристаллизация подобного по форме циркона возможна в слабо-среднепересыщенных средне-высокотемпературных магматических расплавах, обедненных радиоактивными, редкоземельными, щелочноземельными и щелочными элементами.

Главное морфологическое различие между крупными кристаллами циркона из кимберлитов Сибири, Южной Африки и Бразилии заключается в том, что для последних характерно проявление отчетливого зонально-секторального строения. К отличительным признакам бразильского циркона также можно отнести интенсивную коричневую окраску и обилие включений различной природы.

Выводы.

1. Для крупных кристаллов циркона из кимберлитов Бразилии, как и для подобного циркона из других кимберлитовых провинций мира свойственен коротко-среднепризматический {111} + {110} тип огранки.

2. Как и циркон из кимберлитов Сибири и Южной Африки бразильский циркон испытал процесс коррозии, который вероятно произошел при дезинтеграции цирконсодержащих мантийных пород и выносе его на поверхность кимберлитовой магмы.

3. В отличие от циркона из кимберлитов Сибири и Южной Африки бразильский циркон характеризуется значительной неоднородностью внутреннего сложения кристаллов, что свидетельствует о несколько иных условиях его кристаллизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бартошинский З. В., Бекеша С. Н., Боткунов А. И. и др. О конусах растворения на кристаллах циркона из кимберлитовой трубки «Мир» // Докл. АН СССР. Т. 267. № 6. С. 1982. 1444—1448.
2. Возняк Д. К., Квасница В. Н., Харьков А. Д. и др. Первая находка включений раскристаллизованного солевого магматического расплава в кристаллах циркона из кимберлитов // Минералогический журн. Т. 10, № 4. 1988. С. 15—22.
3. Илутин И. П., Козлов И. Т. Циркон в кимберлитах // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 254 — 266.
4. Илутин И. П., Кривонос В. Ф. Циркон и апатит — спутники алмаза в шлихах // Изв. вузов. Геология и разведка. № 8. 1968. С. 47 — 49.
5. Квасница В. Н., Крочук В. М., Егорова Л. Н. и др. Кристалломорфология циркона из кимберлитов // Минералогический журн. Т. 9. № 2. 1987. С. 37—45.
6. Костов И. Морфология и генезис минералов // Региональная и генетическая минералогия. Киев: Наукова думка, Вып. 2. 1978. С. 3—15.
7. Краснобаев А. А. Минералого-геохимические особенности цирконов кимберлитов и вопросы их генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 8. С. 85 — 96.
8. Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.
9. Харьков А. Д., Квасница В. Н., Сафронов А. Ф., Зинчук Н. Н. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов. Киев: Наукова Думка, 1989. 184 с.
10. Kresten P., Fels F., Berggren G. Kimberlitic zircons — as possible way in prospecting for kimberlites // Miner. Deposit. Vol. 10, № 10. 1975. P. 47—56.

ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ II РАЗНОВИДНОСТИ ИЗ НЕКОТОРЫХ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Т. В. Кедрова, В. И. Коптиль, И. Н. Богуш

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», Мирный

При прогнозно-поисковых исследованиях типоморфных особенностей алмазов обычно используют классификацию Ю. Л. Орлова [1] с разделением алмазов на генетические разновидности. Установлено региональное распространение этих разновидностей по площади Сибирской платформы [2]. Объектом нашего исследования являются алмазы II разновидности по Ю. Л. Орлову, которые довольно редко встречается в кимберлитовых телах, но пользуется широким распространением в россыпях различного возраста и генезиса северо-востока платформы. Несмотря на общее сходство окраски и некоторых физических особенностей алмазов II разновидности, они часто обладают специфическими особенностями в отдельных месторождениях, что позволяет идентифицировать их источники в россыпях отдельных алмазоносных районов, даже на основе единичных находок. Особый интерес вызывают алмазы II разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы, коренные источники которых не установлены. По структурным особенностям алмазы этой разновидности были разделены на три основные группы, различающиеся по физическим свойствам, что указывает на различные условия их образования [2, 3]. Нами было проведено более детальное исследование алмазов первой группы [2] из россыпей Эбеляхской площади Анабарского района неоген-раннечетвертичного и четвертичного возраста нижнего течения р. Биллях и бассейна р. Эбелях (Нижне-Эбеляхское поле). Всего было изучено более 500 алмазов из геологоразведочных проб. Алмазы этой группы отличаются тем, что при повышенной общей концентрации азота, по сравнению с другими алмазами II разновидности, основная его часть содержится в виде дефектов А.

Алмазы II разновидности в россыпи р. Биллях представлены в основном кристаллами кубического, тетрагексаэдрического и куборомбододекаэдрического габитуса при практическом отсутствии додекаэдров (рис. 1). Кристаллы имеют равномерную желтую

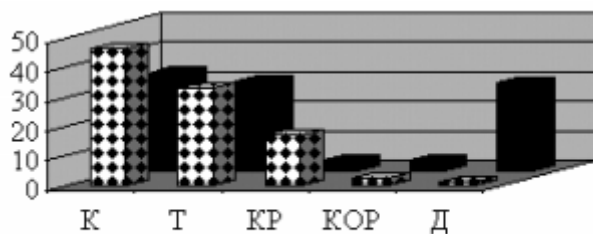


Рис. 1. Кристалломорфология алмазов II разновидности из россыпей р. Биллях и р. Эбелях. К — кубы, Т — тетрагексаэдровиды, КР — куборомбододекаэдровиды, КОР — куб-октаэдр-ромбододекаэдр, Д — додекаэдровид

окраску и в основном ярко-желтую фотолуминесценцию. Среди алмазов II разновидности из россыпей бассейна р. Эбелях кубы, тетрагексаэдры и додекаэдровиды встречаются в примерно равном количестве, тогда как куборомбододекаэдры встречаются редко. Характерна соломенно-желтая и желтая окраска при ярко-желтой фотолуминесценции. Среди алмазов двух исследуемых объектов единицами встречаются кристаллы формы куб-октаэдр-ромбододекаэдр.

По содержанию азота в форме А-центра (данные Ю. М. Биленко) в алмазах россыпи р. Биллях наиболее высокоазотными являются кристаллы тетрагексаэдрического габитуса (рис. 2). Среди них преобладают кристаллы с концентрацией азота в форме А-центра в интервале $150\text{--}200\text{Ч}10^{18}\text{ см}^{-3}$ и более $200\text{Ч}10^{18}\text{ см}^{-3}$. Среди кубов и куборомбододекаэдровидов этой россы-

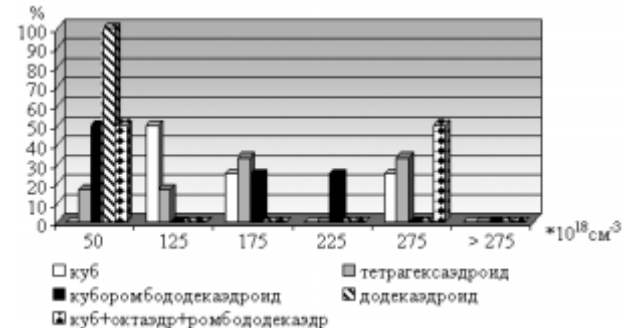


Рис. 2. Содержание азота в форме А-центра в кристаллах II разновидности из россыпи р. Биллях (n=17)

пи чаще встречаются кристаллы с концентрацией азота до $150\text{Ч}10^{18}\text{ см}^{-3}$, среди кристаллов формы куб-октаэдр-ромбододекаэдр встречаются кристаллы как с относительно пониженной концентрацией азота (до $150\text{Ч}10^{18}\text{ см}^{-3}$), так и с высокой ($250\text{--}300\text{Ч}10^{18}\text{ см}^{-3}$). Также был встречен кристалл додекаэдрического габитуса с концентрацией азота в форме А-центра $53,4\text{Ч}10^{18}\text{ см}^{-3}$. В россыпях бассейна р. Эбелях основная масса алмазов II разновидности представлена кристаллами с концентрацией азота в форме А-центра до $200\text{Ч}10^{18}\text{ см}^{-3}$ (рис. 3). Наиболее высокоазотными также являются кристаллы тетрагексаэдрического габитуса, основная масса которых имеет концентрацию азота от 150 до $200\text{Ч}10^{18}\text{ см}^{-3}$. Для всех кристаллов кубического габитуса и основной массы додекаэдровидов концентрация азота находится в пределах $50\text{--}150\text{Ч}10^{18}\text{ см}^{-3}$. Однако для 1/3 кристаллов додекаэдрического габитуса содержание азота в форме А-центра высокое (более $300\text{Ч}10^{18}\text{ см}^{-3}$). Кристаллы формы куб-октаэдр-ромбододекаэдр по содержанию азота занимает промежуточное положение (от 150 до $200\text{Ч}10^{18}\text{ см}^{-3}$)

В целом, по концентрации азота в форме А-центра алмазы двух исследуемых объектов отличаются незна-

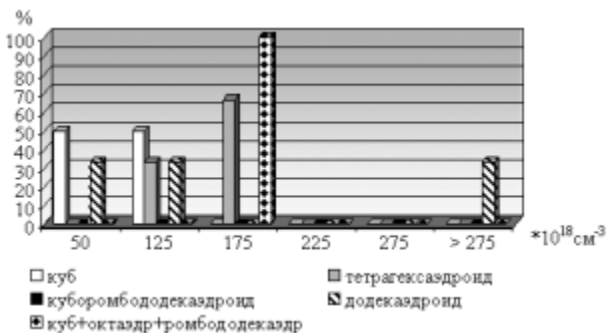


Рис. 3. Содержание азота в форме А-центра в кристаллах II разновидности из россыпи р. Эбелях (n=10)

чительно, несколько повышенные значения характерны для кристаллов из россыпи р. Билях (в среднем $160 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$), а среди таковых из россыпей бассейна р. Эбелях концентрация азота в форме А-центра в среднем составляет $148 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$. Корреляция морфологии алмазов с содержанием в них азота в форме А-центра показала более существенные различия исследуемых объектов. Если для кубов россыпи р. Билях концентрация азота в форме А-центра составляет от 140 до $264 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$, то кубы бассейна р. Эбелях содержат азот в концентрации $96\text{—}109 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$. Также обращает на себя внимание наличие в россыпях р. Эбелях додекаэдров с высоким содержанием азота более $300 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$.

Из вышесказанного следует предположить, что на существующем фоне присутствия схожих алмазов II разновидности на исследуемой площади [2] выделяются кристаллы, одинаковые по морфологии, но различающиеся по примеси азота в форме А-центра, что свидетельствует об отличиях в условиях их генезиса. Относительно высокое содержание кристаллов додекаэдрического габитуса из россыпей бассейна р. Эбелях говорит о том, что эти алмазы подвергались более интенсивным процессам растворения. Отличия физических особенностей алмазов II разновидности в отдельных россыпях северо-востока Сибирской платформы могут свидетельствовать о специфике их коренных источников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза // М.: Наука. 1984. 264 с.
2. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы // М.: Недра, 2003. 607 с.
3. Коптиль В. И., Зинчук Н. Н., Антипин И. И., Кедрова Т. В., Липашова А. Н. «Минералогия, физические особенности и распространенность окрашенных алмазов II разновидности по Ю. Л. Орлову из кимберлитовых тел и россыпей Сибирской платформы. Доклад 2. Россыпи северо-востока Сибирской платформы» // Труды Первого Российского совещания по органической минералогии. СПб., 2002.

УФИМСКОЕ ПЛАТО: НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ДЕСЯТИЛЕТНИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСТИ

А. Ю. Кисин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Исследования на Уфимском плато преследовали две основных цели: подтверждение модельных построений общекоровой складчатости и проверка прогноза на коренные источники алмазов, основанного на этих построениях. Исходя из модельных построений, признаками положительной общекоровой складки являются:

- тектонические границы структуры типа надвигов (взбросов) противоположного падения;
- приподнятое положение границы поверхности фундамента и подошвы верхней коры, и, напротив, опущенное положение границы Мохо, что обуславливает общее утолщение коры;
- сводовая структура по одному или нескольким горизонтам, отвечающая одной из фаз регионального сжатия;
- признаки растяжения на верхних горизонтах;
- кольцевые разломы в апикальной части;
- эруптивные брекчии и другие признаки газовых прорывов.

Кунгурско-Красноуфимский свод (ККС), которому в современном рельефе соответствует Уфимское пла-

то, обладает всеми перечисленными признаками общекоровой складки, о чем будет сказано в докладе.

Одним из наиболее важных результатов проведенных исследований, в отношении перспектив алмазности, является получение доказательств “местного” происхождения ассоциации метаморфических минералов (ставролита, дистена, силлиманита, корунда, эпидота и других). В пользу этого свидетельствуют следующие факты:

- площадь распространения данных минералов строго контролируется границами ККС;
- типоморфные признаки минералов меняются от участка к участку площади;
- исчезновение на локальных участках одних минералов и появление других;
- изменения соотношений основных минералов — ставролита и дистена: в южной половине площади 9:1, а в северной — от 3:1 до 1:2;
- выявление в апикальной части плато участков совместного нахождения легких и тяжелых минералов (кварц, мусковит, ставролит, дистен, турмалин, рутил, циркон, каолин), принадлежащих одному парагенезису;

— нахождение на поверхности некоторых зерен кварца деформированных чешуек графита, сохранность которого возможна лишь при весьма близких источниках сноса.

Подобные ассоциации метаморфических минералов в осадочных отложениях различного возраста достаточно широко распространены на площади ВЕП. Происхождение их традиционно связывается со сносом с известных выступов кристаллического фундамента (Балтийский щит, Воронежский массив) или с ледниковыми отложениями. Данное предположение принимается большинством исследователей без требования доказательств. Наличие зерен с механическим износом поверхности почти всегда объясняется дальностью переноса водным потоком или длительностью их пребывания в прибрежно-морских условиях.

Однако приведенные выше факты невозможно объяснить привносом этих минералов со стороны. Механический износ поверхности зерен минералов характерен и для части материала эруптивных брекчий. Как, например, объяснить, что на фоне силлиманит-дистен-ставролитовой ассоциации — корунд на одном участке представлен бесцветными, коричневыми или желтыми разности, на другом участке синими, на третьем — красными и т.д. Зерна его могут быть поражены трещинами отдельности на каком-то участке, на другом же они залечены и только характерная штриховка указывает, что данная отдельность была; на третьем же участке нет и признаков деформаций корунда. Если объяснять эти факты привносом корунда со стороны, то мы должны предполагать и большое количество его источников, при множестве протяженных изолированных водных потоков, что кажется совершенно не реальным. Аналогичная ситуация складывается и с другими минералами, что еще больше усложняет общую картину их возможных коренных источников. Вынос метаморфических минералов из пород нижележащего кристаллического фундамента кажется весьма реальным и единственным объяснением их появления на верхних горизонтах плато. В этом случае, все разнообразие минералов по их типоморфным признакам и ассоциациям легко объясняется анизотропным строением кристаллического фундамента, имеющего длительную геологическую предьсторию и претерпевшего высокоградиентный метаморфизм. Вынос же минералов из кристаллического фундамента в одно время и с большой площади, при большой мощности осадочного чехла, возможен лишь через аппарат эруптивных брекчий.

Первое появление метаморфических минералов в осадочном чехле плато связано с образованием дырчатых брекчиевых известняков (ДБИ), лежащих на границе нижнего и верхнего кунгура. Предшественниками ДБИ были отнесены к осадочным брекчиям. Наши исследования позволили пересмотреть эту точку зрения и связать их образование с резкой и интенсивной дегазацией нижележащих толщ: слабо литифицированные карбонатные осадки верхних горизонтов подверглись разрыхлению и насыщению флюидами, что вызвало их гравитационную неустойчивость и сползание в пониженные формы рельефа. При дегазации глубо-

ких горизонтов на поверхность были вынесены и минералы кристаллического фундамента. Выносу минералов предшествовала диспергация пород по механизму гидроразрыва. Быстрый вынос минералов с больших глубин на дневную поверхность обусловил сохранность в них высоких внутренних напряжений, в силу чего почти все минералы с плато подвержены сильному коррозионному растрескиванию. В результате этого зерна многих минералов в шлихах представлены обломками с поверхностями из старых и свежих сколов, а размер зерен редко достигает 3 мм. При этом достаточно хорошо распространены нетипичные сколы, например, раковистый излом на зернах дистена.

Решение проблемы коренных источников метаморфических минералов на Уфимском плато важно как для доказательства модели общекоровой складчатости, так и в отношении решения проблемы коренных источников уральских алмазов. Время первого появления комплекса метаморфических минералов в осадочном чехле плато относится к раннему кунгуру, времени завершения позднепалеозойской коллизии на Урале. Сводовая структура ККС также лучше всего проявлена по кровле артинских отложений. Следовательно, время формирования общекоровой складки относится к ранней перми. Метаморфические минералы данной ассоциации отсутствуют в терригенных отложениях венда, лежащих на породах кристаллического фундамента и сложенных продуктами его дезинтеграции. Отсюда следует, что верхние горизонты фундамента не содержали данные минералы в предвендское время, что хорошо согласуется с данными глубокого бурения на соседних Татарском и Коми-Пермяцком сводах. Следовательно, можно сделать вывод, что они вынесены из более глубоких горизонтов фундамента, претерпевших позднепалеозойский высокобарический метаморфизм. Последний предполагается исходя из представлений, что именно с ним связана сильная дегазация глубоких горизонтов коры. Высокобарическим метаморфизмом затронута и нижняя кора, о чем можно судить по наличию участков с минералами группы серпентинита, пироксена, амфиболов, хромшпинелидов и т.п. минералов. Серпентиниты с некоторых участков содержат зерна пиррофанита. На Ю. З. краю плато глубокой скважиной на глубине 3.4 км было подсечено тело лерцолитов мощностью около 7 м. Исследования имеющегося у нас образца лерцолита из керна этой скважины показали наличие в нем и манганоильменита, что сближает его с пиррофанит-содержащими серпентинитами. В серпентинитах же Урала, судя по литературным данным [1], пиррофанит неизвестен. В то же время он описывается в кимберлитовой трубке «Ермаковская-7» [2], а его разновидность *сенаит* известна в алмазоносных россыпях Бразилии [3] и Урала [2]. Если принять во внимание то, что в мезо-кайнозойских алмазоносных россыпях Урала широко распространены ставролит и дистен, то вполне вероятен снос алмазов с Уфимского плато.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64777-а) и НШ-85.2003.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Макеев А. Б.* Минералогия альпинотипных ультраабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
2. *Мальков Б. А., Филиппов В. Н.* Барифлогодит и акцессорный пиррофанит в алмазоносном кимберлите из труб-

ки Ермаковской-7 на Кольском полуострове // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, № 8. 2005. С. 5—10.

3. Минералы: справочник. М.: Наука, Т. 2. Вып. 3. 1967. 676 с.

УНИКАЛЬНАЯ АССОЦИАЦИЯ ЗОНАЛЬНОГО ГРАНАТА С ИЛЬМЕНИТОМ

В. П. Корнилова¹, З. В. Специус², А. С. Иванов¹, В. В. Роговой¹

¹ЦАЛ БГРЭ АК «АЛРОСА», Мирный

²ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», Мирный

При поисковых работах на алмазы широко применяются минералогические методы изучения спутников алмаза. Индикаторные минералы кимберлитов, найденные в шлиховых пробах, исследуются с целью установления класса износа минералов. Кроме того, определяются составы минералов для установления их принадлежности к различным глубинным ассоциациям, на основании чего, уже на стадии поисков, можно предположить возможную продуктивность вновь найденных тел.

При просмотре концентратов шлиховых проб Накынского кимберлитового поля и исследовании состава минералов-спутников алмаза нами обнаружен обломок породы, представленной гранат-ильменитовой ассоциацией с примазкой кимберлитового материала, которая характеризуется неординарным набором минералов и необычной зональностью граната (см. рисунок).

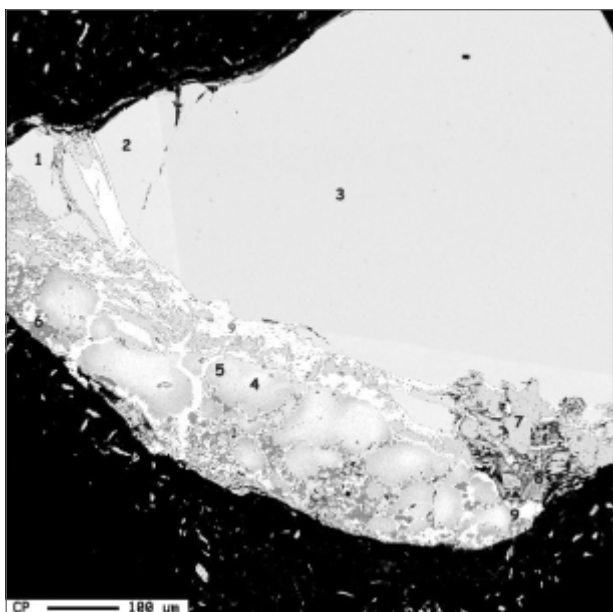
Гранат представлен изометричным округлым кристаллом, в центре которого обнаружен одноименный идиоморфный кристалл. Вокруг зерна граната развита келифитовая оболочка, состоящая из флогопита, которая отделяет гранат от оболочки, состоящей из зерен ильменита. Вокруг зерен ильменита располага-

ются микрокристаллы рутила. Порода пронизана вторичными прожилками пирита.

Кимберлитовый материал представлен серпентинитом (см. таблицу, ан. 8), хлоритизированным титанхромсодержащим флогопитом (1.46 мас. % TiO_2 , 1.18 мас. % Cr_2O_3) (ан. 7), микрокристаллом хромистого титансодержащего хромпикотита, содержащего 45.7 мас. % Cr_2O_3 , 3.21 мас. % Al_2O_3 и 7.96 мас. % TiO_2 (ан. 10). Такого состава хрошпинелиды широко распространены в основной массе кимберлитовых пород из трубок провинции.

Идиоморфный кристалл граната из центральной зоны (ан. 3) представлен практически бесхромовым пирропом (содержание Cr_2O_3 составляет 0.1 мас. %, CaO — 4.5 мас. %, Al_2O_3 — 23.25 мас. %), гранат из оболочки — пирропом с более высоким содержанием хрома и кальция (2.40 мас. % Cr_2O_3 и 5.76 мас. % CaO), но более низким — алюминия (20.97 мас. % Al_2O_3) (ан. 1, 2). Ильмениты соответствуют по составу высокохромистым и высокомагнезиальным пикроильменитам и также имеют зональное строение. Центральные (ан. 4) и периферийные (ан. 5) зоны пикроильменитов различаются содержаниями оксидов хрома и магния: центральные — более обогащены хромом и содержат меньше магния (5.23 мас. % Cr_2O_3 , 11.08 мас. % MgO), чем периферийные (3.55 мас. % Cr_2O_3 , 12.84 мас. % MgO).

Как по составу ильменита, так и по составу граната, данный образец соответствует гранат-ильменитовым сросткам из кимберлитовых трубок Мало-Ботубинского района, для которых установлены относительно широкие вариации в отношении хрома в гранатах (0.82—5.71 мас. % Cr_2O_3) и ильменитах (1.75—10.7 мас. % Cr_2O_3), а также других компонентов, согласно В. К. Гаранину с соавторами [1]. Гранаты из подобных сростков с ильменитом нередко имеют зональное строение, центральные части зерен гранатов отличаются повышенные содержания Cr и Mg и характеризуются фиолетовой окраской [1, 3]. По мере перехода к внешним зонам в гранатах уменьшаются содержания Cr и Mg и, соответственно, увеличиваются — Al , Ti и иногда Ca . Из описанных в литературе находок зональных гранатов в кимберлитах наиболее ярко подобная зональность проявлена в образце М-41 из трубки Мир [3], где содержание Cr_2O_3 уменьшается от 8.87 мас. % в центре зерна до 1.61 мас. % во внешней зоне,



Зональный гранат с ильменитом. Изображение получено на микроанализаторе Superprobe JXA 8800R, в режиме отраженных электронов. Номера точек на изображении соответствуют номерам анализов в таблице

№	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1, 2	Пироп_к*	42.3	0.7	20	2.4	18.6	0.5	9.7	5.8	0.1	0	100
3	Пироп_ц	42.7	0.3	22.3	0.1	18.7	0.4	10.5	4.5	0.1	0	99.5
4	Пикро_ц	0	47.8	0.8	5.2	11.1	0.3	32.8	0	0.1	0	98
5	Пикро_к	0	49.7	0.5	3.6	12.8	0.5	30.7	0	0	0	97.9
6	Рутил	0.5	95.5	0.1	0.3	0.1	0	0.6	0.2	0	0	97.4
7	Слюда	41.3	1.5	12.7	1.2	25.5	0	4.2	0.1	0.4	2	88.9
8	Серпентин	36.3	0	0.7	0.1	35.1	0	3.4	0.1	0	0	75.7
9	Пирит	0.1	1.7	0	0.1	0.1	0.8	55.5	0	0.1	0	58.2
10	Хромит	0	8	3.2	45.7	9.8	0.5	30.9	0.4	0	0	98.4

* ц — центр зерна, к — край зерна.

при соответствующем увеличении TiO₂ от 0.34 до 0.70 мас. %.

Характеризуемый образец отличается от других находок зональных гранатов в сростках с ильменитом как уникальностью ассоциации составляющих его минералов (наличием рутила), так и совершенно другой — обратной зональностью. В данном случае, центральная часть зерна граната представлена кристаллом идиоморфной формы, который по составу отвечает гранатам из эклогитов (рисунок, точка 3). Внешняя зона граната, примыкающая к ильмениту, представлена хромсодержащим пиропом с повышенными содержаниями хрома и титана (точки 2, 3), т. е. имеет состав обычный для данного минерала в сростках с ильменитом.

Таким образом, в данном случае, в небольшом по размеру обломке породы, зафиксировано совмещение эклогитового и перидотитового парагенезисов, которые до сих пор были отмечены только среди включений в алмазах [4]. Причем, случаи находок совмещения основной — эклогитовой и ультраосновной — ильменитсодержащей ассоциаций нам неизвестны. С нашей точки зрения, наиболее реальным объяснением образования подобного взаимоотношения минералов, представляется захват эклогитового граната при внедрении прожилка ильменит-гранатового состава, что, вероятно, произошло в мантийных условиях. Помимо этого, в образце имело место последующее наложение

процессов метасоматоза с которым связано образование рутила и флогопита, вероятно как следствие взаимодействия эклогит-ультрамафитовых расплавов.

В заключение необходимо подчеркнуть, что обнаружение совмещенного эклогит-перидотитового парагенезиса в небольшом по объему образце, равновеликом алмазу, указывает на возможность образования подобных ассоциаций в мантии и, в свою очередь, объясняет вероятный механизм образования совмещенных парагенезисов минеральных включений в алмазах.

Находка такого образца предполагает вероятность обнаружения в данном районе ильменитсодержащих кимберлитовых тел. В известных кимберлитопоявлениях Накынского поля пикроильменит достоверно не установлен [2].

ЛИТЕРАТУРА.

1. Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Сошкина Л. Т. Ильменит из кимберлитов. М.: Изд. МГУ, 1984. 239 с.
2. Корнилова В. П., Фомин А. С., Зайцев А. И. Новый тип алмазоносных пород на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. № 13—14. 2001. С. 105—117.
3. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии / Труды ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск: Наука, № 183. 1974. 264 с.
4. Wang W. Formation of diamond with inclusions of "mixed" eclogitic and peridotitic paragenesis // Earth and Planet Sci. Lett. V. 160. 1999. P. 831—843.

ЭЛЕКТРОННО-ЗОНДОВОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЦИНКА В ШПИНЕЛЯХ И НИКЕЛЯ В ГРАНАТАХ ДЛЯ ЗАДАЧ ТЕРМОМЕТРИИ ПЕРИДОТИТОВ

В. Н. Королюк, Ю. Г. Лаврентьев, Л. В. Усова

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

В аналитическом обеспечении поисковых работ на алмазы широко используется электронно-зондовый микроанализ (РСМА). Результаты массовых определений состава индикаторных минералов — спутников алмаза (гранатов, хромшпинелидов и др.) помогают оценить термодинамическую обстановку образования исходных парагенезисов [1, 2]. Наряду с этим нередки случаи, когда в распоряжении исследователей имеются лишь отдельные мономинеральные зёрна. В таких ситуациях особую роль приобретают иные способы

расчёта T , опирающиеся на температурные закономерности распределения в минералах компонентов с низкими концентрациями. Однако электронно-зондовый анализ фаз на элементы-примеси представляет сложную аналитическую задачу. Во-первых, из-за их предельно низкого содержания. Во-вторых, из-за небольшой вариации концентрации при изменении температурных условий в сотни градусов. Указанные обстоятельства предопределяют повышенные требования к точности измерений. По этим причинам изучение по-

добного рода закономерностей проводят с помощью уникальных высокочувствительных локальных методов. Например, таких, как протонное микрозондирование (метод PIXE). С применением протонного микрозонда группа австралийских исследователей выявила надёжную корреляцию концентрации цинка и никеля с температурой минерального равновесия и разработала Zn-шпинелевый и Ni-пироповый геотермометры [3, 4]. Данная работа направлена на расширение возможностей РСМА и излагает методику определения указанных элементов на доступной аппаратуре электронного микрозондирования с точностью, удовлетворяющей требованиям термометрии перидотитов. Методики разработаны под имеющиеся в ИГМ СО РАН микрозонды CAMEBAX MICRO (фирма CAMECA, Франция) и JXA-8100 (фирма JEOL, Япония).

1. Zn-шпинелевый геотермометр. Уравнение линейной регрессии

$$1000/T \text{ (K)} = -0.9 + 0.26 \cdot \ln \text{Zn (ppm)},$$

связывающее концентрацию элемента с температурой образования минерала построено по результатам определений цинка в хромшпинелидах из перидотитов на протонном микрозонде. Привлекались данные по температуре, установленной по содержанию Ni в сосуществующих Cr-пиропсах. Разброс точек относительно линии регрессии характеризуется среднеквадратической погрешностью s , принимающей значение для температуры в 70° . Это эквивалентно разбросу концентрации в 170 ppm. Для воспроизведения геотермометра без заметной потери точности с помощью какого-либо иного аналитического метода, необходимо, чтобы его ошибка была по крайней мере не более половины от указанной величины. Отсюда вытекает требование: погрешность определений для электронных микрозондов не должна превышать 80 ppm.

Необходимость максимально снизить предел обнаружения при относительно коротковолновом характере аналитической Zn Ka-линии обусловила выбор условий измерений: ускоряющее напряжение 25 кВ, ток зонда ~ 100 нА (для прибора CAMEBAX MICRO максимальный стабилизируемый ток), время измерения 100 с, кристалл-анализатор LIF. На JXA-8100 для регистрации сигнала используется светосильный спектрометр H-типа. Образцом сравнения служит синтетический монокристалл ZnFe_2O_4 . Валовый состав хромшпинелидов, по которому рассчитывались поправки в результаты анализа, определяли предварительно по общепринятой методике. Спектральное распределение интенсивности в окрестности аналитических линий было изучено с помощью модельных образцов — монокристаллов простых окислов, составляющих хромшпинелиды: MgO , Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 и Fe_2O_3 . Фон не имеет каких-либо заметных особенностей и с увеличением длины волны монотонно снижается по зависимости, близкой к линейной, причем наклон фона закономерно возрастает от легких окислов MgO , Al_2O_3 к тяжелым Cr_2O_3 , Fe_2O_3 . Таким образом, изменение интенсивности фона зависит от состава образца, и, значит, целесообразно измерять его по классическому рецепту с двух сторон от аналитической линии. На микрозонде CAMEBAX MICRO измерения вели на

расстоянии ± 700 шагов (один шаг соответствует изменению синуса угла отражения на 10^{-5}), на JXA-8100 — после смещения кристалла-анализатора на ± 3 мм. Предел обнаружения, рассчитанный по 3s-критерию, составил 80 ppm для прибора CAMEBAX MICRO и 60 ppm для JXA-8100.

Метрологические характеристики методики изучены на выборке из 56 образцов хромшпинелидов (коллекция Н. В. Соболева), представляющих собой включения в алмазах из якутских кимберлитовых трубок Мир, Удачная, Айхал. В 1990—1992 годах они были проанализированы В. Л. Гриффином на протонном микрозонде в Университете Макуори (Австралия). Содержание Zn, типичное для хромшпинелидов из перидотитов, колеблется в пределах от 400 до 900 ppm. Стандартное отклонение сходимости, рассчитанное по разбросу параллельных определений, равно 24 и 35 ppm соответственно для JXA-8100 и CAMEBAX MICRO. В целом можно заключить, что сходимость РСМА определений составляет примерно 30 ppm и с большим запасом удовлетворяет сформулированному выше требованию. Правильность электронно-зондовых определений s , рассчитанная по расхождению с результатами PIXE анализа, оценена в 33 и 42 ppm. Это соответствует стандартному отклонению по температуре в $20\text{—}30^\circ$, что значительно меньше погрешности собственно шпинелевого геотермометра.

2. Ni-пироповый геотермометр. Суть его калибровки подобна построению Zn-шпинелевого термометра. Выведено соотношение [4]

$$1000/T \text{ (K)} = 1.506 - 0.189 \cdot \ln \text{Ni (ppm)},$$

в котором температура минерального равновесия была рассчитана по оливин-гранатовому термометру [5]. Сами авторы, проверяя полученное выражение, оценили расхождение Ni-пиропового и оливин-гранатового термометров величиной стандартного отклонения $s = 50^\circ$.

Наибольшие затруднения при электронно-зондовом определении Ni в пиропсах связаны с его низким содержанием. Даже в наиболее высокотемпературных образцах ($T = 1500^\circ\text{C}$) концентрация Ni не превышает 145 ppm, а в большинстве случаев составляет всего несколько десятков ppm. Очевидно, что использование РСМА может стать успешным только при достижении предела обнаружения, близкого к рекордным показателям метода, т.е. близкого к величине ~ 10 ppm. Тогда область гарантированных определений начнется с содержания Ni в 20 ppm, что соответствует нижнему пределу определяемых температур ~ 800°C . Получение подобных показателей при сколько-нибудь массовых анализах возможно только на анализаторах последнего поколения типа JXA-8100. Для достижения необходимых характеристик использован комплексный подход. Увеличили длительность облучения пробы и ток зонда до пределов, обусловленных электронно-оптической системой микрозонда и термическими свойствами образцов. Наконец, использовали параллелизацию измерений: регистрацию Ni Ka-линии вели одновременно на трех спектрометрах, два из которых стандартные, а третий светосильный. В результате, число регистрируемых импульсов на образце удалось

увеличить более чем в 36 раз по сравнению с предыдущей методикой. Первые два приема тривиальны, однако их реализация возможна только на анализаторах последнего поколения, поскольку только на них долговременно обеспечивается необходимая стабильность работы аппаратуры. Спектральное распределение фона в окрестности аналитического сигнала достаточно гладкое и не вызывает каких-либо затруднений при его определении. В конечном итоге, методика количественного определения Ni в пиропе сводится к следующему: ускоряющее напряжение 25 кВ; ток зонда 300 нА при расширенном до 5 мкм пучке; кристалл-анализатор LiF; время набора сигнала на пике линии и фоне по 400 с (фон регистрируется на расстоянии 1.25 мм по обе стороны от пика); образец сравнения — оливин Ч-1 (содержание Ni = 2750 ppm). Измерение ведётся одновременно на трех спектрометрах с последующим усреднением концентрации. Стандартное отклонение разброса данных между каналами составляет ~ 5 ppm.

Для оценки метрологических характеристик методики использованы 52 образца хромовых пиропов — включений в алмазах из кимберлитовых трубок Удачная и Сытыканская (коллекция Н. В. Соболева). В 1990—1992 гг. они также были проанализированы методом PIXE в Университете Макуори. Содержание Ni в них лежит в пределах от 35 до 90 ppm. Среднеквадратичная погрешность сходимости, оцененная по разбросу параллельных определений, составила 6 ppm для стандартного спектрометра, 4 ppm для светосильного и 3 ppm для суммарного результата. Примерно такова же воспроизводимость и при анализе пиропы О-145 из трубки Обнаженная, который использовался нами как контрольный образец при всех электронно-зондовых определениях Ni и вообще широко известен как стандартный образец состава при анализе породообразующих минералов. Пользуясь случаем, приводим результат многократного определения в нём содержания Ni — 65 ppm.

Сравнение полученных результатов с данными протонного микрозондирования позволяют получить представление о правильности методики. Расхождение между методами характеризуется стандартным отклонением 9 ppm при незначимом смещении. По температуре это даёт ~ 50°, что соответствует неопределённости при сопоставлении Ni-пиропового и оливин-гранатового термометров.

Таким образом, разработанные методики количественного определения содержания примеси Ni в Спиропе и Zn в хромшпинелидах на электронных микрозондах удовлетворяют требованиям термометрии перидотитов и могут быть включены в практику аналитических исследований. Следует заметить, что погрешность самих термометров зависит от температуры (измеряемой концентрации). С ростом Т ошибка шпинелевого термометра увеличивается, а пиропового, наоборот, падает. Их совместное применение снизит неопределённость в рассчитываемых температурах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соболев Н. В. О минералогических критериях алмазности кимберлитов // Геология и геофизика. № 3. 1971. С. 70—80.
2. Sobolev N. V., Lavrent'ev Yu. G., Pokhilenko N. P., Usova L. V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 40. 1973. P. 39—52.
3. Griffin W. L., Sobolev N. V., Ryan C. G., Pokhilenko N. P., Yefimova E. S. Trace elements in garnet and chromites: Diamond formation in the Siberian lithosphere // Lithos. Vol. 29. 1993. P. 235—256.
4. Ryan C. G., Griffin W. L. Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks // J. Geophys. Res. Vol. 101. 1996. P. 5611—5625.
5. O'Neill H. S. C., Wood B. J. An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer // Contr. Mineral. Petrol. Vol. 70. 1979. P. 59—70.

ШПИНЕЛИДЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

С. И. Костровицкий¹, М. А. Горнова¹, Л. В. Соловьева², С. С. Мацюк³,
Н. В. Алымова¹, Д. А. Яковлев¹, Л. Ф. Суворова¹

¹ Институт геохимии СО РАН, Иркутск

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

³ Институт минералогии, Киев, Украина

Шпинелиды являются одним из основных типоморфных минералов кимберлитов, играющих важную роль при поисковых работах на алмазы. Хотя описанию их состава посвящено большое число публикаций, но вопросы типохимизма, их генезиса остаются не до конца решенными.

Настоящее исследование является обобщением, как литературных данных [1—3 и другие], так и полученных при изучении представительных коллекций шпинелидов из кимберлитов, слагающих Далдынское, Алакит-Мархинское, Верхне-Мунское поля и ряд полей Прианабарья. Рассмотрен типо-

химизм следующих генетических групп шпинелидов: 1) акцессорных макрокристаллических зерен из тяжелой фракции кимберлитов размером от 0.1 до 1—2 мм; 2) входящих в состав основной массы кимберлитов размером, как правило, менее 0.1—0.2 мм; 3) из мантийных ксенолитов; 4) из образующих алмазосодержащие ассоциации (включения хромитов в алмазах и алмаз-хромитовые сростки). Основная наша задача заключается в описании главных трендов кристаллизации шпинелидов разных групп, характерных для кимберлитов разных полей Якутской провинции.

Шпинелиды из глубинных ксенолитов. В основу исследования положено общепринятое деление мантийных ксенолитов на равномернозернистые и порфирукластические разновидности, на шпинель- и гранат-содержащие типы пород. Наиболее показательными графиками, иллюстрирующими особенности распределения состава шпинелидов, являются графики корреляции магнезиальности

$$(\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}) \times 100)$$

с Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 , а также корреляции Cr_2O_3 с TiO_2 . На соответствующих графиках фигуративные точки составов шпинелидов разных мантийных парагенезисов из алмазосодержащих кимберлитов образуют отдельные, частично пересекающиеся друг с другом поля. При этом шпинелиды разных парагенезисов демонстрируют разные корреляционные соотношения между оксидами, что свидетельствует о полной независимости в генетическом плане исследуемых групп шпинелидов. Основными особенностями состава шпинелидов из мантийных ксенолитов являются их относительно высокая магнезиальность, низкое содержание титана и трехвалентного железа (рассчитанного по стехиометрии минерала), отсутствие или слабая выраженность значимых корреляций между оксидами. Факторный анализ состава шпинелидов из глубинных ксенолитов также подтверждает вывод о том, что шпинелиды разных парагенетических групп характеризуются разными полями и разными трендами состава. Хотя наиболее существенным общим фактором изменчивости мантийных ксенолитов является фактор, связанный с изоморфным замещением хромитового (FeCr_2O_4) на шпинелевый (MgAl_2O_4) минал, следует заметить, что большинство отдельных парагенезисов (например, дунитовый, гарцбургитовый, Sp-Gar лерцолитовый, пироксенитовый) образуют тренды, обусловленные изоморфизмом, в котором ключевую роль играет Ti и Fe^{+3} .

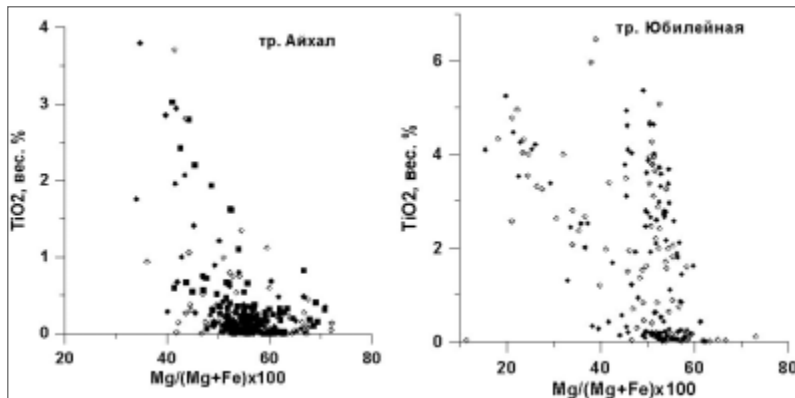
Шпинелиды из алмазосодержащих ассоциаций. Уникальность состава шпинелидов, парагенезисов с алмазами, была установлена Н. В. Соболевым [2—3]. Максимальное содержание хрома, соответственно низкое содержание глинозема, а также окисленного трехвалентного железа — основные особенности их состава, которые легли в основу разработанного автором критерия алмазосодержащих ассоциаций кимберлитов.

Наша база данных, созданная по литературным источникам, включает анализы состава шпинелидов из трубок Мир, Удачная, Интернациональная, как из алмазосодержащих ксенолитов, так и из включений в алмазах и шпинель-алмазных сростков. Отличительной особенностью бинарных графиков является отсутствие для большинства оксидов (за исключением глинозема) значимых корреляций с магнезиальностью. Шпинелиды из сростков по сравнению со шпинелидами из включений в алмазах отличаются повышенным в них содержанием TiO_2 и Fe_2O_3 . Повышенное содержание титана и трехвалентного железа устанавливается также в алмазосодержащих дунитах. Основными факторами изменчивости состава шпинелидов алмазных ассоциаций являются: 1) $\text{Mg}_{0.85}\text{Al}_{0.73} - \text{Fe}_{0.81}\text{Cr}_{0.52}$ 2) $\text{Ti}_{0.86}\text{Fe}_{0.52}^{+2}\text{Fe}_{0.29}^{+3} - \text{Cr}_{0.52}\text{Mg}_{0.39}$, соответствующие шпинель-хромитовому и магнезиохромит-ульваши-

пель-магнетитовому изоморфным замещениям миналов. Тренды состава шпинелидов из алмазосодержащих ассоциаций уникальны по направлению, они не совпадают с направлением трендов, образуемыми шпинелидами из мантийных ксенолитов и акцессорными шпинелидами из кимберлитов. Содержание хрома в шпинелидах из алмазосодержащих ассоциаций остается постоянным на одном высоком уровне, при широкой вариации параметра магнезиальности.

Шпинелиды основной массы кимберлитов. К шпинелидам данной группы мы относим зерна эвгедральной, субгедральной формы, размером менее 0.1—0.2 мм, которые несомненно кристаллизовались в заключительную стадию становления кимберлитовых трубок. В отличие от шпинелидов других генетических групп в группе шпинелидов основной массы наряду с хромом, аллюмошпинелидами обнаруживаются (и более того, играют значительную роль) магнетиты, титаномагнетиты. Особенности состава шпинелидов основной массы кимберлитов, как из южных алмазосодержащих, так и из северных полей, являются их низкая магнезиальность ($\text{Mg}\#$ варьирует, в основном, в интервале от 0 до 50 %) и высокое содержание титана (до 20 % и более TiO_2), марганца (до 2 % и более MnO), окисленного железа (до 70 % и более Fe_2O_3). Бинарные графики демонстрируют наличие значимой корреляции только для трехвалентных оксидов Fe_2O_3 и Al_2O_3 (слабее с Cr_2O_3). Ни TiO_2 , ни MnO коррелятивных связей с магнезиальностью не образуют. Своеобразие состава шпинелидов основной массы кимберлитов отражено в факторах его изменчивости, которые соответствуют следующим гетеровалентным замещениям: $(\text{Al}, \text{Cr})^{+3} + \text{Mg}^{+2} \leftrightarrow \text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2}$; $2(\text{Cr}, \text{Fe}, \text{Al})^{+3} \leftrightarrow \text{Ti}^{+4} + (\text{Mn}, \text{Fe})^{+2}$; $\text{Fe}^{+2} + \text{Cr}^{+3} \leftrightarrow \text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+3}$. Во всех перечисленных замещениях ведущая роль принадлежит миналам магнетита, ульвашипели, магнезиоферрита.

Акцессорные шпинелиды из кимберлитов. К группе отнесены кристаллы идиоморфной, субидиоморфной, округлой, иногда угловатой обломочной формы размером от 0.1—0.2 до 1—2 мм, и редко более. Более высокая насыщенность акцессорными шпинелидами отмечается в высокомагнезиальных разновидностях кимберлитов. Железисто-магнезиальный тип кимберлитов реже демонстрирует высокое насыщение шпинелидами (в трубках Юбилейная и Снежинка (Алакит-Мархинское поле)). Общей особенностью всех графиков $\text{TiO}_2 - \text{Cr}_2\text{O}_3$, $\text{Mg}\# - \text{Cr}_2\text{O}_3$, $\text{Mg}\# - \text{TiO}_2$ для акцессорных шпинелидов (см. рисунок) является наличие двух трендов состава, — при этом две ветви графиков всегда сходятся в одной вершине. Низкомагнезиальная ветвь графика демонстрирует четкую обратную корреляцию с титаном и прямую корреляцию с хромом. Высокомагнезиальная ветвь обнаруживает практическое отсутствие корреляции с титаном. Контрастно разные графики демонстрируют шпинелиды из кимберлитов разных петрохимических типов. Для высокомагнезиального низкотитанистого типа кимберлитов (из трубок Айхал, Нюрбинская) характерны графики $\text{Mg}\# - \text{Cr}_2\text{O}_3$ с невыразительной низкомагнезиальной ветвью. Магнезиально-железистый тип кимберлитов (из трубок Юбилейная, Начальная, Снежинка) с содер-



Графики корреляции состава акцессорных шпинелидов для кимберлитов высокомагнезильного (трубка Айхал) и магнезиальножелезистого (трубка Юбилейная) типов кимберлита

жанием $\text{TiO}_2 > 1$ вес. % демонстрирует соответствующие графики с четко выраженными двумя трендами, — для низкомагнезиальных (до 45—46 % Mg#) и высокомагнезиальных (свыше 45—46 % Mg#) разностей шпинелидов. Содержание TiO_2 в шпинелидах обеих ветвей достигает 4—5 вес. %. Шпинелиды из разных трубок даже одного петрохимического типа характеризуются распределениями состава, которые при наличии общих черт четко индивидуализированы.

Факторы изменчивости состава акцессорных шпинелидов заметным образом зависят от петрохимического типа кимберлитов, которому они принадлежат. Для шпинелидов из кимберлитов магнезиально-железистого типа основным фактором изменчивости является $\text{Al}_{0.8}\text{Mg}_{0.72}\text{Fe}^{+2}_{0.93}\text{Mn}_{0.85}\text{Ti}_{0.51}\text{Fe}^{+3}_{0.48}\text{Cr}_{0.36}$, который указывает на доминирующую роль таких изовалентных и гетеровалентных замещений, как: $\text{Mg}^{+2} \leftrightarrow (\text{Mn}, \text{Fe})^{+2}$; $2(\text{Al})^{+3} \leftrightarrow \text{Ti}^{+4} + (\text{Mn}, \text{Fe})^{+2}$; $\text{Al}^{+3} \leftrightarrow \text{Cr}^{+3}$. Хром-глинозем-

ный изоморфизм играет здесь подчиненную роль. Для шпинелидов из кимберлитов магнезиального типа основным фактором является $\text{Al}_{0.89}\text{Mg}_{0.86}\text{Mn}_{0.91}\text{Fe}^{+2}_{0.89}\text{Cr}_{0.79}\text{Ti}_{0.46}$, в котором наиболее значительным является шпинель-хромитовый изоморфизм миналов.

Ключевым для настоящего исследования явился вопрос, каково происхождение группы акцессорных шпинелидов. Выше показано, что шпинелиды из разных генетических групп характеризуются четкими отличиями, как по трендам состава, так и по основным факторам изменчивости состава. Своеобразие трендов состава группы акцессорных шпинелидов позволяет

сделать вывод о фенокристом происхождении доминирующей их части. Этот вывод очень важен для выяснения индивидуальных условий становления кимберлитов в разных трубочных телах на протяженном пути — из мантийного очага до трубочного канала.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 06-05-64756, 06-05-64981 и интеграционных проектов ОНЗ-2.1. и СО РАН № 21.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мацюк С.С., Платонов А.Н., Польшин Э.В. и др. Шпинелиды мантийных пород. Киев: Наукова Думка, 1989. 212 с.
2. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
3. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазности кимберлитов // Геология и геофизика. № 3. 1971. С. 70—80.

ИНТЕГРАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ СРЕДНЕТИМАНСКИХ ПАЛЕОРОССЫПЕЙ

А. А. Котов¹, И. В. Швецова²

¹Международная академия минеральных ресурсов, Москва

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

На Среднем Тимане известны три поля палеороссыпей: 1) *Пижемское* в составе Ичет-Ю, Золотокаменного, Сидоровского и Савельевского участков; 2) *Щугорское* в составе Югид-Ю и Щугор; 3) *Цилемское* в составе Джын-Ю и Ыджид-Ю.

Первое характеризуется многослойным геологическим разрезом с последовательностью четырех металлоносных горизонтов, разделенных кварц-сидеритовым, каолин-кварцевым и кварцевым слоями. Второе характеризуется погребенными корами выветривания, а третье — прибрежно-морскими песчаниками, разделенными прослоями алевролитов. По сумме информации построена *геологическая модель* стратифицированных среднетиманских месторождений.

Золото-алмазонасные кварцевые галечники, гравийники и пески («риф» мощностью 0.2—2 м) явля-

ются региональным маркером. Важная палеофлористическая датировка, полученная в 1991 г. Б. А. Мальковым и О. П. Тельновой (верхний эйфель), кладет конец многолетним спорам о стратиграфической позиции этого экзотического минерагенического горизонта в рамках почти всего довизейского палеозоя. Невыводимость минералогии его из подстилающих и неупроченность в вещественном составе вышележащих толщ, свидетельствует о крупной верхнеэйфельской перестройке и иной локализации местных шлихосборов с выводом в зону размыва кимберлитовых, черно- и зеленосланцевых минерализованных золотом зон, полей полевошпатовых метасоматитов и щелочно-карбонатитовых пород. Тонкий дефляционный плащ развееванного аллювия и прибрежного эола явился «накопительной ведомостью» тяжелых мине-

ралов и кварца из вернейфельской мозаики шликсборов.

Раздельная геометризация Ичетьюского пласта (по алмазам, золоту, редким землям, танталу-ниобатам, кварцу высокой чистоты) дает разорванные, прихотливые контуры и обесценивает запасы. Остается в силе изначальный подход к геометризации полиминерального «риффа» как единого пласта большого комплекса полезных ископаемых для безотходной отработки по подходящей геотехнологии.

Целевой послыйный отбор шликсов и концентратов из естественных обнажений и стенок сохранившихся расчищенных выработок — карьеров, шурфов, траншей и расчисток — позволил построить *минералогическую модель* Пижемского поля россыпей, перекинуть информационный мостик к обширным архивным и отчетным материалам С. Ф. Пачуковской, Н. В. Повонской, Л. П. Бакулиной, В. А. Кудрявцевой, М. А. Асеевой, Е. А. Кавалершиной, Р. Ф. Дунашиной.

С учетом контрольных анализов И. В. Швецовой выделяются следующие минералогические горизонты:

- 1) Плотик: сланцы и песчаники лунвожской свиты рифея;
- 2) Базальные титаноносные слои (ильменит-лейкоксеновые с куларитом и золотом);
- 3) Биминеральные (ильменит-лейкоксеновые) слои;
- 4) Кварц-сидеритовый прослой;
- 5) Лейкоксен-цирконовые слои (с повышенным содержанием рутила);
- 6) Каолин-кварцевый горизонт (VI пласт);
- 7) «Риф» (золото-алмазоносный) с экзотической минералогией;
- 8) Кварцево-песчаные слои;
- 9) «Мусорные» слои (альмандин-дистеновые и др.).

Подходящей *математической моделью* титановых пластов является двухмерное автокоррелированное поле, рассчитанное по алгоритмам крайгинга в нотации программного обеспечения Якутского ВЦ (А. А. Котов, А. В. Крюковская, В. Я. Ахчагнырова) конца 60-х годов.

В отличие от Д. Крайга (ЮАР) и Ш. Матерона (Франция), использующих в качестве математической

модели пластовых месторождений структурные функции, вариограммы, построенные по численным значениям пластопересечений, в Якутском геологоуправлении был избран вариант крайтинга с использованием математического аппарата двумерных полей случайных функций. Автокорреллограммы, рассчитанные по пластопересечениям, позволили выстроить алгоритмы и программы оценки ресурсов, подсчета запасов, геометризации расчета рациональной сети выработок, оценки надежности подсчета и других операций обработки геолого-разведочной информации (система программ для ЭВМ «САОРИ»).

В начале 70-х годов прошлого столетия в Якутском геологоуправлении была разработана также математическая модель алмазных месторождений, исходя из статистического распределения кристаллов по закону редких событий Пуассона, из него следовали алгоритм и программы расчета схемы опробования алмазных россыпей и трубок, оценки ресурсов, блокировки и подсчета запасов. Программное обеспечение для ЭВМ было реализовано применительно к богатейшей в мире трубке «Интернациональная» и для крупнейшего в мире месторождения трубки «Удачная-Восточная» и «Удачная-Западная» (А. А. Котов, А. В. Крюковская, Т. М. Маханова, В. Я. Арчагнырова, 1974—75 гг.).

Для среднетиманских алмазных невысоких концентраций с крупными кристаллами эти разработки приложимы еще в большей степени, чем для якутских объектов. Однако построение гистограмм для отдельных полигонов Терры-2, «Тимангеологии» затруднительно. Важны могут быть не цифры, а понимание результатов: в частности обязательное наличие «пустых» проб в пределах блока, неприемлемость среднеарифметических оценок, возможность прогнозирования продукции по классам крупности.

В докладе даны образцы расчетов применительно к Умбинскому участку Ичет-Ю.

Четыре модели не исчерпывают интегральный информационный образ среднетиманских россыпей. Предстоит выстроить *генетическую их классификацию*.

Библиография вопроса 30 публикаций, отчетов и архивных материалов.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕРСПЕКТИВАХ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

П. П. Курганьков, И. А. Кузьмин

Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Красноярск

Работами последних лет получен материал, свидетельствующий о возможном существовании в Центрально-Сибирском регионе новой (Енисейской) алмазоносной провинции, включающей структуры Енисейского кряжа. Вся история развития Енисейского кряжа свидетельствует о его неразрывности со структурами собственно Сибирской платформы. Отмечаются единые этапы ослабления и усиления тектоно-магма-

тической активизации, а также эпох потенциально алмазоносного магматизма.

Предполагается, что имели место несколько фаз проявлений алмазоносного магматизма, от докембрия до мезозоя включительно.

В пределах прогнозируемой Енисейской алмазоносной провинции предполагается возможность проявления, как кимберлитового, так и некимберлитового маг-

матизма. Кроме того, предполагается, что помимо трубчатых, в изучаемом регионе, вполне возможно ожидать наличие тел других морфологических форм: чашеобразные и дайковые тела; лополитоподобные силлы; веретенообразные (слепые) тела с штокверкоподобной системой ветвящихся прожилков в перекрывающих толщах («волосная шапка»).

Выделяется несколько районов перспективных в отношении коренной алмазоносности.

Большепитский алмазоносный район выделен в пределах прогнозируемой Енисейской алмазоносной провинции в Заангарской части Енисейского кряжа, в бассейне р. Большой Пит. Район приурочен к тектоническому узлу, в пределах которого выявлен ряд благоприятных морфоструктур. В аллювиальных отложениях обнаружены кристаллы алмазов, предположительно транспортированных из этих районов. В нижнем течении р. Большой Пит и его притоках (р. Мельничная, руч. Точильный) было выявлено 8 алмазов весом от 1 до 130 мг.

Вельминский алмазоносный район пространственно приурочен к бассейну р. Вельмо. В пределах района известна непромышленная россыпь алмазов, из которой извлечено 12 кристаллов. Один кристалл, весом 20.4 мг, найден в отложениях II надпойменной террасы р. Тунга.

Авторами, в районе установлено наличие в левых притоках нижнего течения р. Чапы (р. Жадуга, руч. Анашкин) минералов-спутников: пиропов, перовскита, хромшпинелидов и пикроильменита. Установлено наличие широкого спектра минералов-спутников юго-западнее, в непосредственной близости от известной россыпи алмазов. Так, по р. Большая Черная и ее правому притоку р. Малая Колонка, отмечены единичные знаки пиропов, пикроильменита, бадделеита, хромшпинелидов, весовые содержания перовскита. В аллювии р. Тунга в шлихах встречена платина, наличие которой является косвенным признаком существования в районе тел ультраосновного состава. На западной окраине района известна находка алмаза в правом притоке р. Рыбная системы р. Вороговки.

Снос минералов-спутников в современный аллювий, вероятно, происходил из промежуточного коллектора, располагавшегося на водоразделах рек Большая и Малая Жадуга, а также Большая и Малая Колонка, куда они, в свою очередь, попадали с прилегающих к палеопонижению двух палео-брахиантклиналей, расположенных в верховьях р. Большая Черная и в междуречье рек Тунга—Усть-Чапа, где и может располагаться коренной источник.

Мотыгинский потенциально перспективный алмазоносный район расположен в южной части Енисейского кряжа, в бассейне р. Ангары. Здесь были обнаружены брекчиевидные породы схожие с кимберлитами. Кроме того, в 5 км к северо-западу от пос. Мотыгино, в терригенных отложениях неогенового возраста был обнаружен алмаз весом 7 мг.

Кроме вышеперечисленных районов, в пределах прогнозируемой Енисейской алмазоносной провинции, следует отметить Чапинский предположительно алмазоносный район. Отправной точкой отнесения района к перспективным, послужило выявление на площади лампроитоподобных пород и собственно лампроитов и кимберлитов, определенных непосредственно авторами в период проведения полевых работ, и подтвержденных результатами лабораторных исследований.

Но основные перспективы, по нашему мнению, следует связывать не с выявленными, и достаточно хорошо опробованными в пределах района телами, а с площадью водораздела рек Чапа — Большая Черная, что подтверждается палеогеографическими, структурно-тектоническими построениями, а также результатами опробования.

Представляется, что часть выявленных минералов-спутников по левым притокам р. Чапа, а также непромышленная россыпь алмазов р. Вельмо имеют один источник, который предполагается на водораздельной части рек Чапа, Большая Черная, Вельмо. Малое количество пиропов кимберлитовой ассоциации можно объяснить тем, что источником алмазов, вероятно, являются лампроиты (возможно — смешанный тип), для которых наличие пиропов не характерно.

ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-СИБИРСКОГО РЕГИОНА

П. П. Курганьков

Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Красноярск

В пределах Центрально-Сибирского региона выделяется несколько потенциально перспективных провинций. В первую очередь — это юг Сибирской платформы, а именно, территории Красноярского края и Эвенкийского АО (Енисейская и Ангаро-Тунгусская алмазоносные провинции); север региона, включая Харамайский и Попигаевский алмазоносные районы, Горный Таймыр; ближайшее складчатое обрамление Сибирской платформы.

В пределах Эвенкийского АО известно Харамайское кимберлитовое поле, перспективы которого так и

не определены. Кроме того, выявлены районы, перспективные в отношении коренной алмазоносности среднепалеозойского возраста.

На территории Эвенкийского АО такие потенциально алмазоносные районы прогнозируются на границе Тунгусской синеклизы на западе, юге и востоке региона: Тычанский, Вельминский, Северо-Чуньский, Илимпейский, Алактинский, Чамбэканский, Верхне-Тычанско-Муторайский, Чуонговский, Лакурский, Тэтэрэнский.

Территория Красноярского края представляет не меньший интерес, являясь с одной стороны, продол-

жением прогнозируемой среднепалеозойской алмазодносной провинции в южном направлении, а с другой — имеет все предпосылки для возможного обнаружения новых, в том числе — нетрадиционных (некимберлитовых) источников алмазов, претендуя, таким образом, на существование в регионе новой провинции.

По нашим представлениям, алмазодносные лампроиты и ультраосновные щелочные базиты приурочены к пограничной (переходной) зоне Сибирской платформы. По мере удаления от складчатого обрамления, преобладающими процессами с которыми связывается возможная алмазодносность, вероятно является кимберлитобразование.

Лампроиты имеют докембрийский возраст. Прогнозируемые алмазодносные кимберлиты юга Сибирской платформы — среднепалеозойский возраст. Мезозойские кимберлиты, известные в регионе, или слабоалмазодносны, или не содержат кристаллов алмазов.

Можно предположить, что из трех циклов проявленных в регионе, наиболее продуктивными в отношении алмазодносности, будут лампроиты (ультрамафиты) рифей-венда и кимберлиты среднепалеозойского возраста.

На территории Красноярского края с лампроитами (ультраосновными базитами) первого (докембрийского) цикла (Енисейская провинция) можно прогнозировать четыре района возможной алмазодносности: Вельминский, Чапинский, Большепитский и Мотыгинский

Перспективность Ангаро-Тунгусской алмазодносной провинции определяется приуроченностью, с одной стороны, к прибортовой зоне Тунгусской синеклизы, в пределах которой известны все алмазодносные районы Эвенкийского АО; с другой — расположением на изучаемой территории Ковино-Кординской кимберлитоконтролирующей структуры; с третьей — наличием куполовидных и валлообразных поднятий, с которых предполагается снос алмазов и минералов-спутников

известных в регионе. В пределах провинции выделяется три перспективных алмазодносных района: Чадобецкий, Ково-Муринский, Чуно-Бирюсинский.

Благоприятными на россыпи являются районы расположенные на сочленении Байкитской антеклизы и Тунгусской синеклизы, а также Ково-Муринский район, в пределах валлообразного поднятия, разделяющего Кежемскую и Мурскую впадины.

Территория Таймырского АО является еще одной потенциально перспективной в отношении алмазодносности областью.

В ее пределах расположен Попигаийский алмазодносный район с крупнейшим месторождением технических алмазов и хорошими перспективами на обнаружение ювелирных разновидностей.

В складчатом обрамлении Сибирской платформы, в пределах Горного Таймыра, выявлен ряд районов с характерными признаками алмазодносности, включая наличие лампроитов, слюдистых кимберлитов с ассоциацией типоморфных минералов (алмаз, пироп, хромдиопсид и т. д.)

Можно наметить ряд участков, в пределах которых, возможно обнаружение промышленно значимых объектов: Убойнинский, Макаровский, Горбатский, Шренковский, Нижнетаймырский, Верхнетаймырский.

Таким образом, в пределах Центральносибирского региона можно прогнозировать несколько потенциально алмазодносных провинций, где есть возможность обнаружения всех типов алмазодносности (не исключая метаморфогенный) известные в мире.

К настоящему времени, имеющаяся прогнозная оценка алмазодносности региона, проведенная в середине 80-х годов, существенно устарела, так как базировалась только на устоявшихся принципах алмазодносности Якутской провинции, и не удовлетворяет современным требованиям, так как появились новые данные позволяющие существенно пересмотреть эту оценку.

МОДЕЛИ ОБЪЕКТОВ-ПОМЕХ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО КИМБЕРЛИТОВОГО РАЙОНА. ТИПЫ, ПРОБЛЕМЫ, ПУТИ РЕШЕНИЯ

Ю. Г. Кутинов, З. Б. Чистова

Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, Архангельск

Физические свойства поисковых объектов устанавливаются на основе массовых измерений. Вовлечение в анализ широкого круга параметров дает возможность проигрывать различные стратегии поисков и изучения объектов, сравнивать альтернативные варианты комплексов [2]. Задавшись геометрией, составом и условиями залегания геологических тел, описывающих объект, и определенными их физическими свойствами, и решая прямую задачу геофизики можно установить характеристики расчетных геофизических аномалий для различных уровней эрозионного среза. Меняя геометрию, условия залегания и физические свойства вмещающих и продуктивных образований, возможно,

спрогнозировать диапазон эффективного действия того или иного метода. К сожалению, последующий этап — имитационное моделирование использовался крайне редко. Существуют только отдельные частные модели [3].

При этом следует отметить: а) наиболее детально разработаны петрофизические модели кимберлитовых трубок Золотицкого рудного поля (в первую очередь — петромагнитные); б) разработанные модели относятся к типовым, детерминированным; г) в процессе исследований крайне слабо использовалось имитационное моделирование; д) наиболее полно охарактеризован только один класс моделей — кимберлитовые труб-

ки взрыва. Практически отсутствуют обобщенные модели более крупных таксонов кимберлитового магматизма, трубок взрыва родственных пород (пикриты, базальтоиды, переходные разности) и тел иной геометрии (силлы).

Переходя к аномалиям-помехам, отметим, что модель помех описывает любые случайные факторы, влияющие на эффективность применения геофизических методов и вызывающие искажение или осложнение полученной с их помощью информации [1]. Значительное повышение точности измерения геофизических полей (в первую очередь магнитного), детальности исследований, особенно в связи с изучением в подавляющем большинстве слабоконтрастных аномалообразующих объектов, круг регистрируемых помех значительно расширился, а их уровень повысился.

В целом среди помех выделяются следующие [2]: геологические — отражение в физических полях случайных изменений геологического разреза; геоморфологические — влияние морфологии дневного и погребенного рельефа; петрофизические — случайные изменения петрофизического разреза; физические — проявления физических полей-помех; методические, вызванные отклонениями в методике от инструктивных или проектных требований; аппаратные — воздействие на результат измерений аппаратных погрешностей; погрешности обработки.

Следует отметить, что, как правило, помехи носят сложный комплексный характер и обусловлены влиянием нескольких факторов.

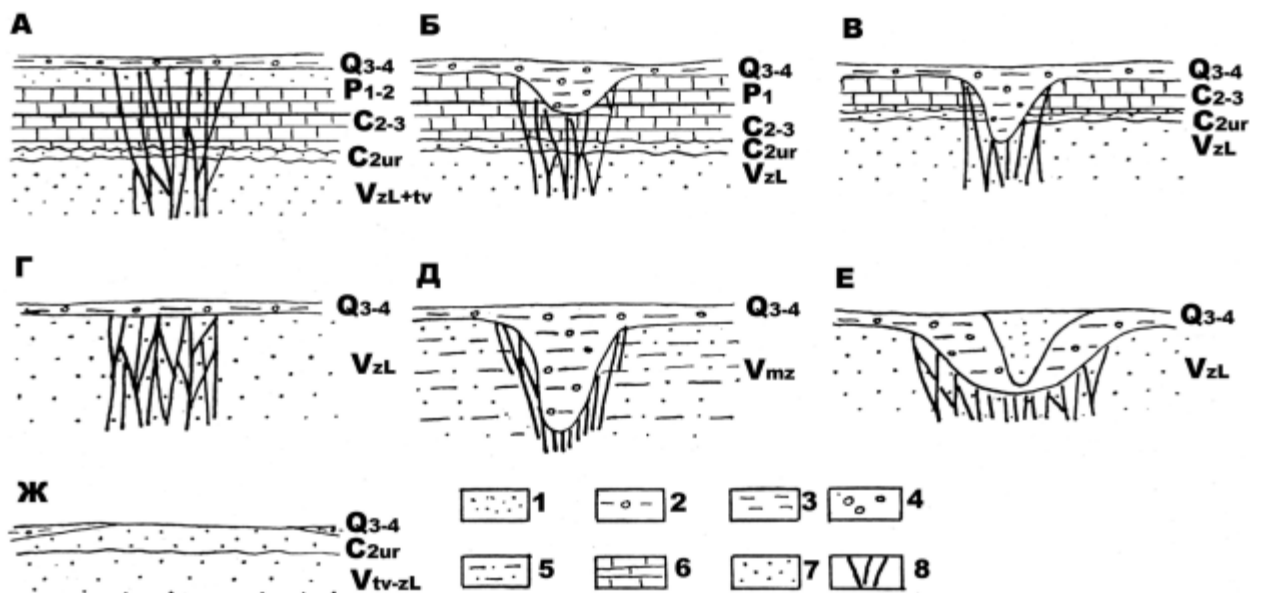
В исследуемом регионе наиболее детально изучались петрофизические помехи и взаимосвязанные с ними геологические, физические и, частично, геоморфологические (в основном обусловленные погребенным рельефом). Наименее изучены методические, аппаратные помехи и погрешности обработки. После-

дние зависят от используемых алгоритмов, качества и точности обработки геофизической информации, выбранных параметров фильтрации, сглаживания, осреднения, трансформаций, недоучета влияния других геологических объектов, или вызванных ошибками в определении геологической природы аномальных полей, выборе эталонных объектов, использовании аналитических выражений, не отвечающих морфологии исследуемых тел. Погрешности этого класса более подробно рассмотрены в работе [1].

Методика петрофизического моделирования базируется на проведении исследований на объектах с известной геологической моделью (ГМ). ГМ должна содержать данные о строении трех элементов модели: собственно объекта, вмещающей его среды и зоны перехода от последней к объекту. При этом должна быть обеспечена возможность изучения характера изменения физических свойств всех элементов моделируемого объекта в занимаемом ими объеме.

На данный момент условия изучения объектов-«помех» не удовлетворяют ни одному из указанных требований.

Методика проверки аномалий бурением ориентирована на установление наличия или отсутствия искомого объекта, а не природы источника аномалии. Локальные магнитные аномалии разбуриваются одиночными скважинами, положение которых определяется характеристиками аномалий (чаще всего по результатам разностных трансформант), иногда при этом учитываются данные электроразведочных работ. При отрицательных результатах проверки, после проводки 1-3 скважин бурение прекращается. Во всех случаях, «ложная» аномалия разбуривается только в эпицентральной зоне и не пересекается вкрест простираения профилем скважин с выходом за ее пределы (в «нормальное» поле). По керну заверочных скважин изуча-



Типы объектов-помех (по данным петрофизических исследований)

Q₃₋₄ — четвертичные отложения; P₁₋₂ — нижнее- и верхнепермские отложения, нерасчлененные; P₁ — нижнепермские отложения; C₂₋₃ — отложения среднего — верхнего карбона; C_{2ur} — отложения урзугской свиты среднего карбона; VzL+tv — золотицкие и товские слои венда нерасчлененные; VzL — золотицкие слои венда; Vmz — отложения мезенской свиты венда

Условные обозначения: 1 — пески; 2 — суглинки; 3 — глины; 4 — валунно-галечные отложения; 5 — алевролиты; 6 — известняки; 7 — песчаники; 8 — тектонические нарушения

ется магнитная восприимчивость (χ) горных пород, что позволяет в ряде случаев подтвердить факт вскрытия источника магнитной аномалии и только формально установить ее природу.

Для работ по петрофизическому моделированию недостаток применяемой системы проверки состоит в том, что она не только не дает необходимого представления о геологическом строении объекта в целом и не обеспечивает изучение объекта в объеме, но и не позволяет получить сравнительные данные по свойствам объекта и вмещающей среды. Ограниченная доступность объекта для изучения существенно осложняет возможность их сравнения, решения задачи типизации объектов-«помех» и разработки петрофизических моделей.

В результате анализа данных объекты-«помехи» были разделены на три группы: а) с однозначно установленной геологической природой аномалий; б) объекты, вопрос о геологической природе которых по имеющимся данным однозначно не решается; в) объекты с неустановленной природой аномалий.

Типизация по геологической природе источника магнитных аномалий была выполнена для объектов первой группы. В основу типизации были положены стратиграфическая принадлежность и характер развития отложений — источников «помех» (см. рисунок).

То есть решалась только прямая задача — определение аномалообразующего источника, а не обратная — типизация аномалий и выявление критериев их классификации.

Таким образом, несмотря на проведенные работы по петрофизическому исследованию, и моделированию аномалий «помех», полученные результаты явно недостаточны для решения проблемы разбраковки геофизических аномалий. Такая ситуация связана как со сложным характером аномалиеобразующих объектов, так и с методикой выделения и проверки аномалий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бродовой В. В. Комплексирование геофизических методов при разведке рудных месторождений // Изв. вузов. Геол. и разведка. № 1. 1987. С. 69—75.

2. Бродовой В. В. Особенности и содержание физико-геологического моделирования рудных объектов в свете системного подхода // Изв. вузов. Геол. и разведка. № 5. 1994. С. 120—129.

3. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КИМБЕРЛИТОВ КАРЕЛИИ

Л. П. Лобкова, В. Н. Устинов, М. Г. Антащук

АК «АЛРОСА», Санкт-Петербург

Известные докембрийские коренные источники алмазов представлены кимберлитами, лампроитами, коматиитами и другими типами пород. Однако, ввиду их относительно ограниченного распространения в пределах алмазоносных провинций, степень изученности их петрографического и минерального состава по сравнению с фанерозойскими алмазоносными магматитами остается крайне низкой. Алмазы из докембрийских источников обладают рядом специфических признаков [1], что является следствием не только их длительной экзогенной истории, но и особенностей эволюции алмазосодержащего расплава и условий доставки его к дневной поверхности. Последние обстоятельства находят отражение в особенностях состава других высокобарических минералов, которые играют ведущую роль в комплексе алмазопоисковых работ.

Рассмотрим типоморфные особенности индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) Кимозерского проявления алмазоносных кимберлитов Карелии — одного из наиболее древних в мире возрастом 1764 ± 125 млн лет [2]. Среди ИМК резко доминируют хромшпинелиды и ильмениты, в незначительных количествах присутствуют алмазы, пикроильмениты,

хромдиопсиды и пиропы [3]. Количественное соотношение хромшпинелида и ильменита методами визуальной диагностики определить практически невозможно, так как оба минерала представлены зернами сходной морфологии, им свойственны округлая и угловато округлая форма с шагреновой коррозионной поверхностью и примазками связующей массы кимберлита. По результатам микрозондового анализа их содержания примерно равны и варьируют в тяжелой фракции кимберлитов от 0.5 % до 40 %.

Хромшпинелиды, имеющие размер до 3 мм, характеризуются наличием зональности, которая выражается различными составами центральной и периферической областей большинства зерен. В краевых частях по сравнению с ядерными, увеличивается содержание железа и марганца, появляется примесь цинка; снижается количество магния, алюминия; количество хрома снижается менее значительно или остается на том же уровне (рис. 1, табл.). Некоторые зерна, особенно мелкие, полностью изменены. На диаграмме составов (рис. 2) большинство фигуративных точек, соответствующих неизменным хромшпинелидам, попадает в поле алмазоносных пород, меньшая часть попадает в область, где перекрываются поля алмазоносных и

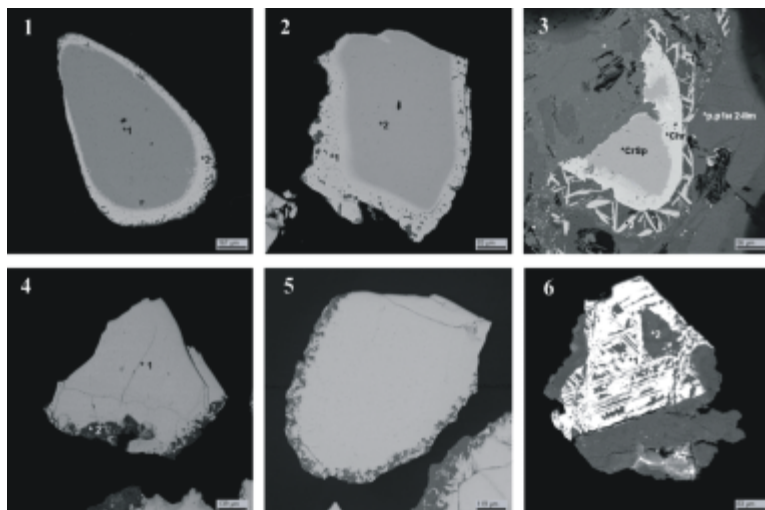


Рис. 1. Внутреннее строение зерен хромшпинелидов и ильменитов (снимки в режиме отраженных электронов, М. Д. Толкачев, ИГГД РАН). 1, 2 — зональные хромшпинелиды; 3 — ламеллы ильменита по периферии зонального зерна хромшпинелида, прозрачно-полированный шлиф; 4, 5 — ильменит с примазками серпентина; 6 — скелетный ильменит в сростании с хлоритом

мениты, но незначительно отличающиеся по содержанию ниобия, хрома и марганца, изучены в оранжитах [4] и встречены в богатых карбонатом кимберлитах из даек рудников Премьер и Вессельтон [5]. Среди ильменитов из кимберлитов Карелии установлена довольно редкая кремнийсодержащая разновидность, отличающаяся значительными колебаниями большинства оксидов (см. табл., ан. 8, 9). Кремнийсодержащий ильменит был обнаружен в кимберлитах, калиевых щелочных туфах, других породах глубинного зарождения и может рассматриваться как новый минерал алмазного парагенезиса [6].

Характерной особенностью индикаторных минералов раннепротерозойских кимберлитов Карелии является присутствие своеобразных ильменитовых оторочек на зернах хромшпинелидов (см. рис. 1).

Наряду с ильменитами, в кимберлитовых слюдяных кимберлитах обнаружен цирко-

Представительные анализы ИМК Карелии (масс %)

оксиды	хромшпинелиды					ильмениты						линдслеит
	1		2		3	4	5	6	7	8	9	10
	центр	край	центр	край	центр							
SiO ₂	0.161	0.306	0.177	0.057	0.249	0.102	0.226	0.147	0.883	5.232	13.033	0.485
TiO ₂	1.01	0.184	6.254	2.156	1.914	50.017	49.294	48.77	49.021	54.21	44.895	58.558
Al ₂ O ₃	6.725	10.871	5.64	6.724	6.068	0.41	0.287	0.342	0.297	0.487	0.772	1.271
Cr ₂ O ₃	60.757	58.649	41.15	59.388	55.89	2.613	4.405	5.2	3.261	0.022	0.109	17.035
FeO	15.473	14.088	39.32	16.159	28.18	41.754	39.889	39.565	39.174	27.682	22.45	9.639
MnO	0.46	0.638	2.351	0.788	2.362	3.631	4.186	3.554	4.322	6.733	6.277	0.169
MgO	14.718	15.109	1.091	14.308	1.849	0.647	0.389	0.717	1.577	5.367	11.139	4.784
CaO	0	0.017	0	0.074	0.018	0.035	0.023	0.012	0.059	0.111	0.234	0.264
NiO	0.084	0.284	0.186	0.214	0	0	0.061	0.066	0	0.306	0.028	0.126
CoO	0	0.19	0.015	0.035	0.327	0.097	0.012	0	0.167	0.155	0.131	0.016
ZnO	0.065	0.047	2.521	0.047	3.143	0.345	0.669	0.388	0.381	0	0.12	0
V ₂ O ₅	0.437	0.204	0.239	0.195	0.201	0.256	0.449	0.118	0.278	0.222	0.666	0.666
Nb ₂ O ₅		0.005	0.078	0.015	0.037			0.056			0.603	0.603
ZrO ₂											3.196	3.196
BaO											1812	1812
Сумма	99.89	100.59	99.02	100.11	100.2	99.999	99.889	98.937	99.42	100.35	99.411	100.635

терный кимберлитовый тренд.

Ильмениты представлены двумя генерациями: крупными зернами (до 3 мм), имеющими массивное и скелетное строение, а также мельчайшими ламеллами в связующей массе кимберлита (менее 0.1 мм). По составу они отличаются от пикроильменитов из кимберлитов (см. табл.). Для них характерно повышенное количество MnO (2.6—4.3 %), Cr₂O₃ (1.2—5.2 %) и низкое MgO (0.4—1.6 %). Сходные в целом по составу иль-

мениты — бариевый титанат — линдслеит (табл.), представленный зерном (0.7x1.0 мм) округлой формы. Линдслеит был отмечен также в ксенолитах метасоматизированных перидотитов из кимберлитов Южной Африки [5].

Алмазы (1812 мм), установленные в мелких пробах кимберлитов в количестве более 100 зерен, представляют собой бесцветные резорбированные октаэдры, имеющие на поверхности зеленые пятна пигментации [3]. Наша находка расширяет морфологический спектр ранее обнаруженных кристаллов. В шлиховой пробе из аллювия, отобранной в пределах контура кимберлитового проявления, обнаружен алмаз (1.5x0.6x0.6 мм), представляющий собой (по определению Е. И. Шеманиной) двойник по шпинелевому закону комбинационных кристаллов типа О-Д (октаэдр-

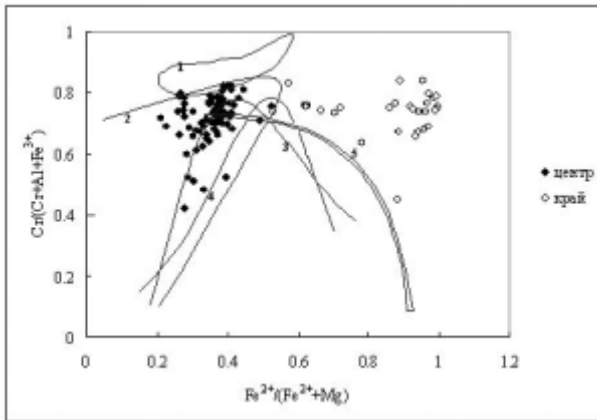


Рис. 2. Особенности состава хромшпинелидов на диаграмме Р. Х. Митчела. Поля по В. И. Ваганову [7]: 1 — включения в алмазах; 2 — алмазоносные кимберлиты и лампроиты; 3 — неалмазоносные кимберлиты и лампроиты; 4 — альпинотипные ультрабазиты и офиолиты; 5 — прочие неалмазоносные породы

додекаэдром). Алмаз уплощен по тройной оси, перпендикулярной плоскости двойникования. Поверхность додекаэдра характеризуется шагреновой скульптурой (черепитчатая и каплевидные бугорки), на октаэдрической поверхности наблюдаются обратно параллельные треугольные впадинки. Установлены каналы травления и зеленые пятна пигментации.

Другие ИМК (пикроильменит, хромдиопсид и пироп) встречаются в кимберлитах Кимозерского проявления в виде единичных зерен [3].

Рассмотренные особенности индикаторных минералов раннепротерозойских кимберлитов Карелии позволяют сделать некоторые выводы. 1. Наиболее ха-

рактерными ИМК являются зональные хромшпинелиды и марганцовистые ильмениты. 2. Зональность, проявленная в хромшпинелидах и ильменитовая оторочка на них, свидетельствует о резком изменении физико-химических условий эволюции кимберлитов, вероятно, повлиявших также и на сохранность алмазов. 3. Присутствие марганцовистых ильменитов в слюдяных разновидностях кимберлитов сближает их с оранжитами. 4. Среди алмазов присутствуют как плоскогранные, так и округлые формы с каналами травления и пятнами пигментации на поверхностях кристаллов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Метелкина М. П., Прокопчук Б. И. и др. Докембрийские алмазоносные формации мира. М.: Недра, 1976. 134 с.
2. Mahotkin I. L. Age and geochemistry of rock samples from the Kimozero occurrence, Karelia, NW Russia. AML Report. № 52390. 1999.
3. Ушков В. В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2001. № 3. С. 94—98.
4. Mitchell. R. H. Kimberlites, orangeites and related rocks. New York: Plenum Press, 1995. 407 p.
5. Илутин И. П., Ваганов В. И., Прокопчук Б. И. Кимберлиты: Справочник. М.: Недра, 1990. 248 с.
6. Шамишина Э. А., Заякина Н. В. Кремнийсодержащий ильменит из туфовых трубок Оленекского поднятия, северо-восток Сибирской платформы // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: Воронежский государственный университет, 2003. С. 260—263.
7. Ваганов В. И. Алмазоносные месторождения России и мира (Основы прогнозирования). М.: ЗАО «Геоинформ-марк», 2000. 371 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО УРАЛА ПО ДАННЫМ ЛОКАЛЬНОГО ДАТИРОВАНИЯ U-Pb МЕТОДОМ (SHRIMP II)

Л. И. Лукьянова, Г. И. Шафрановский, Е. Н. Лепехина, Д. И. Матуков

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Мы приводим первые данные по изотопно-геохимическому изучению цирконов из алмазоносных пород Западного Урала.

Исследования проводились в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ», материал для исследований предоставлен ЗАО «Пермгеологодобыча».

Цирконы выделены из крупнообъемных проб алмазоносных флюидо-эксплозивных глинизированных пород (ксенотуффизитов) и из магматических щелочно-ультраосновных (лампроитоподобных) алмазосодержащих пород Красновишерского (уч. Рассольная-Дресвянка), Александровского (п. Чикман, г. Благодать) и Горнозаводского районов (р. Мал.Порожная) Пермской области [2, 3].

Цель выполненных нами исследований — установление природы цирконов из алмазоносных ксенотуффобрекций Западного Урала, сопоставление их с цирконами из совмещенных с ними лампроитоподобных пород этого региона, содержащих аксессуарные высокобарические минералы, включая алмаз, датировка времени их внедрения.

Первые работы по изучению физических свойств (ЭПР, люминесценция и др.) цирконов из щелочно-ультраосновных пород г. Благодать были выполнены А. А. Краснобаевым [1]. Цирконы, характеристике которых посвящена данная работа, частично отобраны из тех же пород и близки по физическим свойствам к этим образцам.

Большинство исследователей считает, что происхождение кимберлитовых цирконов связано с дезинтеграцией глубинных (мантийных) нодулей, т.к. обычно эти цирконы представлены обломками довольно большого размера и характеризуются чрезвычайно низкими содержаниями U и Th, чем отличаются от магматических цирконов субщелочных основных и ультраосновных пород. Отобранные для изотопно-геохимических исследований цирконы обладают аналогичными свойствами.

В результате проведено изучение внешней морфологии выделенных цирконов, изучение их внутреннего строения при помощи катодной люминесценции, определение геохимических особенностей, изотопное датирование U/Pb методом, сопоставление изученных с цирконами из других типов пород, включая кимберлитовые цирконы, определение состава сингенетичных минералов-включений (дистен, бадделейт, ильменит, кварц).

Установлено, что общим для исследованных цирконов из всех типов пород, является идентичность их морфологии и окраски. Размер цирконов соответствует классу крупности 4+2 мм. Они представлены обломками зерен округлой или криволинейной формы без кристаллографической огранки с различными типами поверхностей и сколов (рис. 1). Для цирконов характерна бледная желтая или розовая окраска. Катодолуминесцентные изображения демонстрируют либо осциллирующую магматическую зональность в цирконах, либо отсутствие внутренней зональности (рис. 2).

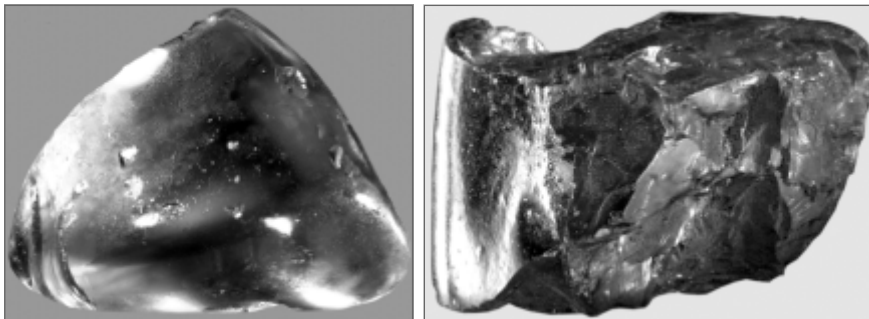


Рис. 1. Морфология цирконов

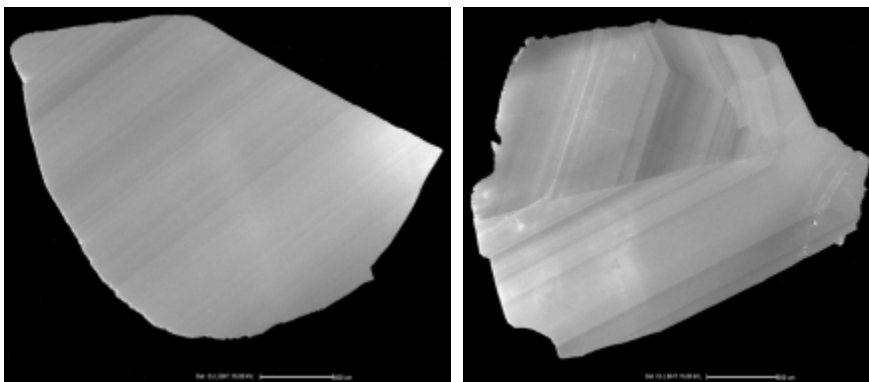


Рис. 2. Катодолуминесцентные изображения цирконов

U-Pb возраст был определен на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» и составил 652 ± 10 млн лет при среднеквадратичном отклонении 1.6 (рис. 3).

Установлено, что все исследованные зерна содержат очень низкие концентрации урана (12—37 ppm,

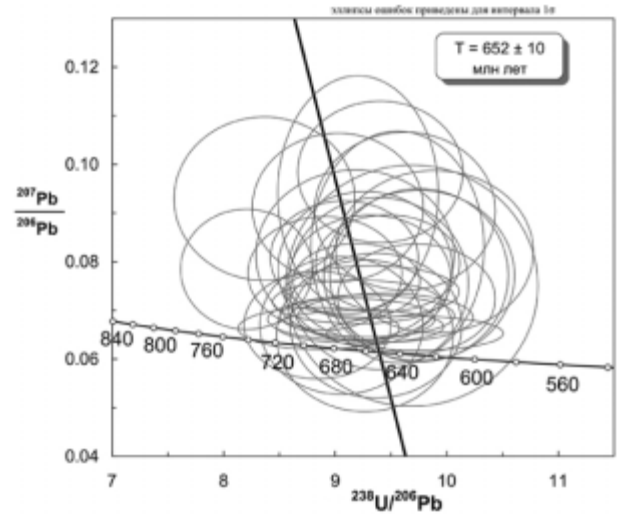


Рис. 3. Диаграмма в координатах Тера-Вассербурга для цирконов. Пересечение линии смешения радиогенного и обыкновенного свинца с конкордией (жирная линия) показывает возраст кристаллизации цирконов

среднее по 32 измерениям = 17 ppm), тория (2—13 ppm) и радиогенного свинца (1.15—3.46 ppm), $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ отношение изменяется от 0.20 до 0.42.

Определены концентрации редкоземельных элементов (REE), которые нормализованы к содержаниям таковых в хондрите (рис.4). Относительно последних проанализированные цирконы, также как и цирконы из коровых пород, характеризуются обеднением легкими REE (La-Pr) и обогащением тяжелыми REE (Tb-Lu) при сумме (e) REE=34—62 ppm. Наблюдается достаточно пологий характер распределения тяжелых REE с Lu/Gd отношением от 6 до 36. Спектры распределения редкоземельных элементов характеризуются четко выраженной положительной Ce аномалией и отсутствием (или незначительно выраженной) отрицательной Eu аномалии. Для большинства цирконов из неизмененных магматических коровых пород характерны более высокие концентрации REE при более крутом наклоне HREE (Lu/Gd отношение от 17 до 80) и отрицательная Eu аномалия.

Таким образом, изотопно-геохимическое исследование цирконов из лампроитоподобных пород района г. Благодать, позволило сделать следующие выводы:

Проанализированные цирконы по внешней морфологии, размеру зерен, внутреннему строению и геохимическим особенностям близки цирконам из кимберлитовых пород. Сингенетичные включения в цирконах относятся к эклогитовому парагенезису (дистен, ильменит, бадделейт, кварц).

Изученные цирконы являются, возможно, ксенокристами из эклогитов, частичное плавление которых

являются, возможно, ксенокристами из эклогитов, частичное плавление которых

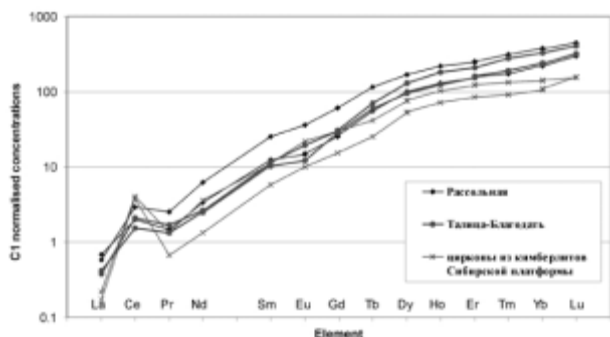


Рис. 4. Спектр распределения REE в цирконах

могло являться причиной образования расплавов, родоначальных для уральских лампроитоподобных алмазоносных пород.

Установлено, что изотопное датирование цирконов изученного типа не является методом оценки возраста

магматических пород, так как они ксеногенны по отношению к ним.

Цирконы алмазоносных глинизированных ксенофизитов и их брекчий полностью идентичны по физическим, геохимическим и изотопным данным цирконам из алмазосодержащих магматических пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Краснобаев А. А., Вотяков С. Л., Крохалев В. Я. Спектроскопия цирконов (свойства, геологические приложения). М.: Наука, 1988. 150 с.
2. Лукьянова Л. И., Жуков В. В., Кириллов В. А. и др. Субвулканические эксплозивные породы Урала — возможные коренные источники алмазных россыпей // Региональная геология и металлогения. № 12. 2000.
3. Рыбальченко А. Я., Колобянин В. Я., Лукьянова Л. И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Доклады АН. Т. 353. 1997. С. 90—93.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД КИМОЗЕРСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ КАРЕЛИИ

Л. И. Лукьянова, Л. П. Лобкова, В. В. Алехина

АК «АЛРОСА», Санкт-Петербург

Алмазоносные кимберлиты Кимозерского проявления открыты в центральной части Заонежского полуострова в 1992 году в результате специализированных шлиховых поисков, проведенных по инициативе австралийской компании «Эштон Майнинг Лимитед» [1]. Кимберлитовые породы образуют ряд естественных коренных обнажений и несколько перемещенных глыбовых выходов, имеющих в современном эрозионном срезе форму овала (240.8 км), ориентированного в северо-западном направлении. Оно приурочено к Онегозерскому перикратонному прогибу, выполненному комплексом раннепротерозойских осадочно-вулканогенных образований, перекрытых маломощными (до 0.1—1.5 м) позднечетвертичными полигенетическими отложениями. Проявление расположено на южном фланге крупной пластовой интрузии габбро-долеритов. Возраст кимберлитов, определенный Sm-Nd методом, соответствует 1764 ± 125 млн лет. [2].

Породы Кимозерского проявления имеют ряд особенностей, отличающих их от типичных кимберлитов. В основном это выражается в широко проявленной амфиболитизации, иногда полностью стирающей структурно-текстурные признаки кимберлитов. Наряду с этим присутствуют и неизменные разновидности. До сих пор у многих исследователей вызывает сомнение принадлежность пород проявления «Кимозеро» к кимберлитам. Однако, проведенное нами изучение вещественного состава не оставляет сомнений в их кимберлитовой природе.

В целом, кимберлиты «Кимозеро» характеризуются значительными вариациями содержаний главных породообразующих минералов, обломочного материала, а также структурно-текстурными особенностями,

степенью и типом вторичных преобразований. Преобладают слюдяные кимберлиты. Среди главных разновидностей кимберлитовых пород можно выделить массивные слюдяные и «базальтоидные» кимберлиты и брекчии слюдяных и «базальтоидных» кимберлитов, в том числе автолитоносные. На снимке (рис. 1) показана кимберлитовая брекчия с небольшим (менее 5 %) содержанием хлоритизированного флогопита, оливином нескольких генераций, рудной вкрапленностью и серпентинизированными обломками.

Обломочный материал кимберлитов представлен осадочными породами (аргиллит, алевролит, шунгит), а также вмещающими долеритами и кимберлитами ранних фаз внедрения. Размер обломков имеет широкий диапазон (от нескольких мм до 10—40 см) и разнообразную форму.

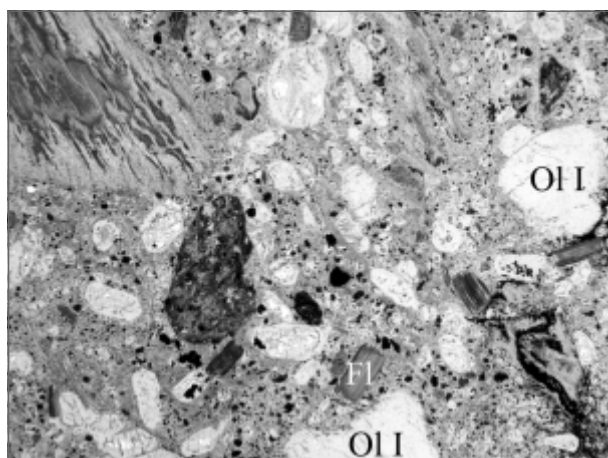


Рис. 1. Кимберлитовая брекчия, Кимозеро. Поле зрения 9412 мм

Главные породообразующие минералы всех разновидностей кимберлитов представлены псевдоморфозами оливина (три генерации) и флогопита (две генерации). Оливин, замещенный серпентином, реже карбонатом, достигает 60 %. В ряде случаев кимберлиты практически полностью сложены порфиrowыми вкрапленниками оливина. Содержание слюды в кимберлитах варьирует от первых % до 70 %. Флогопит, практически полностью замещенный хлоритом, диагностирован по морфологии, спайности, характеру деформаций кристаллов и по данным микронзондового анализа. Связующая масса в породах выполнена вторичными минералами — серпентином, серпентин-хлоритом и карбонатом. Серпентин представлен в основном антигоритом, реже лизардитом и хризотилом, а карбонат преимущественно кальцитом. Широко развиты процессы амфиболитации и карбонатизации, часто полностью затушевывающие особенности кимберлитов.

Рудные минералы встречаются во всех разновидностях кимберлитов. Их содержание достигает 20 %, в некоторых шлифах они располагаются полосками и придают породе «слоистый вид». При изучении шлифов и протолочных проб получены данные по практически полной идентичности морфологии хромшпинелидов и ильменитов (округлая и угловато-округлая форма) и их размеров. Хромшпинелид имеет широкий диапазон составов и тренды, характерные для кимберлитовых пород. Составы ильменитов также разнообразны. Пикроильменит не обнаружен.

Для кимберлитов «Кимозеро» характерны широкие вариации петрогенных и малых элементов (см. таблицу). В определенной степени это объясняется различными соотношениями главных породообразующих минералов и особенностью вторичных преобразований, главными из которых являются серпентинизация и карбонатизация. Наряду с низкими концентрациями TiO_2 — 0.432 масс %, есть разновидности пород с высокими значениями — 2.84 масс. %. Широкий диапа-

зон содержаний характерен также для Cr (0.0651 — 0.218 масс %), Co (29.8 — 92.6 г/т), Ni (239 — 1050 г/т), Sr (14.2 — 104 г/т) и Zr (133 — 1710 г/т).

Различаются кимберлитовые породы и по содержаниям редкоземельных элементов, однако, наряду с этим наблюдается явная конформность кривых на диаграмме распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (рис. 2).

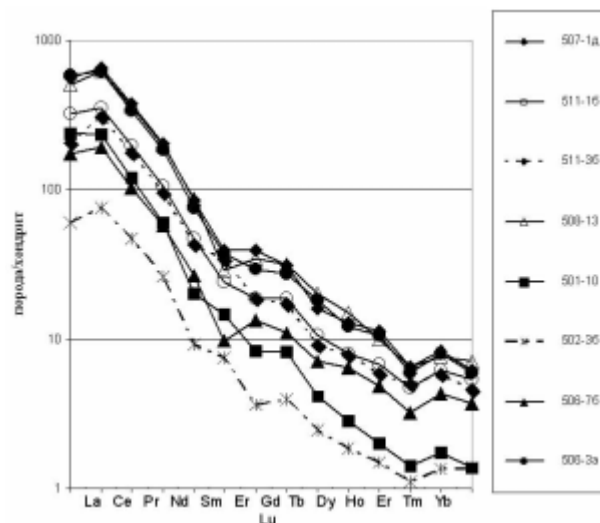


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в кимберлитах «Кимозеро»

На основе анализа вещественного состава, можно уверенно говорить, что в строении тела «Кимозеро» принимают участие именно кимберлиты. Проведенное изучение кимозерских кимберлитов выявило ряд индивидуальных особенностей этих пород: повышенные содержания рудных минералов и их ориентированное расположение в породе; широкое разнообразие вторичных изменений, включая не типичную для кимберлитов амфиболитацию, а также существенные вариации состава петрогенных и редкоземельных элементов.

Особенности химического состава кимберлитов «Кимозеро»

	NN	501-10	502-36	506-3a	506-76	507-1д	508-13	511-16	511-36
1	SiO ₂	22.3	22.3	34.5	37.0	46.7	51.2	38.5	46.9
2	Al ₂ O ₃	1.000	0.845	3.41	2.24	3.86	1.81	8.40	4.27
3	TiO ₂	0.432	0.598	2.29	1.24	0.914	0.832	1.52	2.84
4	Fe ₂ O ₃ общ	7.10	5.83	14.6	14.7	10.8	8.48	15.4	12.3
5	MnO	0.179	0.12	0.407	0.187	0.216	0.261	0.175	0.145
6	MgO	16.7	2.32	29.6	31.7	20.6	21.2	19.0	18.5
7	CaO	26.8	38.00	2.79	1.1	10.9	12.0	9.16	10.3
8	Na ₂ O	<0.05	<0.05	0.0867	<0.05	0.392	<0.05	<0.05	0.068
9	K ₂ O	0.0468	0.299	0.0798	0.0615	0.0858	0.0654	0.0672	0.0707
10	P ₂ O ₅	0.219	0.0983	0.792	0.359	1.13	0.879	0.534	0.35
11	ппп	25.2	29.5	11.0	10.9	3.69	2.93	6.9	3.67
12	Сумма	99.9	99.8	99.5	99.5	99.6	99.6	99.7	99.4
13	V	<0.005	<0.005	0.0112	0.0061	0.0096	0.0062	0.0113	0.0138
14	Cr	0.0651	0.113	0.204	0.149	0.100	0.0712	0.0951	0.218
15	Ba	0.0075	0.0119	0.0184	0.0157	0.0129	0.0125	0.0091	0.0115
16	Co*	59.4	29.8	64.4	92.6	62.5	46	73	60.8
17	Ni	711	239	560	1050	454	287	279	474
18	Rb	0.74	12.2	5.17	2.56	0.39	0.41	0.63	0.51
19	Sr	91.9	104	67.2	14.2	52.7	58.6	44.4	21.4
20	Y	5.08	3.32	21.8	10.9	25.1	24.1	15.7	15.7
21	Zr	133	161	1500	562	529	522	555	1710

* Единицы измерения 1—15 масс %, 16—21 г/т

ЛИТЕРАТУРА

1. Ушков В. В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. № 3. 2001. С. 94—98.

2. Mahotkin I. L. Age and geochemistry of rock samples from the Kimozero occurrence, Karelia, NW Russia. AML Report № 52390, 1999.

АЗОТСОДЕРЖАЩИЕ ИМПАКТНЫЕ АЛМАЗЫ ИЗ ПОПИГАЙСКОГО КРАТЕРА

Т. Н. Лупашко¹, Ю. А. Полканов², А. Н. Таращан¹, В. С. Мельников¹,
Е. А. Ильченко¹, В. Н. Квасница¹, Д. К. Возняк¹, М. Н. Таран¹

¹ Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, Украина

² Крымское отделение Украинского государственного геолого-разведочного института, Симферополь, Украина

Отсутствие примеси азота принято считать надежным отличительным признаком импактного алмаза (часто с лонсдейлитом), образующегося в результате ударного сжатия углеродистого вещества, хотя в литературе есть сведения доказывающие обратное [1 и др.]. Напротив, для большинства монокристаллов алмаза различной морфологии, кристаллизующихся в равновесных условиях мантии, разные виды азотных дефектов являются важным генетическим признаком особенностей их роста.

Спектры фотолуминесценции (ФЛ) мелких (от 0.3 мм) зерен из технологических проб импактитов Попи-гайского кратера (Россия) [2] и более крупных (до 1.5 мм) из алювиальных россыпей в его пределах регистрировались при 300 и 77 К и возбуждении $\lambda_b = 365$ нм (ртутная лампа ДРШ-250) и $\lambda_b = 337$ нм (азотный лазер). Использованы также методы инфракрасной (ИК) спектроскопии (Фурье-спектрометр Bruker IFS 66), рентгеновской монокристалльной дифрактометрии (ДРОН-2) и рентгенограмм Лауэ на Си-излучении. Для образцов с различной люминесценцией спектры ФЛ и дифрактограммы снимались до и после их прогрева в атмосфере аргона (780 К; 6 часов).

Исследования подтвердили корреляцию спектроскопических свойств импактного алмаза с его морфологией, окраской и фазовым составом [1—3]. Вместе с тем, получены новые данные, свидетельствующие о вероятном вхождении атомов азота в структурные позиции импактного алмаза. В спектрах ФЛ (300 К) четырех из 46 изученных образцов зафиксированы полосы и линии азотных центров N3 ($N_3 I$, линия 415.2 нм) и H3 ($I/N_2 I$, линия 503.2 нм). Причем в трех образцах, два из которых представляют собою полупрозрачные бело-серые пластинчатые параморфозы по графиту из зювитов с включениями этого минерала, а один — микроскопическое зерно алмаза в белом стекловатом тагамите с характерным выделением тонкодисперсного графита по трещинам, обнаружены только центры N3 (рис. 1: 1). Четвертый образец — субмикроскопические кристаллиты кубической фазы, развитые в виде изометричных бугорков на поверхности непрозрачной черной пластинчатой параморфозы по графиту, содержит оба центра — N3 и H3 (рис. 1: 2).

Кроме того, в спектрах бело-серых параморфоз по графиту из зювитов иногда фиксируются полосы и

линии центров, которые можно связать с сегрегационными междуузельными атомами азота. Наиболее весомым доказательством их наличия является присутствие в спектрах ФЛ при возбуждении $\lambda_b = 337$ нм (рис. 2: 1), слабо структурированной полосы с максимумом 435 нм и несколько размытой линии 389 нм, относящихся к интерстиционным центрам $n \cdot N_i$ [4].

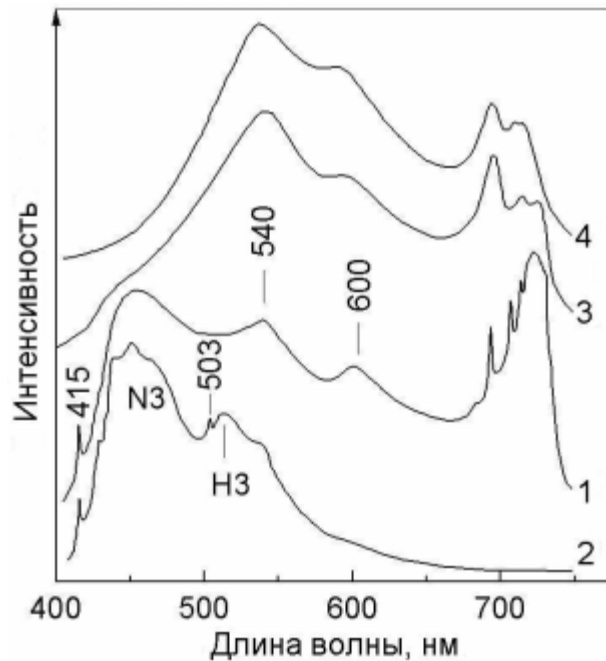


Рис. 1. Спектры ФЛ импактного алмаза при $\lambda_b = 365$ нм и $T = 300$ К: 1 — бело-серая пластинчатая параморфоза по графиту; 2 — кристаллиты кубической фазы алмаза на поверхности параморфозы по графиту; 3 и 4 — желто-коричневые параморфозы по графиту

Широкие бесструктурные полосы 540 и 600 нм (рис. 1: 1, 3, 4, рис. 2: 3) присутствуют постоянно. Полоса 540 нм при 77 К в спектрах некоторых параморфоз распадается на две с максимумами 520 нм и 546 нм (рис. 2: 2). По спектральным характеристикам полосы 540 и 600 нм могут быть сопоставлены с бесструктурными полосами дефектов S1 и 575 нм в спектрах монокристаллов, для которых во многих случаях линии чисто электронных переходов не всегда фиксируются даже при 77 К.

Общим для спектров параморфоз является также наличие серии линий в диапазоне 650–750 нм, среди

которых наиболее интенсивные 668.4 нм, 681.5, 694.4, 709.2, 717.2, 722.5, 725.5 и 736.8 нм (77 К) (рис. 2: 2). Аналогичный спектр был приведен авторами работы [1]. По аналогии с монокристаллами [5—6], указанные линии связываются с дефектами чисто дислокационного происхождения. Эти дефекты (полоса 700 нм с заметной структурой) были зафиксированы и нами в спектрах ФЛ октаэдрических кристаллов алмаза из лампроитовой трубки Аргайл (Австралия). Набор центров и конфигурация спектров ФЛ последних таковы, как и для «алмазов в оболочке» из биминеральных магнезиальных эклоитов [5], а полоса 600 нм, присутствующая в их спектрах, однозначно диагностируется как центр N_1V , т.к. при 77 К четко проявляется ее бесфонная линия 575 нм.

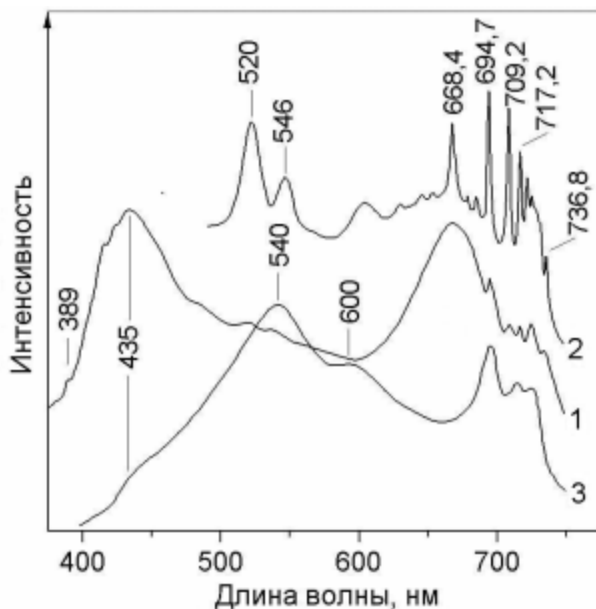


Рис. 2. Спектры ФЛ импактного алмаза (бело-серая параморфоза по графиту) при $\lambda_b = 337$ нм (1 — 77 К) и $\lambda_b = 365$ нм (2 — 77 К; 3 — 300 К)

В коллекции преобладают параморфозы, визуальное окрашенные в коричневый или золотисто-желтый цвет. Разные оттенки желтого цвета ФЛ связаны с изменяющимся от спектра к спектру соотношением интенсивностей полос 540 и 600 нм. Это образцы нанокристаллического строения (размер кристаллитов < 0.01 мкм). Разная степень искажения формы кривой двухфонного поглощения в ИК-спектре параморфоз, по сравнению со спектрами монокристаллов, обусловлена их отчетливой текстурой и присутствием гексагональной фазы (от следов до 30 %). На дифрактограммах при больших углах исчезают рефлексы 220 и 311. Кроме разной концентрации лонсдейлитовой фазы (полосы поглощения 1225 см^{-1} и 1332 см^{-1} [7]), установлено также наличие разного содержания в них двух дополнительных дефектов или примесей не выясненной природы (полосы 926 и 1098 см^{-1}), не наблюдавшихся в спектрах монокристаллов алмаза.

Более редки параморфозы серого или молочно-белого цвета с размером кристаллитов > 1 мкм и отчет-

ливой зернистостью. Для этих параморфоз характерен серовато-белый цвет ФЛ ($\lambda_b = 365$ нм). На дифрактограммах отмечается расщепление рефлексов 220 и 311 на б-компоненты. Это — нетекстурированные или слабо текстурированные не содержащие гексагональной фазы поликристаллы, ИК-спектры которых в двухфонной области аналогичны спектрам монокристаллов. В однофонной части их ИК-спектров отмечаются полосы 926 и 1092 см^{-1} , или только первая из них, а полоса $\sim 1225 \text{ см}^{-1}$, связанная с лонсдейлитовой фазой, отсутствует. Полосы поглощения азотных дефектов А, В1 и В2 ни в одном из исследованных образцов не обнаружены, что, вероятно, обусловлено низкой концентрацией азота в среде.

В спектрах ФЛ кристаллитов на поверхности черной параморфозы и зерна из тагамита, представляющего собой кубический поликристалл с размером кристаллитов < 0.001 мкм без признаков текстуры и гексагональной фазы, линии дислокационных дефектов в красной области отсутствуют (рис. 1: 2).

Таким образом, процесс полиморфных преобразований графита в алмаз в Попигайском кратере происходил с участием азота. Разные виды азотных дефектов в импактном алмазе, зафиксированные в ФЛ, отражают (как и при образовании других генетических типов алмаза) особенности их роста. По-видимому, существуют различия в кинетике и термодинамике процессов образования импактных алмазов в аллогенных брекчиях (зювитах) и стекловатых массивных образованиях (тагамитах). Это подтверждается и опытами с прокаливанием импактных алмазов. В частности, интенсивность полос ФЛ в спектрах разноокрашенных параморфоз из зювитов после прогрева (780 К , 6 часов) в атмосфере аргона уменьшается более чем на порядок, при этом поверхность некоторых зерен покрывается тонким слоем графита. Интенсивность полос в спектре ФЛ алмаза из тагамита не меняется.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вальтер А. А., Еременко Г. К., Квасница В. Н., Полканов Ю. А. Ударно-метаморфогенные минералы углерода. Киев: Наукова думка, 1992. 164 с.
2. Масайтис В. Л., Шафрановский Г. И., Федорова И. Г. Апографитовые импактные алмазы из астроблем Рис и Попигай // Записки ВМО. № 4. 1995. С. 12—19.
3. Бокий Г. Б., Безруков Г. Н., Клюев Ю. А. и др. Природные и синтетические алмазы. М.: Наука, 1986. 221 с.
4. Таращан А. Н., Лунашко А. Н. Новые данные о спектрах фотолюминесценции природных алмазов // Минералогический журнал. Т. 21. № 2/3. 1999. С. 39—44.
5. Бескорванов В. В., Спецрус З. В., Малоголовец В. Г. и др. Морфология и физические свойства алмаза из мантийных ксенолитов. // Минералогический журнал. Т. 13. № 5. 1991. С. 31—42.
6. Плотникова С. П., Клюев, Ю. А., Парфианович И. А. Длинноволновая фотолюминесценция природных алмазов. // Минералогический журнал. Т. 2. № 4. 1980. С. 75—80.
7. Клюев Ю. А., Непша В. И., Епишина Н. И. и др. Особенности структуры природных поликристаллических алмазов // Доклады АН СССР. Т. 240. № 5. 1978. С. 1104—1107.

ПАРАМАГНИТНЫЕ АЗОТНЫЕ ЦЕНТРЫ В МОНОКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ И ПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ РАЗНОВИДНОСТЯХ АЛМАЗА

В. П. Лютоев, Ю. В. Глухов

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Одними из важнейших типоморфных характеристик алмазов являются элементарные и агрегатные дефекты, связанные с наличием в решетке минерала примесного азота и вакансий. Структурные примеси азота захватываются растущим алмазом в концентрации, пропорциональной температуре, а вакансии генерируются главным образом под действием ионизирующего излучения. Простейшими ростовыми азотными дефектами в алмазах различного происхождения являются одиночные атомы азота, с которыми связаны парамагнитные P1-центры (C-центры в оптической номенклатуре). Из экспериментов по синтезу алмазов известно, что при высоких температурах коэффициент захвата атомов азота в такой форме обратно пропорционален скорости роста [5]. Синтетические и природные апографитовые импактные алмазы, кристаллизующиеся с огромными скоростями, в отличие от природных мантийных кристаллов, часто свободны от примесей азота в их кристаллической решетке [2].

Важнейшим показателем условий роста и посткристаллизационной истории алмаза является степень агрегатизации примесных и вакансионных дефектов. Энергетически выгодная агрегатизация одиночных атомов азота в пары и тройки требует геологически длительного (100 млн лет) пребывания алмазов в стационарных условиях верхней мантии, [7]. Вместе с тем экспериментально показано, что в условиях низкого давления одиночные вакансии уже при умеренных температурах (начиная с 450 °С) довольно быстро диффундируют к примесному азоту с образованием N3-центров [1].

В данной работе сопоставлены системы парамагнитных азотных центров в кимберлитовых кристаллах алмаза Тимана и Бразилии, метаморфогенных микроалмазах Кокчетавского месторождения и карбонадо Бразилии. Исследования проведены с применением ЭПР (RadioPAN SE/X-2547, X-диапазон СВЧ) и люминесцентных методов с ультрафиолетовым и рентгеновским возбуждениями.

Большинство монокристалльных алмазов являются продуктами кристаллизации в мантии (5—12 ГПа, 1000—1600 °С). Длительное время эти кристаллы находились в мантии (не менее 1 млрд. лет), и затем кимберлитовыми (лампроитовыми) магмами были вынесены на поверхность. На рис. 1 показан типичный спектр ЭПР, регистрируемый обычно для наиболее распространенных кристаллов алмаза Ia, Ib типов. Наряду со спектром P1-центров одиночных атомов азота, в нем присутствуют линии P2-центров — агрегата из трех атомов азота и вакансии (N_3V). Последние проявляются также в оптических спектрах в виде N3-системы с бесфо-

нонной линией (415 нм) и ее фонных повторений. Ширина $\Delta B_{\text{г}}$ линий P1-центров в изученных кристаллах изменялась от 0.017 до 0.030 мТ, их характерные концентрации составляют — 10^{15} — 10^{16} спин/грамм. Концентрации P2-центров варьируют шире — от 10^{15} до 10^{17} спин/грамм. На рис. 1 представлен также рас-

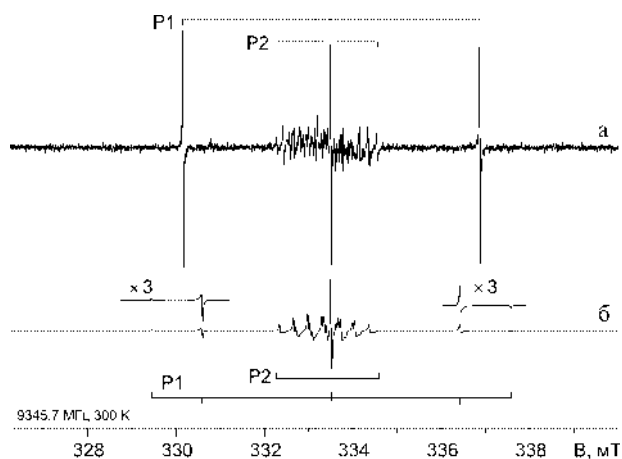


Рис. 1. Спектр ЭПР монокристалла алмаза из россыпных проявлений Тимана (россыпь Ичетью, обр. №139, 58 мг) при ориентации поляризующего магнитного поля вдоль $\langle 100 \rangle$ (а) и его расчетный ориентационно-усредненный “порошковый” вариант (б)

четный ориентационно усредненный спектр суперпозиции P1- и P2-центров, ожидаемый после измельчения кристалла в порошок. Центральный компонент триплета СТС от ^{14}N P1-центров ориентационного уширения не испытывает, поэтому его интенсивность в отличие от боковых анизотропных компонент остается неизменной. Спектр P2-центров преобразуется в семерку разноинтенсивных уширенных линий на фоне центральной линии P1-центров. Наличие в алмазах P2-центров указывает на высокую степень агрегатизации азота.

Коровые метаморфические алмазы складчатых поясов формируются при более умеренных по отношению к мантийным алмазам термодинамических РТ-параметрах. Спектры ЭПР миллиграммовых навесок (1—2 мг, до сотни индивидов) Кокчетавских микроалмазов содержат интенсивный уширенный сигнал P1-центров, осложненный дополнительной изотропной линией (рис. 2). Ширина индивидуальной линии центров (0.5 мТ) в данных алмазах более чем на порядок выше, чем в кристаллах Ia и Ib типов, а концентрация достигает 10^{20} спин/грамм. Высокие концентрации растворенного азота приводят к появлению магнитных взаимодействий между близко расположенными ионами, что, вероятно, обуславливает дополнительную об-

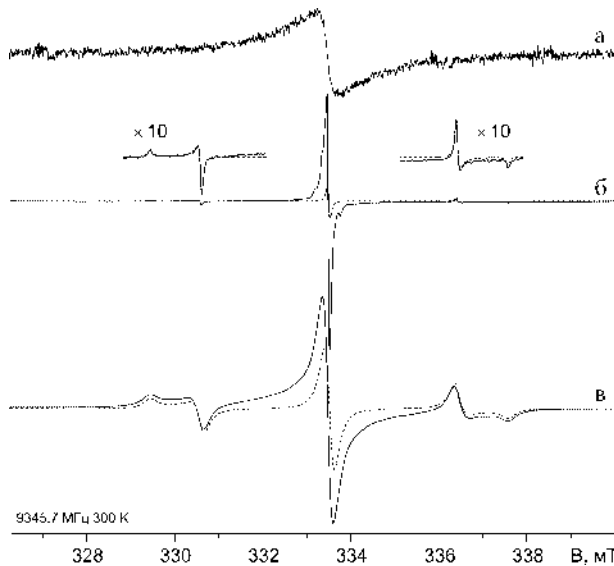


Рис. 2. Спектр ЭПР щепотки (1.2 мг) метаморфогенных микроалмазов Кокчетавского месторождения (а). Пунктирной линией показан сумма двух расчетных спектров: б — P1-центры, ширина индивидуальной линии 0.5 мТ; в — изотропная линия лоренцевой формы, $g = 2.0022$, $B_{\text{гг}} = 2.6$ мТ

менную изотропную линию в спектре ЭПР с $g = 2.0022$ Люминесцентное свечение у данных метаморфических микроалмазов не обнаружено. Таким образом, комплекс азотных центров указывает на низкую степень агрегатизации дефектов, характерную именно для коровых микроалмазов, не подвергавшихся длительным мантийным преобразованиям.

Карбонадо, микрополикристаллическая разновидность алмаза, встречающаяся в алмазоносных россыпях Бразилии и Центральной Африки, в последнее время стала пристальным объектом геологических и минералогических (обзор работ до 2005 г. дан в статье [9]), а также спектроскопических исследований [3, 4, 10]. Гипотезы о происхождении этой разновидности алмаза наиболее противоречивы [9]. Типичные спектры ЭПР карбонадо из Бразилии приведены на рис. 3. Аналогичные спектры приводятся и другими авторами [3, 4]. В спектре ЭПР одного из шести изученных образцов карбонадо линии азотных или вакансионных парамагнитных центров не обнаруживаются (рис. 3, а), а малоинтенсивная изотропная линия может быть связана с магнитными примесными фазами, как это было отмечено авторами статьи [4]. В спектрах ЭПР трех образцов карбонадо регистрируется интенсивная узкая линия с $g = 2.003$ и хорошо разрешенный триплет P1-центров с шириной индивидуальных линий P1-центров примерно в 5 раз большей, чем в кристаллах алмаза. Два образца карбонадо характеризуется высокой концентрацией P1-центров (рис. 3, в), ширина индивидуальных линий в этих образцах достигает 0.3 мТ. В их спектре, как и в случае метаморфических алмазов, присутствует обменная линия. Отметим, что для “якутитов”, вероятных сибирских аналогов карбонадо, характерен еще более уширенный спектр ЭПР P1-центров (приведен в [3]), идентичный спектру метаморфических алмазов (рис. 2).

В выявляемых методом ЭПР композициях центров в карбонадо имеются ряд отличий от коровых мета-

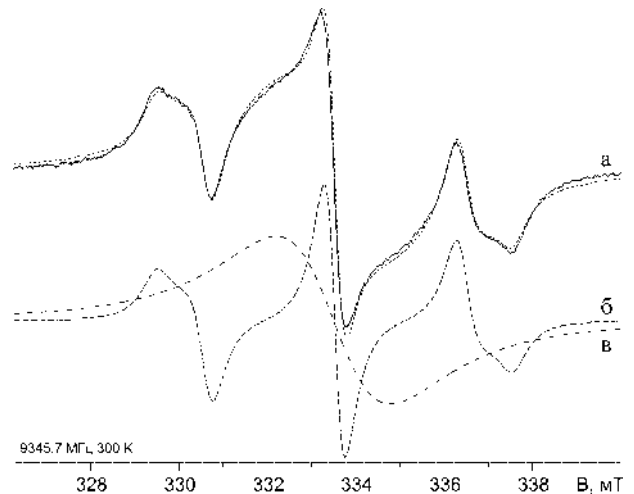


Рис. 3. Спектры ЭПР бразильских карбонадо: а — безазотистый образец (58 мг); б — карбонадо (311 мг) с низкой концентрацией P1-центров; в — карбонадо (248 мг) с высокой концентрацией P1-центров. Пунктир — расчетные спектры P1-центров

морфических алмазов, сближающих карбонадо с кристаллами, прошедшими мантийный “отжиг”. Узкая одиночная линия $g = 2.003$, регистрируемая в спектрах большей части карбонадо, относят к К-центрам, представляющим собой разорванные C-связи в ядре дислокации [10]. На ее фоне отмечается сложная структура, которая может быть отнесена к агрегатным азотным центрам с СТС от ^{14}N [6]. Сопоставление экспериментальных спектров с расчетными спектрами ЭПР азотных центров с малой величиной СТС показывает, что таковыми являются P2-центры и, возможно, центры типа азот–дивакансия NV_2 по [8]. В спектрах люминесценции карбонадо регистрируется N3-система. Наличие в бразильских карбонадо P2-центров (N_3V), указывающих на высокую степень агрегатизации дефектов, подтверждено также исследованиями с использованием более высокоразрешающего радиоспектрометра Q-диапазона [10]. Кроме того, в карбонадо выявлены центры типа N_2V^+ и N_2^+ , формирование которых в относительно малоазотистых алмазах требует высоких температур и давлений. В бразильском и центрально-африканском карбонадо выявлен также ряд дефектов, представляющих собой ассоциаты вакансий, их агрегаты с примесями и интерстициальный углерод [4, 10], для формирования которых необходимо длительное воздействие радиации в условиях высоких температур, реализующихся, например, при кристаллизации карбонадо в субдуцированных гидрокарбонатных породах земной коры [10]. Вышеперечисленные особенности системы азотно-вакансионных центров в карбонадо сложно интерпретировать с позиций гипотезы импактного происхождения карбонадо.

Карбонадо характеризуются, возможно, самым древним возрастом зарождения из известных модификаций алмаза — 3.2 млрд лет [11]. Причем, не исключено, что это верхняя граница их возрастной оценки, поскольку датировки произведены не по самому карбонадо, а по его включениям, возраста которых, в свою очередь, хорошо синхронизуются с цирконами древних высокометаморфизованных архейских пород, в

которых они находились, а затем, очевидно, мигрировали из коллектора в коллектор вплоть до современных россыпей. Таким образом, яркое отличие карбонадо от кристаллов мантийных алмазов и алмазов метаморфических (фанерозойских) возможно состоит в длительном пребывании карбонадо в метаморфических комплексах пород, сопоставимым с их возрастом в 3 млрд лет. Возможно, они являются реликтами древнейших кристаллических мантийных алмазов, прошедших разнообразную историю метаморфизма, сопоставимую по длительности с возрастом планеты Земля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. Г., Амосов В. Н., Красильников А. В. и др. Трансформация дефекта GR1 в природном алмазе типа Па при его отжиге // Письма в ЖТФ. 2000. Т. 26. Вып. 12. С. 1—7.
2. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 179 с.
3. Минеева Р. М., Сперанский А. В., Бершов Л. В., Егоров Б. Л. Дефекты в карбонадо: стабильный парамагнитный центр — аналог радиационного центра W15 в алмазе // Доклады АН. 1999. Т. 367. № 2. С. 238—240.
4. Минеева Р. М., Сперанский А. В., Егоров Б. Л. и др. ЭПР и катодоллюминесценция примесно-вакансионных центров в карбонадо // Геохимия. 2000. № 2. С. 147—156.

5. Минеева Р. М., Сперанский А. В., Янь Нян Бао и др. Электронный парамагнитный резонанс и катодоллюминесценция кристаллов алмаза из месторождений КНР // Геохимия. 2000. № 4. С. 361—369.
6. Петровский В. А., Мартинс М., Лютов В. П. и др. Минералогические и генетические особенности карбонадо из штата Минас Жерайс (Бразилия) // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар, 2003. № 33. С. 41—69.
7. Природные алмазы России: Науч.-справ. / Под ред. В. Б. Кваскова. М.: Полярон, 1997. 304 с.
8. Щербакова М. Я., Соболев Е. В., Надолинный В. А. Электронный парамагнитный резонанс низкосимметричных примесных центров в алмазе // Доклады АН СССР. 1972. Т. 204. № 4. С. 851—854.
9. Heaney P. J., Vicenzi E. P., De S. Strange Diamonds: the Mysterious Origin of Carbonado and Framelite // Elements. Vol. 1. 2005. P. 85—89.
10. Nadolny V. A., Shatsky V. S., Sobolev N. V., Twichen D. J. Observation and Interpretation of Paramagnetic Defects in Brazilian and Central African Carbonados // American Mineralogist. Vol. 88, № 1. 2003. P. 11—17.
11. Sano Yu., Yokochi R., Terada K., Chaves M. L., Ozima M. Ion microprobe Pb-Pb dating of carbonado, polycrystalline diamond // Precambrian Research. Vol. 113. 2000. P. 155—168.

ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИИ МЕЛКИХ АЛМАЗОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУУ-ДОУ-ГОУ (КИТАЙ)

А. Б. Макеев¹, Н. И. Брянчанинова¹, Мон Фанцон²

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

² Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Пекин, Китай

Алмазное месторождение Туу-Доу-Гоу — первая кимберлитовая алмазоносная трубка, найденная и разрабатывавшаяся в Китае, находится в провинции Ляонин (Ляодунский п-ов) в 70 км на СЗ от г. Далянь. Месторождение разрабатывалось карьерным способом в течение 15 лет и в настоящее время полностью отработано (рис. 1). Кимберлитовое тело имело линзовид-



Рис. 1. Карьер отработанного месторождения Туу-Доу-Гоу, июнь 2006

ную неправильную форму с субширотным удлинением при вертикальном размахе около 200 м, размеры его с глубиной постепенно уменьшались. На западе и востоке тело заканчивалось кимберлитовыми дайками, более протяженными, чем оно само. Вмещающими породами являются светло-желтые мелкозернистые крупно-плитчатые песчаники и темно-серые аргиллиты вендского возраста (600 млн л.). Кимберлитовое поле, куда входит месторождение Туу-Доу-Гоу, насчитывает около 100 кимберлитовых тел, среди которых четыре алмазоносные трубки, несколько силлов, а остальные — мелкие кимберлитовые дайки. Все тела приурочены к единой протяженной полосе северо-восточного простирания, являющейся проницаемой зоной между двумя консолидированными блоками древнего фундамента. Кимберлиты представлены серыми и темно-серыми брекчиевидными породами с разновеликими ксенолитами вмещающих песчаников, аргиллитов и т. д., а также с эллипсоидными оливин-серпентиновыми светло-серыми автолитами размером от долей мм до первых см (рис. 2). Основная масса кимберлита представлена серпентин-кальцит-сидерит-доломитовой мелкокристаллическим мезостазисом с



Рис. 2. Кимберлит месторождения Тоу-Доу-Гоу

многочисленными пылевидными включениями магнетита. Магнитная восприимчивость кимберлита — $1800\text{—}2300 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, что отвечает содержанию магнетита $0.85\text{—}1.1\%$. Высокая магнитность кимберлитов позволила выявить все тела с помощью аэромагниторазведки.

Известно, что особенностью кристалломорфологии ювелирных алмазов месторождения Тоу-Доу-Гоу является примерно одинаковое распространение как плоскогранных так и кривогранных кристаллов [4], что роднит их с алмазами из Архангельской субпровинции. Специалисты отличают до ста оттенков цветности кристаллов алмаза месторождения Тоу-Доу-Гоу, превалируют бесцветные — чистой воды, желтые, коричневые и серые. Нам приходилось изучать спектроскопические особенности коллекции кристаллов из этих месторождений, сравнительные данные приведены в монографии [2]. Объектом настоящего исследования стали несколько десятков мелких кристаллов алмаза случайной выборки размерностью около 1 мм, которые обычно не являются предметом пристального внимания минералогов, поскольку они не обладают высокой утилитарной ценностью. При промышленной добыче из россыпей они часто идут в отвал, а из кимберлитовых коренных месторождений алмазы такой размерности относят к техническим сортам. Существует мнение, что кристаллы мелких классов из месторождений краевых частей платформ со смешанной кристалломорфологией алмаза представлены только плоскогранными кристаллами, чаще всего октаэдрами. Оказалось, что это далеко не так. На рис. 3 показаны изображения небольшой части коллекции изученных кристалликов. Видно, что они представлены как плоскогранными формами (111) так и кривогранными кристаллами — октаэдроидами и тетрагексаэдроидами (065), комбинационными

кристаллами (065+365+111), а также многочисленными двойниками. Таким образом, снижение размерности кристаллов в выборке не приводит к заметной смене частотных характеристик кристалломорфологических разностей алмазов.

На энергодисперсионном электронном микроанализаторе JSM-5610 изучен химический состав поверхностных включений и примазок на алмазах (см. таблицу). Коллекция алмазов получена на исследование непосредственно из артели обогатителей, продолжающих работать на месторождении Тоу-Доу-Гоу, поэтому кристаллы не были подвергнуты кислотно-щелочной обработке, как обычно делается на обогатительных фабриках. На кристаллах сохранились примазки вторичных минералов из кимберлитовой породы: хлорит, серпентин, кальцит, доломит-Fe, кутнагорит, сидерит-Са, анкерит, барит; в качестве близповерхностных включений первичных минералов определены коэзит, ортопироксен (гиперстен), рутил-Fe, слюда, амфибол. Кроме того, обнаружены остатки металлических пленок Fe, Fe, Cr, а также отмечены (K, Na) Cl и двойная соль хлоридо-сульфат (K, Na, Mg, Ca, Fe), возникшие как выбросы солей из приповерхностных включений при вакуумировании кристаллов алмаза. Все первичные минералы из близповерхностных включений (рис. 3.10) однозначно указывают, что алмазы месторождения образовались в эклогитовом мантийном субстрате.

Проводятся электронно-микроскопические исследования вмещающих пород песчаников, мергелей и аргиллитов. Установлены минералогические признаки — новообразованные минералы особого состава и

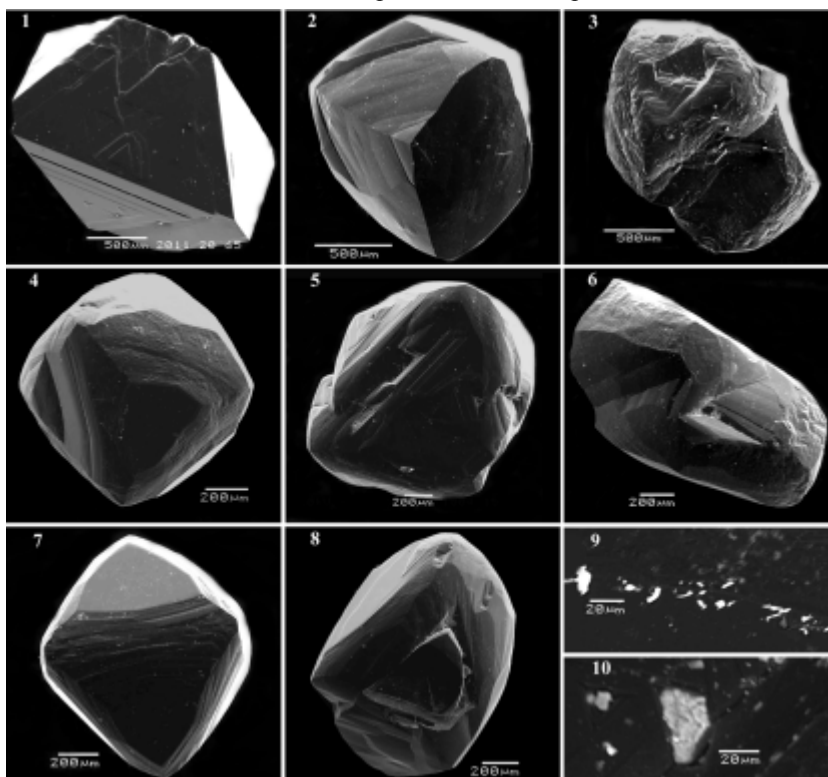


Рис. 3. Электронно-микроскопические изображения мелких кристаллов алмаза: 1 — плоскогранный октаэдр (111); 2 — тетрагексаэдроид (065); 4, 7 — комбинационные кристаллы (065+365+111); 3, 5, 6, 8 — кривогранные двойники; 9 — остатки металлической пленки из сплава Fe, Cr на кривогранной поверхности кристалла №3; 10 — приповерхностное включение коэзита

Химический состав включений и примазок на поверхности кристаллов алмаза (вес. %)

№ п/п	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	CoO	Сумма	Оксиды и силикаты
1-1		0.11	1.07	97.65		0.47			0.70		100.00	Коэсит
1-4		0.22	0.88	98.11		0.62			0.17		100.00	- « -
2-1		2.45		96.72		0.33			0.50		100.00	- « -
2-2		0.27		98.31	0.39	0.45			0.58		100.00	- « -
4-4				98.34		0.39			1.27		100.00	- « -
8-7		3.49	1.14				76.14		19.23		100.00	Рутил-Fe
5-1	1.73	29.40	8.08	51.63	0.47	1.30			7.39		100.00	Пироксен
5-3	1.27	26.38	8.51	42.02	1.27	5.51	1.15		13.89		100.00	- « -
5-4	2.91	29.58	6.94	52.56	1.39	0.62			6.00		100.00	- « -
7-1		19.88	4.76	44.61	1.30	1.01		1.35	27.09		100.00	- « -
5-5		13.93	16.95	41.87	6.86		4.49		15.90		100.00	Слюда
8-3		10.43	5.54	39.04	8.89		4.11		31.99		100.00	- « -
6-1	1.69	2.13	32.31	49.33	9.34	1.67	0.42		3.11		100.00	- « -
4-5	2.61	23.54	1.45	52.11		13.75			6.54		100.00	Амфибол
7-3	2.00	22.77	2.58	30.76	0.67	4.98	0.93	8.50	21.97	4.84	100.00	Хлорит
7-4	3.34	17.65	2.10	27.72	0.79	1.79	1.40	7.47	33.56	4.18	100.00	- « -
8-1		31.78		66.62					1.60		100.00	Серпентин

№ п/п	Na ₂ O	MgO	SiO ₂	SO ₃	Cl	K ₂ O	CaO	FeO	Ba	Сумма	Соли
1-5	7.99				41.15	50.86				100.00	(K,Na)Cl
1-6	15.22				37.59	44.76	2.43			100.00	- « -
1-7	13.48	1.15			36.79	46.49	2.09			100.00	- « -
2-3	14.18	6.15	3.88	25.42	17.59	11.40	21.38			100.00	Соль
2-4		2.52		27.00	14.61	16.69	18.54	20.64		100.00	- « -
5-2		2.62	0.82	33.54			0.53		62.49	100.00	Барит

морфологии, подобные выявленным нами ранее в Архангельской провинции [3]. Химический и микроэлементный состав речных и застойных вод в ареале кимберлитового поля Ляодунского полуострова совпадает с таковым вблизи кимберлитов, лампрофиров и алмазных россыпей на Среднем Тимане [1]. Все эти особенности являются типоморфными поисковыми признаками на коренные месторождения алмазов.

Авторы искренне признательны профессору Джан Ге за организацию полевых экспедиционных работ и профессору Яну Джинсу за финансирование лабораторных исследований в Пекине, а также китайским коллегам и специалистам аналитикам, чья помощь и участие способствовали выполнению данной работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ, проект № 04-05-64174.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И.* Гидрогеохимическая характеристика природных вод южной части Четласского Камня (Средний Тиман) // *Геоэкология*. 2006. № 4. С. 321—327.
2. *Макеев А. Б., Дудар В. А.* Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 336 с.
3. *Соболев В. К., Макеев А. Б., Кисель С. И. и др.* Новые

индикаторные признаки пород, вмещающих кимберлиты. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 60 с.

4. *Юшкин Н. П., Макеев А. Б.* Алмазные месторождения Тоудоугоу (Китай) и Архангельской области: сравнительный анализ // Сыктывкарский минералогический сборник. № 25. Сыктывкар, 1996. С. 5—33.

ГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ ТАТАРСКОГО КРАТОНА И КАМСКО-БЕЛЬСКОГО ПЕРИКРАТОННОГО ПРОГИБА

А. А. Макушин

«ТНК-Юниверс», Уфа

Анализ результатов прогнозно-минерагенического анализа региона последних десяти лет, позволяет выделить два приоритетных направления минерагенического анализа, реализация которых будет способствовать дальнейшему развитию минерально-сырьевой базы России. К этим направлениям относятся оценка перспектив и поиски месторождений: 1) коренных алмазов в Уральском регионе и 2) залежей углеводородов в докембрийских комплексах Татарского кратона и Башкирского мегантиклинория (перикратонном прогибе докембрия).

Методика изучения названных проблем региона заключалась: 1) в изучении особенностей эволюции динамики глубинной структуры в масштабах 1:1000000; 1:500000; 1:200000 и 1:50000 (для Башкирского мегантиклинория) на основе изучения плотностной структуры (=вещественных комплексов) в системе трансформаций гравитационного поля (“ Δq ”) R_2 - $R_1=300 \rightarrow 5$ км) для листов N-39; N-40; N-41 (зап.) с учетом результатов сейсмопрофилирования (ГСЗ — “УРСЕЙС”, “Тараташский”, “Троицкий”, “Гранит” ОГТ-Кулгунинский; 112, 114, 116, 118 — Зилаирские); 2) петрологическом анализе магматических комплексов и литологических образований эпох региональных континентальных перерывов ($R \rightarrow Pz$); 3) шлихо-минералогических поисков (в т.ч. мелкообъемном опробовании) масштабов 1:50000—1:200000; микрозондовом анализе шлихов и протолочек; 4) анализе: аэрокосмических материалов, аэрогамма-спектрометрических съемок, аэромагнитных съемок масштабов 1:200000—1:50000; 5) производстве поисковых маршрутов на основе петрофизического изучения потенциально-продуктивных магматических и литологических комплексов; 6) палеоструктурном анализе докембрийских и палеозойских комплексов; 7) в картографических и картосоставительских работах по обобщению и синтезу результатов минерагенического анализа нефтегазоносности и высокобарической минерагении.

В итоге получены следующие результаты.

На этапе формирования архей-раннепротерозойских формационных комплексов сформирована нижняя кора (K_1) (Н — 40—30 км); в рифейский этап — средняя кора (K_2) (Н — 30—15 км); в палеозойский этап — верхняя кора (K_3) (Н — 15—5 км).

Моделирование глубинных плотностных разрезов (Н — 0—60 км — 80 разрезов) листов N-39; N-40; N-41 (зап.) убедительно свидетельствует о раслоенности и хорошей коррелируемости K_1 , K_2 , K_3 между архейским Восточно-Европейским (=Татарским) кратоном и Южно-Уральским кратоном (выделяется впервые). Структура Центрально-Уральского (=Камско-Бельского) перикратонного прогиба, структурно-вещественные комплексы которого располагались между Татарским и Южно-Уральским архей-раннепротерозойскими кратонами, генерировались динамически активными верхнемантийными высокоплотными грядами (валами “типа СОХ”) субмеридионального простирания, которые последовательно смещались в восточном направлении: от западной периферии Татарского кратона к восточной — Южно-Уральского, занимая всё более “высокое” положение в разрезе з. к.

В процессе исследования построены геодинамические карты (=схемы инфраструктуры масштабов 1:1000000—1:200000 для каждого структурного уровня земной коры региона — K_1 , K_2 , K_3). Их анализ убеждает в том, что для нижней и средней коры (Н — 40—15 км) основной структурный план формировали высокоплотные гряды субмеридионального простирания (ширина свода 20—60 км). Для верхней коры (Н — 15—5 км) характерны кольцевые (купольного типа) новообразования, которые рассматриваются как “ядра кратонизации”. Для ряда формационных зон нижней и средней коры кратонов также типичны кольцевые с разноплотной инфраструктурой (ленточного типа) мантийно-коровые структуры. Особенностью структуры Южно-Татарского (Альметьевского) кратона является устойчивое, унаследованное развитие кольцевых (мантийно-диапировых?) структур по всему разрезу земной коры (з. к.). На примере анализа листов N-40-XXII, N-40-XXIII, характеризующих особенности глубинной плотностной раслоенности земной коры (з.к.) основных структурно-формационных зон Южно-Урала: Алатауского антиклинория → Инзерского синклинория → Ямантауского антиклинория → Зилаирского синклинория → Маярдакского антиклинория → Уралтауского антиклинория → Магнитогорского мегасинклинория можно сделать вывод о одиннадцати региональ-

ных, хорошо коррелируемых структурно-вещественных? ярусах плотностной расслоенности з. к.: “ Δq ” (R_1-R_2) 5—15 км — K_3^2 ; 12—25 км (K_3^1); 25—35 км (K_2^3); 35—45 км (K_2^2); 45—65 км (K_2^1); 65—90 км (K_1^2); 90—120 км (K_1^1); 120—140 км (K_1-VM); 140—160 км (VM_2); 160—180 км (VM_1^2); 180—200 км (VM_1^1). Для каждого из ярусов построены карты масштаба 1:200000 плотностной расслоенности з. к. На основе анализа подобных карт для листов N-40-XI, N-40-XVII, N-40-XXI, N-40-XXVII, N-40-XXVIII сделан вывод о “плавающей границе” Верхней мантии — Нижней коры в геодинамической системе докембрийского перикратонного прогиба. В рифтовых системах: — Бельской, Серноводско-Абдуллинской, Калтасинской, Инзерской, Зилаир-Уралтауской, Сакмарской эта граница ($VM-K_1$) может быть поднята до уровня верхней коры (K_3). Ядра кратонизации архей-раннепротерозойских кратонов (Татарского и Южно-Уральского) рассматриваются как полихронные области формирования базифицированных глубинных мантийно-конвективных структур ($S=2000-5000$ км²) с высокобарическим типом магматизма и метаморфизма. Это области формирования восстановленных мантийных и мантийно-коровых флюидных систем. К примеру, ядра кратонизации: Бураевское, Буздякское, Киргиз-Миякинское, Макарово-Нугушское, Тавтимановское, Шатак-Узянское, Кракинское и др. — в пределах перикратонного прогиба; а также Альметьевское (=Ромашкинское), Бавлинское, Буздякское — в пределах Татарского кратона выделяются как области купольного типа с послойно-ленточным типом распределения плотности, создающим эффект конвективной структуры. В ядре структуры — высокоплотный блок, латерально сопряженный с зоной (“лентой”) пониженной плотности > повышенная плотность и т.д. Чем “древнее” мантийно-конвективная структура, тем больше “плотностных” зон. Более “высокие” структурные зоны (к примеру: $R_1-R_2=60-80$ км) могут быть смещены относительно “низких” ($R_1-R_2=80-100$ км). В большинстве случаев к мантийно-конвективным структурам (=ядрам кратонизации) приурочены локальные положительные структуры фундамента перикратонного прогиба. Таким образом структурируются дискретные блоки перикратонного прогиба с высокоплотной конвективно-плотностной структурой в основании блока и выступами фундамента (Ag-Pt₁) в его кровле. Это и есть ядра кратонизации. Отмечается большая роль рифтогенных трансформных структур в положении ядер кратонизации. Альметьевск-Тавтимановский высокоплотный кратонизированный блок имеет широкое простираение, фиксируя архейский фрагмент Татарского кратона, выделяется на радиусе осреднения поля “ Δq ” ($R_1-R_2=80-100$ км) и подчеркивает минерагеническую связь кратона и перикратона. Альметьевская мантийно-конвективная структура (м. к. с.) (ядро кратонизации) Южно-Татарского свода начинает выделяться в системе трансформаций поля “ Δq ” ($R_1-R_2=60-80$ км) (как и Макарово-Нугушский). На осреднении 100—80 км ($VM-K_1^1$) в пределах Альметьевской и Макарово-Нугушской м. к. с. выделяется система разломов (=градиентных зон) разграничивающих высокоплотные и

низкоплотные блоки. Начиная со структурного этажа, фиксируемого “ Δq ” $R_1-R_2=60-80$ км, Альметьевский блок кратонизации формировался как конседиментационная структура в Pt₁, R—V, Pz₁₋₂. Такого ярко выраженного конседиментационного положительного режима не имеет больше ни одна из мантийно-конвективных структур региона. К Альметьевской структуре приурочено уникальное Ромашкинское нефтяное месторождение ($S=5-5000$ км²).

На примере Макарово-Нугушского ядра кратонизации можно также сделать вывод, что подобные мантийно-конвективные структуры контролируют также и высокобарическую минерагению.

Обширный ореол кноррингитовых пиропов, сочетающийся с аллювиальной алмазонасностью (р. Зиган) и лампроитовым редкоземельным трендом терригенных отложений такатинской свиты, убедительное тому доказательство. К сожалению, осталась совершенно неизученной высокобарическая минерагения нефтегазоносных глубинных структур линеamentного типа по формационным зонам кратона и перикратона. Глубинные структуры линеamentного типа имеют различный базис заложения: от более низкого (“ Δq ” $R_1-R_2=180-200$ км) — в зоне кратона и более высокого заложения (“ Δq ” $R_1-R_2=30-40$ км) — в перикратонном прогибе. Линеamentные трансформные глубинные разломы (Дёмского и Тавтимановского типов) являются связующим звеном между ядрами кратонизации, определяя, тем самым, синхронность и однотипность минерагенических процессов зон кратонизации.

Сделан также вывод, что областями генерации углеводородов в геодинамической системе Татарского кратона (PT) и территории Камско-Бельского перикратонного прогиба (PB) являются глубинные мантийно-конвективные структуры (K_1 ; K_2), а путями миграции (поступления в нефтелокализирующий коллектор) углеводородов служат системы кольцевых и линеamentных разломов, обусловленные спецификой развития структуры земной коры областей мантийно-купольных генераций. К примеру, в верхнем ярусе нижнего структурного этажа (“ Δq ” $R_1-R_2=60-80$ км) Альметьевской м. к. с. выделяется пять локальных глубинных зон разуплотнения, расположенных по периферии Ромашкинского нефтегазового поля (Акташская, Карабашская, Азнакаевская, Сармановская, Шуганская; скважины 20009-Новоелховская и 20000-Минибаевская ни одну из названных зон не вскрыли). На уровне средней коры произошла инверсия структуры — сформировался Альметьевск-Мензелинский высокоплотный и высокомагнитный свод. Из карты связи палеозойских нефтегазоносных полей и аномальных геохимических полей с элементами глубинной структуры Татарского свода следует, что положение Ромашкинского и Новоелховского н.г.п. контролируется преимущественно градиентными зонами “ Δq ” $R=80-40$ км. Вывод: процессы геодинамического развития структур нижнего и среднего этажа кристаллического фундамента (к. ф.) Альметьевской вершины Южно-Татарского свода и ответственны за минерагенические особенности становления нефтегазового поля (н. г. п.) Альметьевской мантийно-конвективной структуры. Общий вывод:

ассоциация углеводородов и алмазов — это естественная парагенетическая ассоциация, генерирующаяся в близких термодинамических условиях и формирующая латерально-зональные минерагенические районы. (Заключение сделано на основе анализа Вишерского и Стерлитамак-Ишимбайского = Макарово-Нугушского алмазоносного и нефтегазоносного районов). Правомерно, в дальнейшем рассматривать систему нефть-алмазы в качестве высокобарической минерагенической ассоциации, а комплекс прогнозно-поисковых работ на нефть фундамента должен удовлетворять выводу о высокобарическом генезисе нефти Татарского кратона и Камско-Бельского перикратонного прогиба. К примеру, в районе Маярдакского алмазоносного района (Маярдакского антиклинория), по материалам “ТНК-Юниверс”, можно заключить о высокой степени коррелируемости пропан-метановых аномальных полей (данные аэрогамма-спектрометрии масштаба 1:50 000) и алмазоносных зон “туффизитового” типа. Первоочередными поисковыми объектами на нефть, газ и алмазы Республик Татарстан и Башкортостан являются мантийно-конвективные области = ядра кратонизации. Изучение связи алмазной минерагении: находок алмазов и их минералов-спутников, редкоземельной геохимии лампроитового типа терригенных комплексов эпох региональных перерывов зоны Башкирского мегантиклинория, с особенностями структурирования высокоплотных верхнемантийных-нижнекоровых блоков земной коры в пределах листов N-40-XI, N-40-XVII, N-40-XXI, N-40-XXII, N-40-XXIII, N-40-XXVII, N-40-XXVIII, N-40-XXXIV показало на их прямую связь. Построены специальные карты масштаба 1:200000. Установлено, что для пироп-кноррингитовой алмазоносной ассоциации (якутский тип) и пироп-альмандиновой алмазоносной ассоциации (вишерский тип) характерны различные глубины формирования: пироп-кноррингитовый тип генерируется структурным этажом “Δq” ($R_1—R_2=160—300$ км), а пироп-альмандиновый — “Δq” ($R_1—R_2=120—140$ км). Данный вывод необходимо учитывать при прогнозе коренных алмазов по любому региону России. На примере Южного Урала этот вывод имеет наиболее значимое подтверждение: пироп-кноррингитовая ассоциация Макарово-Нугушского района характеризуется устойчивым развитием высокоплотного типа (BM—K₂) з.к. в пределах структурного яруса “Δq” $R_1—R_2=220→100$ км, а пироп-альмандиновая ассоциация окраинно-континентальной рифтовой системы рифея Маярдак-Зилаирского алмазоносного района формировалась на базе развития высокоплотных структур только в системе структурного этажа “Δq” $R_1—R_2=120—140$ км. В целях прогноза коренной алмазоносности необходимо также учитывать факт существования двух генетических типов накопления минералов-спутников алмазов (МСА) в терригенных толщах: переотложенного и конседиментационного. Для первого характерно отсутствие геохимических ассоциаций РЗЭ кимберлит-лампроитового типа, а для второго — высокий уровень накопления и дифференциации тренда РЗЭ, аналогичный кимберлит — лампроитовым ассоциациям. Наиболее ярко конседиментационный тип проявлен в от-

ложениях такатинской свиты (D_2tk) — Макарово-Нугушский пироп-кноррингитовый ореол и буландихинской толщи (R_1) — Зюраткульский алмазоперспективный район. При производстве прогнозных работ (масштаб 1:500000—1:200000) на коренные алмазы следует перена-целить геологов на изучение редкоземельной геохимии эпох континентальных перерывов.

В отдельных структурно-фациальных зонах ордовика уровень накопления и дифференциации РЗЭ в терригенных толщах может приближаться к кимберлит-лампроитовому тренду. Дифференциация и уровень накопления РЗЭ могут быть различны в терригенных толщах и в такатинской свите. Это свидетельствует об одном: центры щелочно-ультраосновного магматизма палеоводосборов ордовика, среднего девона, Pz₃, также как и рифея, в пределах мантийно-диапировых структур (=ядер кратонизации) распределяются неравномерно, что следует учитывать при организации полевых поисковых работ. Не исключено, что так называемые зоны аргиллитизации “туффизитового типа” формировались на основе магматизма эпох континентальных перерывов и его последующей латеритизации в Mz-Kz этап развития структуры кристаллического фундамента Урала. Локализуется “туффизитовый” минерагенический тип, как показали глубинные геолого-геофизические плотностные разрезы масштаба 1:50000 по Маярдакскому поисковому объекту (“ТНК-Юниверс”) в диатремовых структурах трубчатого типа, подводящие каналы которых прослеживаются от кровли кристаллического фундамента (глубина 6-10 км) — это третий (верхний) уровень алмазогенерации на Южном Урале (BM; K; к. ф.). Близок “пермяковской диатреме” Среднего Урала. Также в районах Южно-Уральских диатрем, как и на Среднем Урале, отмечается гипергенное бурожелезняковое оруденение, латеритизация вмещающих пород (R, Pz₁), аргиллизация “козьминского” типа (Маярдакская поисковая площадь). Для Южно-Уральских диатремовых зон характерна пироп-альмандиновая (алмазоносная), ставролитовая, кианитовая, хлоритоидная, муассанитовая, корундовая шлихо-минералогическая ассоциация, а также стеклянные и магнитные шарики. В ряде структурных зон (Маярдакская, Тирлянская, Бурзянская, Шатак-Узянская, Кракинская, Макарово-Нугушская, Азнагуловская) интенсивно проявлена флоренсит-монацитовая и рутил-циркониевая ассоциация, совместно с интенсивными гамма-спектрометрическими аномалиями по K, Th, (U, Ra).

Комплексный петрологический анализ магматических образований Башкирского мегантиклинория позволил выделить ореолы развития континентального магматизма. Одной из зон, наиболее интенсивно проявленного континентального полихронного и полиформационного магматизма, является зона Шатак-Узянской (верхнекоровой) и Шатакской (среднекоровой) мантийно-диапировой структуры. Здесь, на хр. Бол. Шатак, в разрезе раннерифейских расслоенных ультрамафитов (впервые выделенных геологом Макушиной Е. А. в 1991 году), когломатов, базальтов и кислых эффузивов на участке “Лесовские поляны” выявлены рифейские лампроиты, выделенные в самостоя-

тельный Лесовской комплекс. Горы сильно изменены процессами древнего корообразования и контактового метаморфизма со стороны более позднего базальтоидного и кислого магматизма. В протолочках установлены хромшпинелиды алмазоносной ассоциации. Возраст лампроитов лесовского комплекса сопоставляется с возрастом формирования предсреднерифейских кор выветривания буландихинской толщи. В зоне Зюраткульского глубинного разлома, являющегося одним из центральных элементов окраинно-континентальной рифтовой системы, на трёх участках выявлены лампроиты Узьянского комплекса, возраст которых определен как поздний рифей — ранний палеозой. В протолочках отмечаются значительные количества серпентина и единичные знаки высокохромистых хромшпинелидов. Содержания РЗЭ группы лантаноидов достигают 330 г/т, бария 1200 г/т, стронция 600 г/т, кобальта 260 г/т. В рифейском (R_1 —?) — Яндыкском щелочном комплексе Маярдаского лицензионного участка (“ТНК-Юниверс”) в объемной пробе, отобранной в 2005 г. из лампрофиров, методами минералогического и рентгено-структурного анализа (в 2006 г.) обнаружены обломки кристаллов алмаза. Яндыкский комплекс является аналогом Кадышского щелочного комплекса, расположенного в непосредственной близости к алмазоносному аллювию р. Карагаз и Кадыш. Алмаз в Яндыкских лампрофирах — первая находка алмаза в магматических образованиях докембрия на Южном Урале. Приведенные данные свидетельствуют о полихронности проявления щелочно-ультраосновного магматизма в фанерозойской истории региона и необходимости дальнейшего изучения этой проблемы. Ассоциация рифейских лампроитовых и лампрофировых комплексов с такими магматическими, также рифейскими полихронными образованиями, как бердяушский плутон, шатакский и машакский щелочные комплексы; вендские — кулгунинский, ахмеровский и ямашлинский щелочные комплексы свидетельствует о зрелости континентальной коры уже в дорифейскую эпо-

ху. Полевошпатовые комплексы терригенных толщ раннего зильмердака (R_3z/l_1 -бирьянская свита) — образования Инзерской рифтогенной области верхнемантийного заложения, показывают на существование и в рифее континентальной коры, в процессе формирования которой, происходила генерация и углеводородов (R_3in).

Вывод: для перикратонных прогибов не запрещена высокобарическая минералогия якутского (=классического) типа и возможен положительный прогноз углеводородных залежей в рифее Башкирского мегантиклинория. При проведении крупнообъемного опробования мезозойской коры выветривания по ордовикским песчаникам был обнаружен кристалл алмаза. Подобная минералого-геохимическая характеристика позволяет сделать вывод о том, что в ордовикскую эпоху размывались рифейские алмазоносные аппараты. Более определённые выводы о промышленной значимости формационно-генетического “туффизитового” типа алмазоносности будут получены по завершению прогнозно-поисковых работ по Маярдаскому лицензионному поисковому объекту.

Предложенная методика минералогического анализа может быть применена при прогнозе горно-химического сырья (плавиковый шпат), редкометального оруденения, золота, цветных металлов. Работа в этом направлении начата в “ТНК-Юниверс”.

В заключении авторы благодарят руководство “ТНК-Юниверс”, Министерство природных ресурсов Татарстана и ОАО “Башкиргеология” за финансирование данных направлений анализа минерально-сырьевой базы Волго-Уральского региона. Дальнейшее изучение алмазоносности в рамках федеральной программы по ГМК-500 по РБ, поисковых работ по лицензионным объектам Южного Урала, прогнозных исследований перспектив углеводородного сырья в докембрийских толщах Республик Татарстан и Башкортостан, на основе изложенной концепции, приведёт к открытию новых минерально-сырьевых районов Волго-Уральского региона.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ БЕЛОМОРЬЯ

А. И. Малов

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск

Наиболее характерной особенностью кимберлитов Беломорья является интенсивная измененность пород. В первую очередь это проявляется в их сапонитизации. Для сравнения можно сказать, что в кимберлитах Якутии преобладает серпентин, а в Южной Африке — оливин. Оливин в породах месторождения алмазов им. М. В. Ломоносова установлен только в порфирированных кимберлитах глубоких горизонтов (840—1065 м); серпентин — в порфирированных кимберлитах и автолитовой брекчии; сапонит — во всех типах пород. В автолитовых брекчиях он преобладает до глубин порядка 150—300 м, встречается в основном до 450 м; в ксеногубрекчиях прослежен более чем на 700 м.

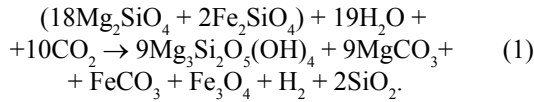
Вмещающими породами по отношению к кимберлитовым трубкам являются песчаники, алевролиты и аргиллиты венда: падунской свиты (Vpd) — мощностью 120—200 м, мезенской (Vmz) — 250 м, усть-пинезской (Vup) — 500 м и рифея (R) — от нуля до 4.5 км (рис. 1).

К моменту внедрения в породы осадочного чехла расплав, в основном, содержал неизменный оливин. По данным С. И. Киселя, массивный кимберлит, встреченный в интервале глубин 840—1065 м в трубке Пионерская, содержит серпентин только в порфирированных вкрапленниках и прожилково-гнездовых образованиях (~ 15 %); в основной же массе он отсутствует. В ав-

толитовых брекчиях глубоких горизонтов содержание серпентина резко повышается: до 100 % во вкрапленниках и 30—80 % — в основной массе.

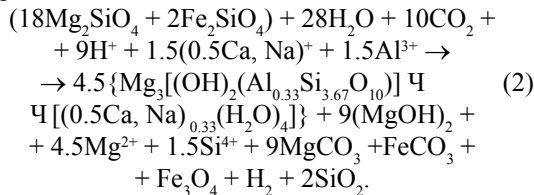
То есть, при соприкосновении расплава с водой песчано-глинистых горизонтов осадочного чехла практически весь оливин автолитовых брекчий был серпентинизирован.

При содержании FeO в оливине трубок взрыва месторождения алмазов им. М. В. Ломоносова до 10 %, процесс серпентинизации можно представить в виде:



При этом поглощается 11.6 весовых, или 46.5 объемных процентов воды; 15 весовых процентов CO₂. Объем серпентина составляет 133 % по отношению к объему исходного оливина.

Ввиду избытка воды в системе и присутствия Ca, Na и Al во вмещающих породах, происходит и образование сапонита уже на этой пневматолитово-гидротермально-метасоматической стадии. Сапонитизация осуществляется за счет привноса кальция, натрия и алюминия из вмещающих пород и подземных вод экзогенного происхождения:



Для этого процесса необходимо уже 17.8 весовых, или 71 объемный процент воды. Образующийся сапонит составляет 70.2 % от веса исходного оливина, его объем составляет 129.4 % по отношению к объему исходного оливина.

При серпентинизации оливина по (1) содержание MgO, снижается с 50 % до 37.5 %; при сапонитизации по (2) — до 19 %. Фактические содержания MgO в оливине месторождения алмазов им. М. В. Ломоносова — 50.8 %, в серпентине — 32.4 %, в сапоните — 24.3 %, что близко к расчетным значениям.

В таблице и на рис. 2 представлена информация о степени измененности оливина в кимберлитовых породах месторождения алмазов им. М. В. Ломоносова в зависимости от фильтрационных и емкостных свойств вмещающих трубку осадочных пород. Для сравнения приведены данные по аналогичным образованиям Южной Африки и Якутии.

Зависимость измененности оливина кимберлитовых пород от фильтрационных и емкостных свойств вмещающих осадочных пород

Регион	Преобладающие породы чехла	Пористость, %	коэффициент фильтрации, м/сут	Содержания минералов, %		
				оливин	серпентин	сапонит
Южная Африка	кварциты, гнейсы глинистые сланцы	1 до 4	10 ⁻⁷ 10 ⁻⁶	90	10	-
Якутия	известняки, доломиты пористые - « - трещиноватые	5	10 ⁻²			
		10	1	30	70	-
Мезенская синеклиза	аргиллиты R аргиллиты Vup песчаники V	4—7	10 ⁻⁴	85	15	-
		15	10 ⁻⁴	-	90	10
		20	1—10 ⁻²	-	25	75

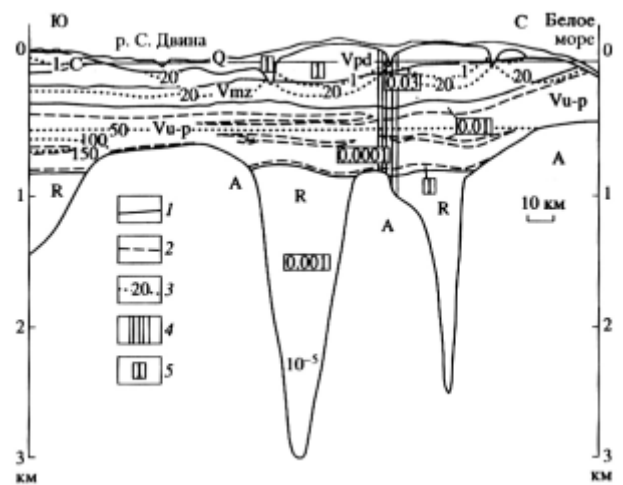


Рис. 1. Гидрогеологический разрез через месторождение алмазов им. М.В.Ломоносова (Золотицкое рудное поле): 1 — геологические границы, 2 — границы опесчаненных слоев в усть-пинежской свите венда, 3 — изолинии минерализации, г/л, 4 — трубки взрыва месторождения им. М. В. Ломоносова, 5 — коэффициент фильтрации отложений, м/сутки

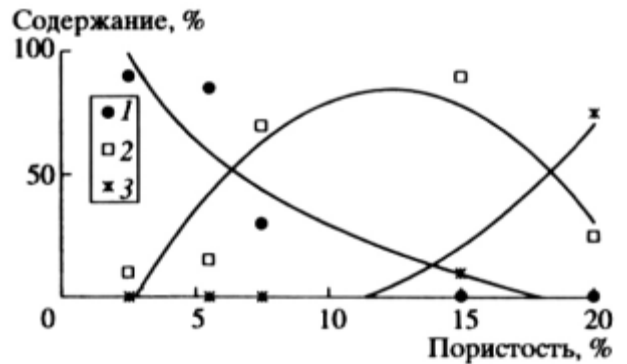


Рис. 2. Зависимость измененности минералов кимберлитовых пород от пористости вмещающих осадочных пород: 1 — оливин, 2 — серпентин, 3 — сапонит.

Графики, приведенные на рисунке, показывают очевидную связь состава кимберлитовых пород всех регионов и фильтрационных и емкостных свойств вмещающих осадочных пород. В породах с пористостью n = 6—18 % преобладает серпентинизация, а в породах с n > 18 % — сапонитизация оливина. Для этих процессов достаточно поглощения воды, содержащейся ~ в 2.5-кратном по отношению к объему трубки объеме осадочных пород.

Исключительно высокая степень измененности кимберлитов Беломорья под воздействием экзогенных

подземных вод свидетельствует о значительной роли последних в сохранении или уничтожении алмазности пород трубок взрыва. Поэтому палеогидрогео-

логические условия, существовавшие в период формирования кимберлитов Беломорья, можно рассматривать как один из поисковых критериев.

ТИМАНСКОЕ НЕБО В АЛМАЗАХ: РЕАЛЬНЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ КОРЕННОЙ И РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ СРЕДНЕГО ТИМАНА

Б. А. Мальков

Коми государственный педагогический институт, Сыктывкар

Единственное в Республике Коми месторождение россыпных алмазов Ичетью находится в протяжённой (до 1300 км) и прерывистой «тиманской» региональной полосе девонских алмазоносных аллювиальных и прибрежно-морских палеороссыпей, окаймляющих с северо-востока эпикарельскую часть Русской платформы [6]. Современные и ископаемые россыпи подобного фациального типа в Юго-Западной Африке и на Вишерском Урале отличаются высоким качеством ювелирных алмазов со средней стоимостью 300—400 долларов за карат. Алмазы месторождения Ичетью вдвое дешевле и, по оценке специалистов якутской компании «Алроса», стоят в среднем 150 долларов за карат, что втрое выше средней стоимости (около 50 дол/кар) алмазов из кимберлитового месторождения имени Гриба в Архангельской алмазоносной провинции и примерно в 20 раз выше средней стоимости (7 дол/кар) алмазов из лампроитовой трубки Аргайл в Австралии. Стоимость кубометра алмазоносных «песков» продуктивного «пласта» в месторождении Ичетью составляет примерно 20 дол/м³. Мощность золотоносного с алмазами продуктивного «пласта» на месторождении Ичетью составляет 0.8 м при среднем содержании золота 1 г/м³ и алмазов 5—10 мг/м³. Локальные концентрации золота в гравийных карманах продуктивного пласта достигают 100—140 г/м³ и отмечаются на Умбинском и Золотокаменном участках. В россыпи преобладает (до 75 %) очень мелкое (<250 мкм), высокопробное золото [8]. На участке Золотокаменном, по устному сообщению А. А. Котова, изредка встречаются крупные плоские золотины массой до 120 мг. Повсеместно присутствует заметная фракция «нового» аутигенного (?) золота, обрастающего снаружи кластогенные золотины [7]. В наиболее богатых «струях» продуктивного «пласта» содержание алмазов повышается до 30 мг/м³ [1]. В россыпи преобладают мелкие алмазы массой 0.1—0.5 кар. Редко встречаются «каратники». За всё время поисков найден один алмаз массой более 2 карат (446 мг). Семьдесят бриллиантов, изготовленных из ювелирных тиманских алмазов, украшают золотой герб Республики Коми.

Границы ареала продуктивного «пласта» на месторождении Ичетью достоверно не определены, поэтому прогнозные ресурсы алмазов и золота могут быть оценены приблизительно. В районе бывшего карьера на берегу Умбы (участок Умбинский) разведанные за-

пасы алмазов на площади примерно в 1 км² составляют, по данным В. А. Дудара, всего 2000 кар, а россыпного золота 200 кг. По оригинальным расчетам А. А. Котова, приведенным в докладе А. В. Велькова с коллегами, они значительно больше, составляя 249 кг для золота и 24860 карат для алмазов. Вместе с тем, ресурсные запасы алмазов и золота в полосе распространения тиманских палероссыпей на север и северо-запад от реки Умбы, общей площадью в 6Ч15 = 90 км², включая участки Сидоровский и Золотокаменный, могут быть увеличены, по крайней мере, в 90—100 раз. Строго говоря, месторождение Ичетью осталось недоразведанным на большей части своей площади, где опробование было проведено лишь двумя десятками глубоких (до 20 м) шурфов и редкой сетью разведочных скважин, не дающих объективного представления о содержаниях золота и особенно алмазов в продуктивном пласте.

Прибрежно-морская (литоральная) палероссыпь Ичетью приурочена к базальной верхнеэфельской части пижемской свиты среднего девона и залегает на титаноносных отложениях малоручейской свиты ордовикского (?) возраста на глубине от 0 до 200 м. В районе широтного колена реки Умбы (участок Умбинский) находится лучший на Среднем Тимане естественный выход продуктивного «пласта» на дневную поверхность. Именно здесь в карьере 100 на берегу Средней А. А. Котовым, В. М. Пачуковским и В. П. Савельевым в 1984 году в крупнообъёмных пробах были обнаружены первые алмазы, а несколько позднее в карьере 104-173 велись продолжительные поисково-оценочные работы и попутная добыча алмазов и золота, в процессе которой было извлечено около 300 кристаллов алмаза общей массой 80 карат и несколько килограммов золота. Россыпь залегает на неровном и трещиноватом с глубокими промоинами «малоручейском» плотике и имеет сложное струйчатое строение. Мощность базального продуктивного «пласта» в среднем 0.8 м. На всей остальной части Умбинского участка продуктивный «пласт» залегает на глубине более 20 м, что полностью исключает возможность его будущей отработки открытым способом. На всём высоком водораздельном пространстве от Умбы до Печорской Пижмы глубина залегания пласта достигает 30—40 м. Поэтому кондиционное разведочное его опробование возможно здесь только шурфшахтами большого се-

чения «вишерского» типа с отбором крупнообъемных по 20—50 м³ проб по традиционной «уральской» методике несколькими рядами параллельных разведочных профилей. Прогнозируемые горно-геологические условия проходки шурфов — сложные и тяжелые. Песчаники пижемской свиты среднего девона слабо литифицированы, высокопористы и водоносны. В районе бывшего карьера 104-173 на берегах Умбы, то есть в пределах запретной водоохранной зоны, в принципе возможна и крайне необходима глубокая разведка продуктивного «пласта» горизонтальными выработками — штольнями. Но ситуация такова, что подобные работы в водоохранной зоне Пижемского заказника законодательством Республики Коми запрещены.

Что касается общих перспектив россыпной и связанной с кимберлитами коренной алмазности Среднего Тимана, то они не так радужны, как это представлялось автору в 1970 г. в его научном прогнозе алмазности Русской платформы, переданном в Мингео СССР и положившем начало систематическим алмазопромышленным работам на Тимане [9]. Трубки Умбинского поля, открытые в 1977—1978 гг. геологами УГРЭ при заверке магнитных аномалий, оказались «пустыми». Прогноз подтвердился только в отношении россыпной алмазности девонских отложений. Алмазность верхнеэфельских псефитов была установлена в 80-х гг. исследованиями А. А. Котова на Умбе и Печорской Пижме в пределах нынешнего месторождения Ичетью [6]. Тиманиды, окаймляющие эпикарельский Русский кратон, имеют байкальский возраст, и потому алмазности кимберлитов на Тимане ожидать не приходится [6]. Все алмазные кимберлиты в мире, включая и девонские кимберлиты Архангельской алмазной провинции, согласно правилу Клиффорда, локализируются в пределах кратонов [4, 5, 6], точнее в их частях, имеющих глубокие алмазные литосферные корни. Трубки взрыва Умбинского поля, хотя и содержат индикаторные мантийные минералы графит-пироповой фации глубинности: пироп, пикроильменит, хромшпинелид, но полностью лишены алмазов, а их принадлежность кимберлитам осталась недоказанной [2, 6]. Кроме того, эти трубки при определении их точного абсолютного возраста могут оказаться моложе тиманских эфельских алмазных россыпей, так как они «питают» пиропами только нижнефранские отложения. Отсюда следует вывод, что Тиман, как и Вишерский Урал, относятся к типичным

провинциям россыпной алмазности [5]. И все будущие перспективы алмазности Тимана могут быть связаны только с оконтуриванием уже найденных и поисками новых палеороссыпей. Безуспешные многолетние поиски на Тимане и Вишерском Урале алмазных кимберлитов не дали (да и не могли дать) желаемых результатов, поскольку в основу их был положен неоправданный расчёт [9] на возможные исключения из фундаментального правила Клиффорда. Скоропалительные сообщения об открытии на Среднем Тимане десяти кимберлитовых и лампроитовых тел (трубок, силлов и даек) на Вольско-Вымской гряде и Четласском Камне в истоке р. Мезени [3] являются неудачной и неуклюжей попыткой выдать желаемое за действительное.

ЛИТЕРАТУРА

1. Битков П. П., Шаметько В. Г. Девонская полиминеральная россыпь Ичет-Ю на Среднем Тимане // Наследие А. Я. Кремса — в трудах ухтинских геологов. Сыктывкар, 1992. С. 136—140.
2. Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Мальков Б. А. Мантийные включения в диатремах северо-востока Русской платформы // Доклады АН СССР. Т. 249. № 3. 1979. С. 680—683.
3. Макеев А. Б., Дудар В. А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 336 с.
4. Мальков Б. А. Геология и петрология кимберлитов. СПб.: Наука, 1997. 280 с.
5. Мальков Б. А. Проблемы и перспективы алмазности Русской плиты, Тимана и Урала // Геология алмазов — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). — Воронеж: ВГУ, 2005. С. 347—354.
6. Мальков Б. А., Холопова Е. Б. Трубки взрыва и алмазные россыпи Среднего Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 1995. 52 с.
7. Мальков Б. А., Швецова И. В. Аутигенное золото в девонских литоральных псефитах Тимана // Наследие А. Я. Кремса — в трудах ухтинских геологов. Сыктывкар, 1992. С. 140—146.
8. Остащенко Б. А., Цаплин А. Е., Майорова Т. П. Мелкое золото палеозойских россыпей // Серия препринтов сообщений «Научные рекомендации — народному хозяйству». Коми НИЦ УрО АН СССР. Вып. 82. 1989. 16 с.
9. Перспективы алмазности Русской платформы (о перспективах алмазности Тимана) / Б. А. Мальков. Научный доклад на заседании экспертной комиссии секции рудных полезных ископаемых НТС Мингео СССР по вопросу «Направление поисковых и н.-и. работ по оценке перспектив алмазности Русской платформы» 9—10 июня. М. 1970. 12 с.

ИМПАКТНЫЕ АЛМАЗЫ (ТОГОРИТЫ) И МЕДИСТОЕ ЗОЛОТО (КУПРОАУРИД) В КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЕ

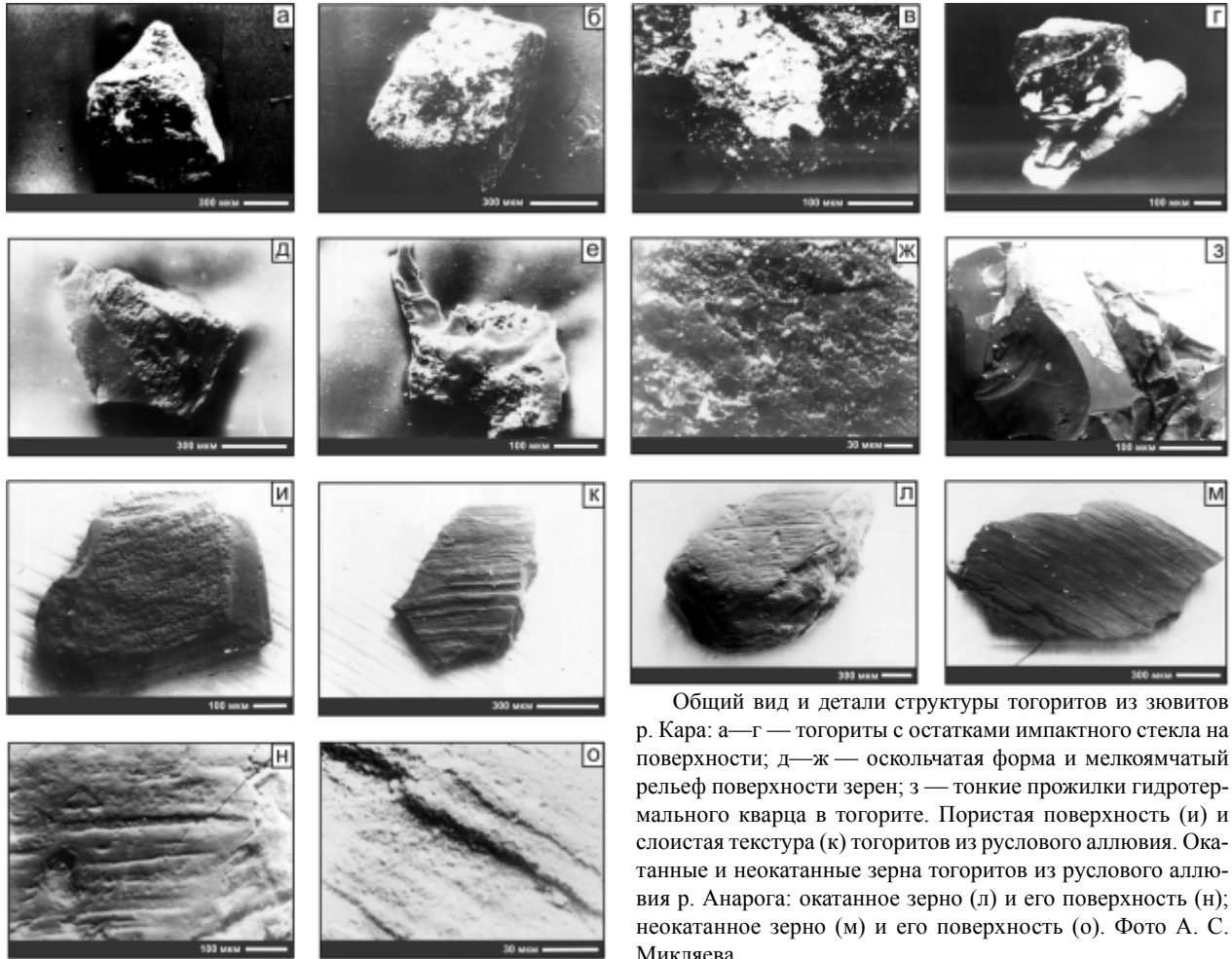
Б. А. Мальков

Коми государственный педагогический институт, Сыктывкар

Карская астроблема, расположенная на юго-западном берегу Байдарачкой губы Карского моря, входит в десятку крупнейших импактных структур Земли, занимая третью позицию среди российских астроблем после Попигайской (D~100 км) и Пучеж-Катунской (D~80 км). Её современный диаметр 65 км почти вдвое уступает первоначальному, который составлял предположительно в момент импакта 70.3 млн лет назад примерно 120 км [4]. Глубокая эрозия уничтожила значительную часть коптогенного комплекса астроблемы и обнажила в центральном поднятии цокольный комплекс «пайхонд», представленный палеозойскими толщами с интрузиями девонских диабазов [1, 9]. Более древние нерасчленённые верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования вскрыты скважинами в пределах центрального поднятия астроблемы на глубине ~500 м. Наиболее молодые отложения, входящие в состав цокольного комплекса — образования меловой системы, в настоящее время не сохранились в прилегающих к Карской депрессии районах. Судя по включениям в импактитах и брекчиях, они сложены полимиктовыми глинистыми песками, глинами, песчаниками, аргиллитами с прослоями бурых углей, опок, сидеритов [1]. Заслуживает внимания присутствие в импактитах и брекчиях фрагментов нижнепермских углей, способных при ударном метаморфизме превращаться в импактные алмазы.

Глубина истинного дна кратера в южной части структуры составляет 0.6—0.8 км, в северной, судя по данным сейсмического профилирования, вероятно, превышает 2 км. В его центральной части находится поднятие раздробленных пород цоколя диаметром до 10 км. Астроблема денудирована в южной припайхойской части не менее чем на 1.5 км. Разная степень денудации отдельных её частей хорошо согласуется с представлениями о том, что в неогене и в раннечетвертичное время Пай-Хойский антиклинорий испытывал активное воздымание [1, 8]. В западном, южном и юго-восточном секторах структуры истинное дно кратера и его борта перекрыты аллогенными брекчиями, мощность которых местами измеряется первыми сотнями метров. В северном и в северо-восточном секторах непосредственно на деформированных породах цоколя на бортах кратера залегают зювиты. Основные массы зювитов, обогащённых обломками стекла, и тела тагамитов приурочены именно к этим секторам структуры. Импактиты являются преобладающей частью разреза коптогенного комплекса и представлены зювитами и тагамитами. Зювиты состоят из обломков пород цокольного комплекса и импактных стёкол, сцементированных тонкораздробленной массой того же состава. Тагамиты имеют ограниченное распростра-

нение и составляют лишь доли процента от общего объёма импактитов. Выходы пластовых тагамитов встречены в юго-восточном (бассейн р. Анароги) и северном (устье р. Кары) секторах, где присутствуют их пологие линзообразные залежи мощностью до 15 м, а выходы жильных (дайковых) тагамитов известны в устье р. Кары вблизи мыса Полковник и в южной части астроблемы на правом берегу Кары в 300 м выше впадения в неё ручья Тогорей-Яха [5, 6, 7]. Тагамиты представляют особый интерес, так как именно в них нам впервые в астроблеме удалось обнаружить вкрапленность медистого золота, пентландита, халькопирита и присутствие ксенолитов апоугольного графита, который при высоких РТ-параметрах способен превращаться в алмаз [5, 6, 7]. Тогорит, как новый тип импактных алмазных агрегатов, был впервые обнаружен и изучен Е. А. Езерским в протоочных пробах «карских» зювитов и тагамитов [2]. Он представляет скрытокристаллический апоугольный агрегат алмазных кристаллитов, отличающийся от попигайских импактных апографитовых алмазов (якутитов) «облегчённым» изотопным составом углерода и отсутствием в нём гексагональной лонсдейлитовой фазы [3]. Изотопный состав углерода тогоритов близок таковому углерода пермских углей ($\delta^{13}\text{C}$ — -22.75 и -24.13 — -24.62 ‰ соответственно). Размеры алмазных кристаллитов, слагающих тогориты, составляют 0.01—1 мкм. Якутиты — это скрытокристаллические параморфозы алмаза и лонсдейлита по таблитчатым кристаллам графита. Тогориты же выглядят, как бесформенные со слоистой текстурой скрытокристаллические алмазные породные агрегаты (см. рисунок). Такая текстура, вероятно, унаследована от исходного угольного вещества. Наблюдать в шлифах или аншлифах тогориты *in situ* в импактитах пока никому не удавалось. А. С. Микляевым при геологическом доизучении Карской площади в масштабе 1:50 000 было отобрано шесть валовых проб массой от 15 до 103 кг, представляющих тагамиты, зювиты, импактные полиминеральные стекла. Алмазы были установлены во всех пробах в количестве от 13 до 585 знаков при содержаниях от 1.4 до 52.5 карат/т [8]. В результате мелкообъёмного (0.5—1.5 м³) опробования рыхлых отложений в бассейнах рек Кары, Анароги, Сибирчатые и Сопчаю, тогориты были установлены в современных аллювиальных галечниках кос, отмелей и русел рек в пределах Карской астроблемы. Алмазы встречены в классах $-1 +0.5$ мм, $-2 +1$ мм и в одной пробе в классе $-4 +2$ мм при содержаниях от 0.11 до 1 карат/м³ [8]. А. А. Котов (личное сообщение) обнаружил такой же крупности (до 4 мм) обломки тогоритов при опробовании аллювия реки Кары в её нижнем течении. В аллювиальных отложениях реки Анароги также при-



Общий вид и детали структуры тогоритов из зювитов р. Кара: а—г — тогориты с остатками импактного стекла на поверхности; д—ж — оскольчатая форма и мелкоямчатый рельеф поверхности зерен; з — тонкие прожилки гидротермального кварца в тогорите. Пористая поверхность (и) и слоистая текстура (к) тогоритов из руслового аллювия. Окатанные и неокатанные зерна тогоритов из руслового аллювия р. Анарога: окатанное зерно (л) и его поверхность (н); неокатанное зерно (м) и его поверхность (о). Фото А. С. Микляева

существуют относительно крупные зёрна тогоритов (см. рисунок). Материалы исследований свидетельствуют о значительных прогнозных ресурсах импактных алмазов в пределах Карской астроблемы. Наиболее высокие перспективы обнаружения месторождений технических алмазов прогнозируются на площадях развития нижнего горизонта толщи коптогенных пород. Поисковые работы на россыпные алмазы наиболее перспективны, по заключению А. С. Микляева, на водотоках вдоль всего периферийного контура Карской астроблемы [8].

Обнаружение медистого золота (купроаурида) в карских тагамитах представляет особый интерес, так как в тагамитах других астроблем оно до сих пор обнаружено не было. Состав карского золота, определённый на микрозонде, довольно постоянен: 61—65 мас. % Au, 26—32 мас. % Cu и 6—9 мас. % Ag [7]. Между тем, низкопробное серебристое золото, повидимому, аналогичное (?) карскому, присутствует в аллювиальных отложениях р. Попигай, дренирующей Попигайскую астроблему (сообщение А. А. Котова). То есть, попигайские тагамиты, как и карские, весьма вероятно, золотоносны. Главное препятствие при оценке золотоносности тагамитов — «микронный» размер золотин, так называемое «невидимое золото». Понятно, что такое золото может представлять интерес только в случае высокой золотоносности импактитов. И главное внимание необходимо в будущем уделять изучению и опробованию на золото самых мощных пласто-

вых тел тагамитов, претерпевших докристаллизационную дифференциацию с обособлением в их нижних частях сульфидных ликватов, обогащённых медью, никелем, платиноидами и золотом. В маломощных дайках карских тагамитов удаётся наблюдать только начальную стадию ликвации в виде микроскопических сферул пентландита, халькопирита, пирротина, медистого золота [6, 7, 9]. Источниками рудного золота в карских тагамитах были породы пайхойской мишени с известными среди них горизонтами углеродистых сланцев, обогащённых многими элементами, включая золото, серебро и платиноиды. Тотальное плавление пород пайхойской мишени с последующей ликвацией сильно перегретых выше ликвидуса импактных расплавов должно неизбежно приводить к появлению металллоносных сульфидных ликватов, обогащённых медью, никелем, золотом и платиноидами, как это произошло в гигантской протерозойской астроблеме Садбери в Канаде [10].

Автор признателен ведущим геологам ЗАОГТК «Миреко» А. С. Микляеву и Н. В. Лютикову за содействие в работе, а заслуженному геологу России А. А. Котову за полезную информацию по затронутой проблеме.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология астроблем / В. Л. Масайтис, А. Н. Данилин, М. С. Мащак и др. Л.: Недра, 1980. 231 с.
2. *Езерский Е. А.* Гипербарические полиморфы, воз-

никшие при ударном преобразовании углей // Записки ВМО. 1986. Ч. 115. Вып. 1. С. 26—33.

3. Мальков Б. А., Езерский Е. А. Якутит и тогорит — импактные скрытокристаллические разновидности природных алмазов // Углерод: минералогия, геохимия, космохимия: Материалы Междунар. конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 51—53.

4. Мальков Б. А., Трошев С. А., Холопова А. Л. Предполагаемые размеры и энергия образования Карской астроблемы // Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе: Информационные материалы 4-й научной конференции ФЦП «Интеграция». Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 48—52.

5. Мальков Б. А., Филиппов В. Н. Особенности минерального состава жильных тагамитов Карской астроблемы // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы 4-го Междунар. минерал. Семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 156—159.

6. Мальков Б. А., Филиппов В. Н. Сульфиды меди и

никеля в жильных тагамитах Карской астроблемы // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы 4-го Междунар. минерал. Семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 162—165.

7. Мальков Б. А., Филиппов В. Н. Купроаурид в жильных тагамитах Карской астроблемы // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы 4-го Междунар. минерал. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 160—162.

8. Микляев А. С. Импактные алмазы Карской астроблемы // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: Материалы Всерос. совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 156—158.

9. Наумов М. В., Ляхницкая В. Д., Яковлева О. А. Сульфидная минерализация в Попигайской импактной структуре // Доклады АН. 2004. Т. 399. № 5. С. 665—670.

10. Naldrett A. J. A history of our understanding of magmatic Ni-Cu sulfide deposits // The Canadian Mineralogist, 2005. Vol. 43. P. 2069—2098.

КРИВОГРАННЫЕ АЛМАЗЫ И МЕЛКОЕ ЗОЛОТО ДЕВОНСКИХ РОССЫПЕЙ СРЕДНЕГО ТИМАНА

Б. А. Мальков¹, И. В. Швецова²

¹ Коми государственный педагогический институт, Сыктывкар

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Девонские россыпи Среднего Тимана приурочены к северному погружению Вольско-Вымской гряды тиманид. Здесь золотоносные псефиты месторождения Ичетью обнажаются в береговых обрывах Печорской Пижмы (участок Золотой Камень) и её правого притока Умбы (участок Умбинский). Золотоносные псефиты месторождения Ичетью имеют позднеэфельский возраст и залегают несогласно с размывом на титаноносных отложениях малоручейской свиты ордовика (?), а при их выклинивании — непосредственно на породах байкальского (тиманского) фундамента. Мощность золотоносного «рифа» на участке Умбинском не более 0.8 м. Его перекрывает толща (~13 м) «пустых» пиежемских дельтовых песчаников живетского возраста. На участке Золотой Камень присутствуют два псефитовых горизонта, мощностью 30—50 см, разделённых двухметровым пластом косослоистых песчаников. Убогая золотоносность горизонтов была установлена ещё в 1943 г. А. А. Черновым и И. А. Преображенским и подтверждена исследованиями 1948 г. [14]. Галька в конгломератах преимущественно кварцевая, хорошо округлённая, и только более крупная галька, достигающая 15 см в поперечнике, имеет плоскую и угловатую форму. Золото сначала было найдено в песке, цементирующем гальку в виде мелких пластинок максимальной величиной 0.85Ч0.45Ч0.4 мм, а также в самой кварцевой гальке. В своём первом описании золотин И. А. Преображенский отмечал: «Пластинки из песка и из дроблёной гальки часто с бугорчатой поверхностью, с очень неровными краями, часто с ост-

рыми краями и совершенно не похожи на «тёртые знаки», так характерные для россыпей, образовавшихся вдали от коренных месторождений золота, давших металл для россыпей». Не вызывает сомнений, что золото связано своим происхождением с прослоем кварцевой гальки, отлагавшейся среди песков. Тот же поток, который принёс золотосодержащую кварцевую гальку, отложил и мельчайшие пластинки золота в песке между галькой; малая истёртость золотинок говорит о коротком пути переноса [14, с.46]. Происхождение девонских кварцевых песчаников и конгломератов вследствие размыва древнейших кристаллических сланцев Тимана и связанных с ними интрузий не подлежит сомнению. Происхождение главной массы кварцевой гальки конгломератов из кварцевых жил подтверждается её принадлежностью к жильному кварцу [14, с. 46—56]. Следует заметить, что сами авторы так и не сумели обнаружить в кварцевой гальке бесспорных вкраплений рудного золота, полагая, что часть золотин из песчаного цемента могла случайно прилипнуть к их (галекам) поверхности. Не смогли обнаружить золота внутри кварцевой гальки тиманских россыпей и другие исследователи, отметив только механическое проникновение золотин по трещинам во внешние части галеков [12]. В 80-х гг. прошлого века А. А. Котов обнаружил новые коренные выходы верхнеэфельских золотоносных псефитов на вершине Золотого Камня в их нормальном залегании на титаноносных отложениях малоручейской свиты и установил в них локально высокую до 130 г/м³ золотоносность и присутствие

редких крупных плоских золотин массой до 120 мг. Что касается предполагаемых коренных источников золота тиманских россыпей, то золотоносные и сереброносные кварцевые жилы и золотоносные пириты в метаморфических сланцах Тимана известны в верховьях реки Цильмы ещё по геолого-съёмочным работам А. А. Малахова 1932—1936 гг. [6]. В сульфидизированных сланцах паунской свиты в районе Ямозера установлены валовые содержания золота до 200 мг/т. Предполагается, что большая его часть не связана с сульфидами и находится в дисперсном самородном состоянии. Не исключено существование и других коренных источников золота на Тимане, связанных, например, с рудной прожилковой минерализацией в лунвожской свите метаморфических сланцев на Вольско-Вымской гряде [3]. Именно на этих сланцах залегают небольшие аллювиальные россыпи Кыввожского месторождения, содержащие крупное золото, золотые самородки массой до 24 г, серебро и платину.

Детальное изучение и опробование верхнеэйфельских золотоносных гравелитов месторождения Ичетью, обнаруженного в 80-х гг. геологами Ухтинской экспедиции [4], подтвердило основные предположения А. А. Чернова и И. А. Преображенского о характере россыпной золотоносности и возможных её перспективах [2, 6, 9, 11]. Был установлен полиминеральный характер палеороссыпи Ичетью и повышенные содержания золота, колумбита, ильменорутила, куларита, монацита и алмазов в базальных пластах гравелитов с примесью галечного материала мощностью в среднем от 0.2 до 0.4 м, подтверждающие предположения об аллювиальной транспортировке перечисленных кластогенных минералов на восток в литораль среднедевонского моря со стороны Четласского Камня (золото, колумбит, циркон, монацит, куларит, ильменорутил, ильменит, лейкоксен, касситерит). Набор перечисленных устойчивых минералов в гравелитах Ичетью указывает, что размыту подвергалась площадная ниже-среднедевонская кора выветривания, развитая на эпибайкальском тиманском пенеппене. Наличие в палеороссыпи кривогранных алмазов «уральского» типа, при полном отсутствии их парагенетических спутников, определённо говорит о дальней аллювиальной их транспортировке из-за пределов Тимана со стороны эпикарельской Русской платформы. Там и находились поля доживетских алмазоносных кимберлитов, синхронных известным кимберлитам Архангельской алмазоносной провинции, древнейшие из которых имеют радиологический возраст 380—385 млн лет [7]. Этот возраст примерно соответствует интересующему нас рубежу эйфельского и живетского веков, отвечающему времени формирования полиминеральных россыпей месторождения Ичетью. Свидетельством дальней речной транспортировки тиманских алмазов служит заметная изношенность поверхности большинства кристаллов и обилие (около 48 %) механически повреждённых в речном потоке индивидов. На долю целых кристаллов приходится 52 %, почти целых с отколотыми краями — 24 %, расколотых кристаллов («половинок») примерно 6 % и обломков 15 %. Выбоины и сколы разной величины и формы присутствуют на поверхности боль-

шинства тиманских алмазов. Морфологический спектр среднетиманских кривогранных алмазов близок спектру кристаллов из кимберлитов Архангельской провинции, принадлежащих, как и алмазы тиманских россыпей, к эклогитовому парагенезису.

В Умбо-Пижемских эйфельских литоральных россыпях Среднего Тимана присутствует и преобладает (~75 %) очень мелкое (<0.25 мм) высокопробное золото, а золотая минерализация трактуется разными исследователями как кластогенная либо аутигенная [11, 12]. Соотношения этих двух типов золота проявляются при изучении взаимоотношений аутигенного кварца с самородным золотом. Вкрапленность золота внутри кварцевых галек не установлена. Все золотины располагаются только на их поверхности под «присыпкой» из кластогенных минералов: кварца, ильменита, лейкоксена, циркона, и цементируются аутигенным кварцем. Для палеороссыпи характерно обилие сростков золота с кварцем и другими кластогенными минералами: ильменитом, лейкоксеном, цирконом. На уплощённых золотилах могут находиться сразу несколько зёрен этих минералов. Они всегда заглублены, как бы вдавлены, в золотины. Лунки, представляющие отпечатки от окатанных зёрен, имеют гладкую поверхность, тогда как остальная поверхность золотин имеет бугорчатый характер. Значительная часть кластогенного кварца из его сростков с золотом совершенно прозрачна, а поверхность кварцевых зёрен покрыта гранными скульптурами регенерации. Двуглавые и многоглавые индивиды кварца напоминают «мармарошские диаманты». Золотины на поверхности кластогенных зёрен кварца располагаются «плашмя», либо «торчком». Основания таких золотин всегда заглублены в регенерационную оболочку кварца. Таким образом, аутигенный кварц оказывается моложе золота. Но оно само не остаётся совершенно инертным при эпигенезе и подвергается перекристаллизации и переотложению, в результате чего на поверхности плоских золотин появляются скульптуры регенерации. Какая-то часть золота переотлагается поровыми растворами и кристаллизуется в виде мелких кристаллов и ажурных дендритов. В результате мы наблюдаем довольно крупные золотины рудного облика, нафаршированные кластогенным кварцем алевритовой размерности. Нередко на поверхности плоских кластогенных золотин располагаются идиоморфные октаэдрические кристаллы «нового» аутигенного золота. Следует заметить, что такие же автоэпитаксиальные наросты октаэдрических кристалликов золота иногда наблюдаются на поверхности плоских золотин в пустотах гидротермальных кварцевых жил ряда месторождений [13]. То есть приходится принимать во внимание возможную морфологическую конвергенцию аутигенного и гидротермального золота в месторождении Ичетью. Золотины из россыпи Ичетью обнаруживают зональность состава с повышением пробности от центра к периферии от 940 до 990 ‰. Знаки золота мельче 0.1 мм отличаются наивысшей пробностью [12]. Пробность отдельных золотин на участке Сидоровском имеет мозаичный характер и составляет 890—992 ‰. Срастания кварца с золотом в Умбо-Пижемских палеороссыпях имеют

теснейший характер и служат главной причиной значительных потерь металла, в силу флотации сростков, при гравитационных методах его извлечения. Многие исследователи, отмечая обилие сростков самородного золота с кварцем и неокатанный характер золотин в палеороссыпи, делают вывод о близости источников коренного золота. Наши наблюдения объясняют этот феномен отчасти процессами эпигенной регенерации как самого золота, так и кварца непосредственно в палеороссыпи. То есть, сростки золота и кварца в россыпи Ичетью имеют вторичный характер, хотя золото и кварц, в своей основной массе, кластогенны и имеют тиманское происхождение [8]. В россыпи Ичетью, по данным минералога Н. В. Повонской, присутствуют также редкие знаки платины и палладистого золота.

На поверхности 40 % кривогранных алмазов из тиманской коллекции, насчитывающей 90 кристаллов, под электронным микроскопом с помощью микрозонда были обнаружены локальные тонкие (~0.1—1.0 мкм) золото-палладиевые, золото-серебряные, серебряные, латунные и бронзовые «плёнки» [1]. На 13 кристаллах алмаза в пределах Умбинского и Золотокаменного участков м-ния Ичетью и в современной аллювии р. Косью (Четласский Камень) обнаружен сплав золота и палладия с содержанием последнего более 40 %. Золото-палладиевые плёнки покрывают от 3 до 70 % их поверхности, выстилая, главным образом, отрицательные формы рельефа. Открыватели феномена предпочитают трактовку сингенетичного алмазу мантийного образования этих плёнок, забывая о том, что на алмазах из большинства кимберлитовых месторождений такие плёнки отсутствуют. Понятно, что плёнки на алмазе никак не могут быть ему сингенетичными. Объяснение «плёночному» феномену совсем иное: поверхность кристаллического углерода является геохимическим барьером, благоприятным для осаждения многих металлов, включая золото, из металлонесных растворов. То есть металлические плёнки на тиманских алмазах эпигенетичны, как и ажурное «новое» золото, вырастающее на поверхности кластогенных золотин из поровых растворов, насыщающих девонские песчаники. Напомним, что в россыпи Ичетью присутствует фракция палладистого золота, аналогичного состава плёнок на алмазах. Минеральное разнообразие другого типа плёнок, примазок и наростов на поверхности россыпных кривогранных ичетьюских алмазов исключительно велико: это полиметаллы, сульфиды свинца и цинка, редкоземельные алюмофосфаты, в частности флоренсит [1]. И нет никаких сомнений, что все они эпигенетичны и образовались в большинстве своём из каких-то гидротермальных растворов уже в самой палеороссыпи. Флоренсит хорошо известен как аксессуарный компонент древних алмазоносных россыпей. Он был установлен и на Тимане минералогом Н. В. Повонской в шлиховой пробе из продуктивного пласта на участке Сидоровском, а галенит и сфалерит, по нашим данным, присутствуют в цементе песчаников и в виде тончайших прожилков в Ярегской лейкоксеновой россыпи. Легкомысленное исследование ичетьюских алмазов без учёта литологии вмещающих пород и хорошо известных фундаментальных геоло-

гических и петрологических различий Тимана и Русской платформы и полное непонимание глубинных причин алмазоносности кимберлитов и лампроитов завершилось маловразумительным «открытием» А. Б. Макеева и В. А. Дудара, касающимся происхождения полиминеральной россыпи Ичетью [1]: «До недавнего времени это месторождение считалось древней среднедевонской россыпью. В настоящее время появились новые факты (Макеев, Рыбальченко, Дудар и др., 1999), свидетельствующие о том, что месторождение Ичетью может быть переведено в разряд перспективных коренных объектов». Комментарии, как говорится, излишни. А между тем, отсутствие парагенетических спутников алмазов в палеороссыпи Ичетью доказано, да и сами алмазы несут явные следы механических повреждений, характерных для россыпей дальнего сноса [9, 10]. Загадку вождельных коренных источников алмазов на Тимане упомянутые исследователи решили на удивление просто: они голословно объявили палеороссыпь на участке Умбинском магматической породой — туффизитом, а все ультраосновные магматиты на Четласском Камне в истоке р. Мезени (5 интрузивных тел) и на Вольско-Вымской гряде (4 трубки) — кимберлитами, лампроитами и санидиновыми лампрофирами. Выдавая желаемое за действительное, авторы тем самым стремились простейшим и далёким от науки и здравого смысла способом повысить глобальные перспективы алмазоносности Тимана [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Алмазы Среднего Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 1999. 80 с.
2. Битков П. П., Шаметько В. Г. Девонская полиминеральная палеороссыпь Ичет-Ю на Среднем Тимане // Наследие А. Я. Кремса — в трудах ухтинских геологов. Сыктывкар, 1992. С. 136—140.
3. Макеев А. Б., Дудар В. А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 335 с.
4. Котов А. А., Повонский В. И., Яцкевич Б. А. Металлонесные конгломераты одного из районов востока Европейской платформы // VI совещание по геологии россыпей (связь россыпей с коренными источниками, россыпеобразующие формации щитов и платформ). Киев, 1987. С. 176—177.
5. Мальков Б. А. Генезис кривогранных алмазов Тимана // Доклады АН СССР. Т.323. № 4. 1992. С. 752—755.
6. Мальков Б. А. Алмазы и золото Тимана. Ухта, 1992. 25 с.
7. Мальков Б. А. Проблемы и перспективы алмазоносности Русской плиты, Тимана и Урала // Геология алмаза — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: Воронежский госуниверситет, 2005. С. 347—354.
8. Мальков Б. А. Парагенезис аутигенного кварца с самородным золотом в палеороссыпях Тимана // Минералогия кварца: Тезисы совещания по минералогии кварца. Сыктывкар: Геопринт, 1992. С. 53—54.
9. Мальков Б. А., Холопова Е. Б. Трубки взрыва и алмазоносные россыпи Среднего Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 1995. 52 с.

10. Мальков Б. А., Холопова Е. Б. Эйфельская литоральная алмазоносная палеороссыпь Ичетью на Среднем Тимане // Геология девонской системы: Материалы Международного симпозиума. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 272—277.

11. Мальков Б. А., Швецова И. В. Аутигенное золото в девонских литоральных псефитах Тимана // Наследие А.Я.Кремса — в трудах ухтинских геологов. Сыктывкар, 1992. С. 140—146.

12. Остащенко Б. А., Цаплин А. Е., Майорова Т. П. Мелкое золото палеозойских россыпей // Серия препринтов сообщений «Научные рекомендации — народ-

ному хозяйству». (Труды Коми НЦ УрО АН СССР). Вып. 82. 1989. 6 с.

13. Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 330 с.

14. Чернов А. А. Полезные ископаемые [Печорской Пижмы]. // Александр Александрович Чернов. СПб.: Наука, 1995. С. 46—56.

15. Швецова И. В., Мальков Б. А. Касситерит и самородное олово на Тимане и п-ове Канин // Минералы и минеральные месторождения Европейского северо-востока России. Сыктывкар, 1994. С. 102—107.

ПРОБЛЕМЫ КИМБЕРЛИТОВОГО И ПИКРИТОВОГО МАГМАТИЗМА ПРИСАЯНЯ

Ю. А. Минаева, К. Н. Егоров

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

В представленной публикации изложены результаты исследования сложно дифференцированной дайки «Бушканайская», расположенной в пределах Урикско-Ийского грабена Восточного Присяянья (юго-западная часть Сибирской платформы).

Исследованная дайка вскрыта в Ярминском районе, где отмечено, по различным данным, от 40 до 300 тел. Дайка «Бушканайская» обнажена в левом борту долины реки Ярма. Её мощность составляет 3.2 м. Сложное строение дайки было отмечено ранее [1].

На основании выполненных исследований [2, 3] в пределах тела выделено две минералого-петрографические разновидности пород: кимберлит и пикрит. Положение пород в теле следующее: кимберлит выполняет северную и южную часть, пикритовые породы занимают центральную часть; контакт между выделенными разновидностями пород четкий, интрузивный: пикриты прорывают кимберлитовые породы.

Кимберлиты дайки «Бушканайская» выполнены на 40—80% псевдоморфозами по оливину. Основная масса выполнена микролитами пироксена и флогопита с серпентинитом и карбонатом в интерстициях и зернами рудного минерала. Порфиновые выделения в пикрите представлены пироксеном и флогопитом. Основная масса выполнена микролитами флогопита и пироксена с карбоном.

Изучение пород проводилось на микрозонде «Суперпроб-733» и электронном сканирующем микроскопе LEO1430VP (LEO Electron Microscopy Ltd.) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 300.

По химическому составу пироксены из изученных пород разделены на две группы: хромдиопсиды и диопсид-салиты. Хромдиопсиды выполняют зерна основной массы в кимберлите и часть вкрапленников в пикрите, отмечены повышенные содержания Cr_2O_3 , Na_2O и MgO . Диопсид-салиты выполняют основную массу и вкрапленники в пикрите, характерны повышенные содержания TiO_2 , Al_2O_3 и CaO .

Сопоставление химических составов проанализированных пироксенов дало следующий результат. Хромдиопсиды сходны с таковыми из трубки Загадочная Якутия [4], тогда как диопсид-салиты сопоставимы с пироксенами из пикритовых трубок Среднего Тимана [5].

Флогопиты из пород дайки по распределению химических элементов подразделяются на две группы по содержанию TiO_2 , MgO и $\text{FeO}_{\text{общ}}$. Микрофенокриты флогопитов, их центральные части и незначительный объем слюд основной массы из кимберлита характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 , Cr_2O_3 и FeO . Концентрации этих элементов понижаются с увеличением MgO в зернах из основной массы и краевых частях. Аналогичное распределение основных оксидов наблюдается и между фенокриталлами и зернами основной массы в пикрите. На диаграмме соотношения Al_2O_3 - TiO_2 выделенные группы флогопитов образуют два не перекрывающихся поля в области характерной для слюд из кимберлитов.

Сопоставление химического состава флогопитов выявило сходство со слюдами из кимберлитов, в частности трубок Нюрбинская и Ботуобинская (Якутия) [6] и трубок Карпинская, Ломоносова, Архангельской алмазоносной провинции [7].

В кимберлите дайки «Бушканайская» отмечены следующие рудные минералы: хромшпинелиды, титаномагнетиты, магнетиты и ильмениты. В пикрите отмечены зерна титаномагнетита и незначительное количество магнетита.

Для хромшпинелидов отмечаются повышенные содержаниями Cr_2O_3 . На зернах из основной массы отмечено наличие каймы, выполненной титаномагнетитом. Состав титаномагнетита из каймы аналогичен составу индивидуализированных зерен из основной массы кимберлита. Титаномагнетиты пикрита значительно отличаются от титаномагнетитов кимберлита, как по химическому составу, так и по морфологии. На

графике зависимости TiO_2 -FeO титаномагнетиты из выделенных разновидностей пород образуют два тренда. Различия между титаномагнетитами из двух разновидностей пород наблюдается и в содержании Al_2O_3 , Cr_2O_3 . По содержанию большинства элементов хромшпинелиды дайки «Бушканайская» близки минералам основной массы кимберлитов Якутии [8].

В кимберлите отмечены единичные зерна пикроильменита, с химическим составом близким минералам из кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции [7].

Петрохимия и геохимия изученных пород дайки подчеркивает различие между выделенными разновидностями пород. Кимберлит обогащен MgO, содержание SiO_2 и щелочей не высокое. По геохимическим особенностям (ICP-MS) кимберлит сопоставим с породами Архангельской алмазоносной провинции, трубками им. В. Гриба и Пионерская.

По петрохимии пикриты дайки «Бушканайская» не однородны, по геохимическим особенностям (ICP-MS) сопоставимы с породами трубок Водораздельная, Умбинская Тиманской алмазоносной провинции.

Данные, полученные в результате комплексного минералого-петрографического и геохимического изучения пород дайки «Бушканайская», позволили, установит две контрастные разновидности пород: кимберлит и пикрит. Дальнейшее изучение дайкового комплекса щелочно-ультраосновных, кимберлитовых и лампроитовых пород Восточного Присяянья может принести дополнительную информацию о возможном про-

явлении алмазоносного магматизма в юго-западной части Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Владимиров Б. М., Дауев Ю. М., Зубарев Б. М. и др.* Геология и генезис алмазных месторождений. Кн. 1. М.: ЦНИГРИ, 1989. 242 с.
2. Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. 328 с.
3. Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Уде: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. Т. 2. 236 с.
4. *Егоров К. Н., Богданов Г. В., Парадина Л. Ф.* Химическая эволюция клинопироксенов из кимберлитов трубки Загадочная и особенности их генезиса // Записки ВМО. 1992. № 3
5. *Довжиков Н. А., Довжилова Е. Г., Смыслов С. А.* Клинопироксены из щелочно-ультраосновных пород Среднего Тимана // Записки ВМО. 1985. № 5.
6. *Голубева Ю. Ю., Цепин А. И.* Уточнение критериев диагностики кимберлитов Якутии: петрохимия, минералогия. // Доклады АН. Т. 397. 2004. № 3. С. 385—390.
7. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. Богатикова О. А. М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
8. *Егоров К. Н., Зинчук Н. Н., Кошкарёв Д. А. и др.* Среднерифейский алмазоносный магматизм Сибирской платформы // Геология алмазов - будущее и настоящее. Воронеж: ВГУ, 2005. С. 457—467.

К ПРОБЛЕМЕ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ КАМЫ

Г. Г. Морозов¹, Б. М. Осовецкий², И. Р. Накарякова¹, А. Я. Рыбальченко¹, Ф. А. Курбацкая²,
К. П. Казымов², И. Я. Илалтдинов², Г. И. Шафрановский³

¹ ЗАО «Пермгеологодобыча», Пермь

² Пермский государственный университет, Пермь

³ Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург

Юрские отложения северо-востока Восточно-Европейской платформы многими учеными считаются вторичными коллекторами алмазов [2]. В них, в частности на территории Республики Коми, обнаружены мелкие алмазы и их минералы-спутники. В начале 2006 г. первые алмазы обнаружены также в юрских отложениях в бассейне р. Весляны на территории Пермского края.

Полевые и лабораторные исследования проведены совместно сотрудниками ЗАО «Пермгеологодобыча» и Пермского госуниверситета. Летом 2005 г. сотрудниками ЗАО «Пермгеологодобыча» из отложений «надрудной пачки» средней юры в бассейне р. Весляны были отобраны крупнообъемные пробы (от 12 до 50 м³) с целью обнаружения в них алмазов. Выбор объектов опробования определялся литологическими критериями: сложное переслаивание отложений разного

гранулометрического состава, перемятость слоев, наличие смещений пластов, присутствие глинизированных «инъектированных» зон, интенсивное ожелезнение с формированием слоев «железистых конгломератов (гравелитов, песчаников)», необычные текстурные признаки и т. д. Всего было отобрано 11 проб на объектах, расположенных на участке от нижнего течения р. Черной на западе до бассейна р. Дозовки на востоке.

Обогащение проб проводилось на обогатительной фабрике. Из класса частиц размером менее 1 мм, обычно сбрасываемого в «хвосты», в данном случае отбиралась определенная часть материала (от 0.2 до 1 м³), которая обогащалась на винтовом шлюзе. Полученный концентрат винтового аппарата, масса которого колебалась от 1.4 до 12.5 кг, далее обрабатывался сотрудниками кафедры минералогии и петрографии Пермского университета.

Основными задачами при изучении концентратов винтового шлюза являлись установление наличия в пробах мелких алмазов, содержания золота и платиноидов, присутствия минералов-спутников алмаза. Соответственно схема обработки концентратов включала следующие операции: рассев на классы: более 1; 1—0.2 и менее 0.2 мм; магнитная и электромагнитная сепарация; разделение неэлектромагнитной фракции в бромформе; минералогический анализ тяжелой фракции; домывка тяжелой неэлектромагнитной фракции в тяжелой жидкости до ультраконцентрата с целью просмотра его на золото и платиноиды; плавка тяжелой неэлектромагнитной фракции в щелочи; изучение под биноклем плавня и других продуктов сепарации с отбором и диагностикой зерен алмазов, пиропов, хромдиопсидов и других индикаторных минералов.

В результате проведенных исследований в двух пробах было обнаружено по одному зерну алмаза. Обе эти пробы были отобраны в наиболее восточных объектах, приуроченных к краю поля юрских пород. Таким образом, с тектонических позиций алмазоносными оказались юрские отложения восточного борта Вятско-Камской впадины. В вертикальном разрезе «надрудной пачки» средней юры находки алмазов оказались приуроченными к отложениям базального горизонта с повышенной глинистостью, разнородностью гранулометрического состава и гетерогенностью.

Обнаруженные алмазы представлены кристаллами сложной комбинационной формы с сохранившимися реликтами граней куба, октаэдра и ромбо-додекаэдра.

Один алмаз является полуокруглым водяно-прозрачным зерном размером 0.50Ч0.35Ч0.30 мм удлиненно-изометрического облика. Он извлечен из объема материала крупностью менее 1 мм, равного 700 л. Объем исходной крупнообъемной пробы составлял 12 м³.

В целом зерно имеет груболаминарный октаэдрический габитус, осложнено грубослоистым макрорельефом в сочетании с индукционными гранями. Кроме того, присутствуют несовершенные кубические поверхности, на которых наблюдаются крупные тетрагональные отрицательные пирамидки, и реликты поверхности ромбо-додекаэдра с отчетливо выраженным ступенчатым рельефом.

Вся поверхность этого алмаза имеет гляцевитый («леденцовый») микрорельеф, что может быть обусловлено влиянием процессов растворения. Особенно отчетливо гляцевитый микрорельеф наблюдается на поверхностях ромбо-додекаэдра, сглаживая ребра ступенек. Индукционными гранями осложнена одна из сторон алмаза, в результате чего не произошло полного его огранения. Индукционные поверхности выполнены объемными фигурами в виде шестиугольных или треугольных ямок со ступенчатыми бортами. Среди треугольных пирамид встречаются фигуры с обратной ориентировкой. Влияние процессов растворения наблюдается и на индукционных поверхностях, которые также покрыты «леденцовым» микрорельефом, особенно положительные микроскульптурные формы.

Из других особенностей алмаза можно отметить присутствие единичных зеленых пятен пигментации.

Тем самым можно предполагать, что алмаз после формирования не подвергался воздействию высоких (500—550 °С) температур. В ультрафиолетовых лучах кристалл слабо люминесцирует голубоватым цветом. Дебаеграмма зерна характеризуется наличием четких точечных рефлексов.

Морфологические признаки данного зерна алмаза (полуокруглый облик, комбинация октаэдр — куб — ромбо-додекаэдр и др.) свидетельствуют об относительно низких термобарических условиях его образования. Следов окисления или механического разрушения не обнаружено. Прозрачность, бесцветность и сильный блеск говорят о его высоком качестве.

Второе зерно алмаза имеет размеры 0.35Ч0.25Ч0.20 мм, извлечено из пробы (материал крупностью менее 1 мм) объемом 1 м³; исходная крупнообъемная проба объемом 50 м³. По морфологическим признакам это зерно напоминает предыдущее, характеризуется грубослоистым макрорельефом и ступенчатой поверхностью. Здесь наиболее отчетливо выражено присутствие граней ромбо-додекаэдра, осложненных прямоугольными ступенчатыми скульптурными формами. Алмаз отличается яркой желтой окраской, сильным блеском, полупрозрачностью и очень слабой люминесценцией. На зерне отсутствует пигментация, нет включений. Характер дебаеграммы (некоторая «размытость» рефлексов) может свидетельствовать о микроблоковом внутреннем строении зерна.

В остальных пробах среднеюрских отложений, отобранных в бассейне среднего и верхнего течения р. Везляны, алмазы не были обнаружены. При этом установлены определенные минералогические различия алмазоносных и неалмазоносных отложений юры.

Во-первых, для алмазоносных разностей пород характерна дистен (8—13 %) — эпидот (18—19 %) — ставролитовая (37—45 %) минеральная ассоциация тяжелой фракции (класс 0.5—0.25 мм) с необычно низким содержанием гранатов (4—6 %), в то время как для неалмазоносных — гранат (11—26 %) — эпидот (14—27 %) — ставролитовая (29—36 %).

Во-вторых, алмазоносные отложения отличаются крайне низкими значениями встречаемости пиропов (не более трех зерен на кубометр отсева — 1 мм) и полным отсутствием хромдиопсидов. Напротив, неалмазоносные разности содержат пиропы в заметном количестве: от 18 до 49 зерен в 1 м³ частиц крупностью менее 1 мм и хромдиопсиды — от 11 до 19 зерен.

В-третьих, алмазоносные юрские породы характеризуются повышенной золотоносностью (более 500 мг/т в концентрате винтового шлюза), по сравнению с неалмазоносными (180—240 мг/т).

Аналогичное крупнообъемное опробование в бассейне р. Лолог также завершилось обнаружением одного зерна алмаза размером 0.35x0.22x0.20 мм в породе гетерогенного состава, одним из основных источников питания которой являлись среднеюрские отложения.

Находки мелких алмазов в осадочных породах платформенной части Пермского края позволяют поставить вопрос о целесообразности постановки прогнозно-поисковых работ на кимберлиты, основанных на на-

ходках мелких алмазов [1], с применением малообъемного опробования (пробы 1—3 м³).

ЛИТЕРАТУРА

1. Лунев Б. С., Осовецкий Б. М. Мелкие алмазы Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1996. 128 с.

2. Мутяков С. Н., Беляев А. А. и др. Литолого-минералогическая характеристика пограничных отложений триаса и юры южных районов Республики Коми в связи с их возможной алмазоносностью // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 127—129.

МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ АЛМАЗОВ В МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КИРОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Б. М. Осовецкий¹, Ф. А. Курбацкая¹, А. П. Лемешко², Г. В. Дружинин²

¹ Пермский государственный университет, Пермь

² ООО «Геосервис», Киров

В 2003—2004 гг. сотрудниками ООО «Геосервис» (Киров) и Пермского госуниверситета проведено шлиховое опробование современного аллювия и ряда разрезов верхнепермских и мезокайнозойских отложений (нижнетриасовых, среднеплейстоценовых флювиогляциальных) на территории Кировской области с целью установления в них минералов-спутников алмазов. Финансирование работ осуществлялось ООО «Эдельвейс-Поиск» и частично Пермским университетом.

Объектами исследования являлись бассейны верхней Вятки, основных ее притоков (Великой, Кобры, Моломы, Пижмы, Кильмези), а также северо-западная часть территории Кировской области, относящаяся к бассейну р. Лузы. Пробы объемом 20 л отбирались из гравийно-галечных и песчаных русловых отложений через 5—10 км по долинам рек. В разрезах питающих пород пробы того же объема отбирались из грубообломочных и песчаных прослоев. Наиболее детальному опробованию подвергнут современный аллювий северо-запада Кировской области. Всего из современного аллювия было отобрано 623 пробы, в т. ч. 518 — из песчано-гравийно-галечных отложений, из верхнепермских — 81, нижнетриасовых — 30, флювиогляциальных среднеплейстоценовых — 19. Отмывка проб до «серого» шлиха производилась в лотках.

Обработка шлихов выполнена в лаборатории кафедры минералогии и петрографии Пермского университета с применением схемы, предусматривающей классификацию обломочного материала на сите 0.2 мм, разделение крупного и мелкого классов в бромформе, магнитную и электромагнитную сепарацию тяжелой фракции. Из слабоэлектромагнитной фракции с размером зерен более 0.2 мм производился отбор зерен пиропов и хромдиопсидов. В некоторых пробах на минералы-спутники алмазов просматривалась вся тяжелая фракция.

Всего в просмотренных пробах обнаружено около 2 тыс. зерен пиропов и несколько десятков тысяч хромдиопсидов. Из других минералов, которые могут иметь отношение к первоисточникам алмазов, обнаружены хромшпинелиды, магнезиальные ильмениты, муассанит, платиноиды, перовскит, хромистые клинопироксены, пироп-альмандины.

Пиропы отбирались только фиолетовых оттенков, чтобы сосредоточиться на изучении их хромистых

разностей. Каждому зерну пироба присвоен порядковый номер и дано описание с характеристикой размеров, морфологии, окраски, характера поверхности, включений, степени окатанности и других особенностей. Распределение зерен пиропов в изученных осадочных образованиях Кировской области весьма неравномерное в плане и контролируется стратиграфическим, литолого-фаціальным и минералогическими факторами.

Стратиграфический контроль распределения пиропов состоит в увеличении их количества в более молодых отложениях. В частности, в верхнепермских породах, несмотря на значительное количество изученных проб, пиропов вообще не обнаружено. В нижнетриасовых отложениях одно зерно пироба встречается только в каждой четвертой пробе. Средняя встречаемость зерен пиропов в среднеплейстоценовых отложениях равняется примерно одному зерну на шлиховую пробу, а в современном аллювии — 2.5 зерна.

Изменение встречаемости зерен пиропов по территории Кировской области удалось надежно установить по данным изучения современного аллювия. Отчетливо проявляется тенденция уменьшения количества обнаруженных пиропов в направлении с северо-запада области к юго-востоку. Средние значения встречаемости на шлиховую пробу составили: для района бассейнов р. Лузы и верхнего течения р. Моломы — 5.5; для района средних течений рек Моломы, Великой и Кобры — 3.5; для малых водотоков в районе Кирова — 2.0; для бассейнов р. Быстрицы и р. Пышмы — около 1. Соответственно в направлении с юго-запада на северо-восток через устья рек Кильмези и Нырмыча можно провести условную границу «нулевой» встречаемости пиропов.

Максимальное количество зерен пиропов в шлиховой пробе (95) отмечено в аллювии нижнего течения р. Стрельни (бассейн среднего течения р. Моломы). Это значение является явно аномальным и обусловлено функционированием в данном месте искусственного механического барьера (бобровой плотины) при наличии относительно богатого пиропами промежуточного коллектора (флювиогляциальных галечников). Обычно высокие значения встречаемости пиропов отмечены на северо-западе области, которые составляют 30—35 (например, в долине р. Шелюг).

Зерна пиропов довольно хорошо отсортированы по размеру. Модальное значение их среднего поперечника находится в пределах 0.3—0.25 мм. Доля пиропов, средний поперечник которых превышает 1 мм, равняется 0.1 %. Форма зерен в основном овальная, присутствуют искаженные кубоиды и их осколки. Преобладают зерна средней степени окатанности. Окраска зерен фиолетовая разных оттенков.

Между встречаемостью зерен пиропов и выходом тяжелой фракции аллювия установлена тесная положительная связь, причем коэффициент корреляции, характеризующий тесноту этой связи, для некоторых районов достигает +0.75. Тем самым можно утверждать о значительной роли процессов механической дифференциации зерен пиропов в водном потоке, что приводит к существенным колебаниям значений их встречаемости в каждом из изученных районов. Для устранения влияния факторов механической дифференциации зерен в водном потоке значения встречаемости пиропов в каждой пробе пересчитаны на условный шлик, содержащий 1 кг тяжелой фракции. Картирование полученных значений позволило выделить явно аномальный район, территориально совпадающий с зоной Казанско-Кажимского авлакогена.

Микрозондовый анализ выполнен для 102 зерен пиропов. Почти все зерна относятся к низкохромистым среднекальциевым разностям. В одном зерне содержание Cr_2O_3 превышает 12 %. На диаграмме Н. В. Соболева они попадают в поле лерцолитового парагенезиса. Лишь небольшая часть зерен (5 анализов) попадает в поле дунит-гарцбургитового алмазонасного парагенезиса.

Минералогический контроль встречаемости пиропов в современной аллювии заключается в их приуроченности к зонам распространения гранатовой минеральной ассоциации. Наоборот, площади развития эпидотовой ассоциации крайне неблагоприятны для обнаружения пиропов.

Литолого-фациальный контроль пиропоносности отложений проявляется в приуроченности пиропов преимущественно к грубообломочным литофациям (галечникам), в то время как песчаные крайне бедны ими. В среднем их содержание в галечном аллювии примерно на порядок выше, чем в песчаном.

Анализ типоморфных признаков пиропов (небольшой размер зерен, довольно хорошая степень их окатанности, отсутствие типичных мантийных деталей микроскульптуры на поверхности и келифитовой каймы) позволяет предположить, что основная их часть претерпела довольно длительный перенос от первоисточника, который, вероятно, находится к северо-западу от территории Кировской области. В связи с этим особое внимание было обращено на изучение «аномальных» для данной территории зерен пиропов, которые заметно отличаются от основной их массы либо

по размеру, либо по степени окатанности и характеру поверхности. Такие пиропы встречаются в небольшом количестве и приурочены к крайнему северо-западу территории области и зоне Казанско-Кажимского авлакогена.

Зерна *хромдиопсидов* существенно отличаются от пиропов по многим характеристикам. Во-первых, наибольшая их встречаемость отмечена в нижнетриасовых грубообломочных породах, где содержание иногда превышает несколько тысяч зерен в шлиховой пробе (наиболее интересен в этом отношении участок севернее Кирова). В современной аллювии встречаемость хромдиопсидов ниже, лишь иногда достигая тысячи зерен на шлиховую пробу. Содержание хромдиопсидов в аллювии заметно снижается в направлении с северо-запада на юго-восток. В то же время поле распространения хромдиопсидов в аллювии шире, чем пиропов, захватывая и южные районы области с эпидотовой минеральной ассоциацией.

Во-вторых, диапазон крупности зерен хромдиопсидов намного шире, чем таковой пиропов. Наиболее крупные зерна достигают 3 мм и более, мелкие осколки нередко меньше 50 мкм. Средний размер зерен хромдиопсидов существенно снижается в направлении с северо-запада на юго-восток.

В-третьих, окатанность зерен хромдиопсидов разная, но в среднем ниже, чем пиропов. В небольшом количестве присутствуют абсолютно неокатанные разности, но присутствуют и хорошо окатанные.

Микрозондовый анализ химического состава специально отобранных зерен хромдиопсидов (48 анализов) показывает, что четвертая их часть относится к алмазонасному парагенезису, отличаясь низким содержанием глинозема (1—4 %), повышенной хромистостью (содержание Cr_2O_3 1—2 %) и соответствующим содержанием Na_2O (1—3 %).

Выводы. Широкое распространение минералов-спутников алмазов в осадочных породах Кировской области позволяет предположить возможность нахождения их первоисточников, которыми, скорее всего, являются кимберлиты. Первоочередными поисковыми районами могут быть крайний северо-запад области и зона Казанско-Кажимского авлакогена. Поисковая роль пиропов и хромдиопсидов различная. Хромдиопсиды могут оказаться наиболее важными индикаторами кимберлитовых тел. Перенос их зерен от первоисточников, вероятно, происходил в раннетриасовых водных потоках, что требует уточнения палеогеографии этого этапа. Массовое поступление зерен пиропов на исследуемую территорию произошло, вероятно, в среднеюрскую эпоху с северо-запада. Среди зерен пиропов необходимо обратить внимание на крупные по размеру неокатанные разности с интенсивной фиолетовой окраской, которые могут быть индикаторами дополнительных местных источников питания.

КАРБОНАДО — МИКРОПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ ФАЦИЯ МАНТИЙНЫХ АЛМАЗОВ

В. А. Петровский¹, В. И. Силаев¹, М. Мартинс², Р. Вирт³, А. Е. Сухарев¹, И. Карфункель²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²Федеральный университет штата Минас-Жерайс, Бело Оризонте, Бразилия

³Геоисследовательский центр, Потсдам, Германия

Карбонадо представляет собой наиболее типичный пример микрополикристаллических алмазов, природа которых, несмотря на неплохую изученность, все еще не ясна. Достаточно отметить, что в настоящее время не только сохраняются во всей своей остроте противоречия в воззрениях на генезис карбонадо, но иногда вообще ставится под вопрос их минеральный статус и филогенетическая тождественность монокристалльным алмазам. Все это существенно тормозит решение общей проблемы природного алмазообразования, имеющей важное значение для синтеза материалов с уникальными свойствами.

С целью определения генетических свойств карбонадо как эталона поликристаллической фации природных алмазов нами осуществляется программа комплексного изучения представительной коллекции образцов, отобранных из россыпей Бразильской алмазоносной мегапровинции в штатах Минас Жерайс и Мато Гроссу [1, 2]. Исследования проводились с использованием комплекса просвечивающей электронной микроскопии + FIB-метода [8], растровой электронной микроскопии, спектрального полуколичественного и инструментального нейтронно-активационного анализа, фоторентгеноструктурного и раман-спектроскопического методов, газовой масс-спектрометрии, ЭПР, фото-, рентгенолюминесценции и газовой пирохроматографии.

Комплексные исследования показали, что карбонадо представляет собой микрополизернистые агрегаты алмазной фазы, «сцементированные» минеральными примесями (рис. 1). Наряду с минерализованными интерстициями, на поверхности алмазных кристаллитов наблюдается множество микропор, также заполненных неалмазными фазами. В настоящее время в исследованных нами образцах карбонадо выявлено более 80 минеральных видов и разновидностей, пред-

ставленных интерстициальными и микропоровыми выделениями [2—4]. Согласно онтогенетическим критериям, все эти минеральные примеси могут быть подразделены на три группы: (1) сингенетические, (2) эпигенетические, предположительно эндогенные, (3) эпигенетические, предположительно экзогенные.

Включения *первой* группы вероятно кристаллизовались близко одновременно с алмазной фазой в мантийной обстановке. Наиболее надежно к ним относятся рутил, ксенотим и впервые выявленные в природе фазово-гомогенные твердые растворы на основе циркона [5]. На сингенетичность этих минералов указывают, прежде всего, характер их сростаний с алмазом и обогащение некоторых из них хромом, алюминием и железом.

Ко *второй* группе относится целый ряд минералов (ильменит, шпинелидные и стрюверит-ильменорутитовые твердые растворы, церианит, сульфиды), онтогенетические свойства которых свидетельствуют об их эпигенетическом относительно алмаза, но явно эндогенном образовании. Мы предполагаем, что кристаллизация таких включений происходила в результате их конденсации из магматогенного флюида в ходе магматического или флюидизатного транспорта к земной поверхности.

Третью группу минералов-примесей образуют Fe-Mn оксигидроксиды, монацит и поликомпонентные фосфат-алюмофосфатные твердые растворы, сульфаты, карбонаты и галидные соединения. Образование всех этих минералов вероятно происходило уже в экзогенной обстановке, включая и пребывание карбонадо в аллювиальных россыпях.

Наиболее сложным вопросом минералогии и онтогении карбонадо является происхождение примеси в них самородных металлических фаз. В настоящее время существует множество фактов, указывающих на

возможность эпигенетического образования таких фаз в экзогенных условиях. Однако нельзя исключать, что образование металлических фаз происходило и совместно с алмазом в мантии.

Важно также подчеркнуть, что среди предположительно сингенетических минералов в карбонадо нами пока не обнаружено ни одного традиционного минерала-спутника кимберлитовых алмазов. Полученные данные скорее подтверждают справедливость идеи о существовании в

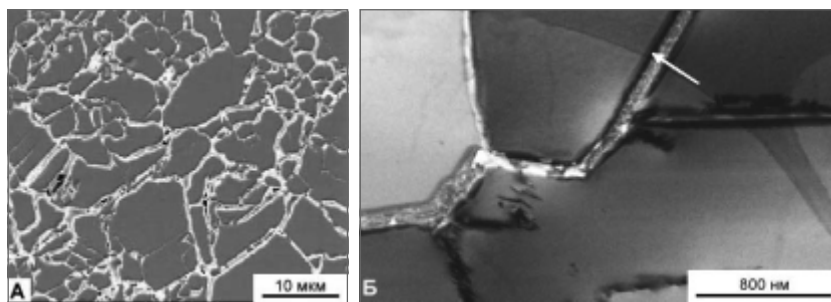


Рис. 1. Микроструктура типичного карбонадо (участок образца): А — общий вид, Б — деталь. Темные зерна — алмазная фаза, светлое — выделение минеральных примесей в интерстициях алмазных кристаллитов. РЭМ — изображение при-шриффовано-полированной поверхности в режиме упругоотраженных электронов

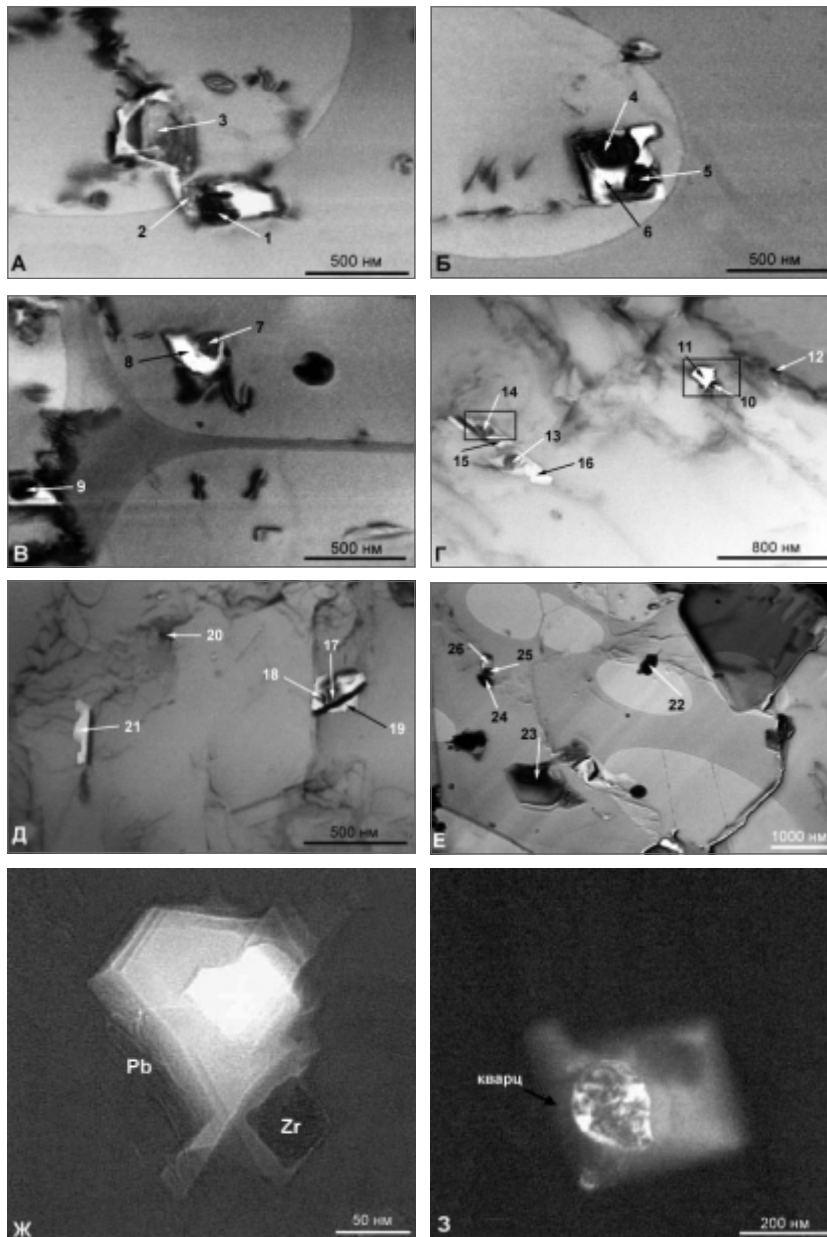


Рис. 2. Внутрикристаллитные минеральные включения в алмазной фазе карбонадо (обр. MGC11). А: 1 — апатит; 2 — барит+кальцит; 3 — кварц; Б: 4 — кварц; 5 — апатит; 6 — не определено; В: 7 — хлорид; 8 — силикат К, Са, Fe, Ва, Се; 9 — CaCO_3 ; Г: 10 — циркон; 11 — Pb; 12 — хлорид; 13 — силикат Са, Ва, Fe, Al; 14 — кварц; 15 — слюда (?); 16 — мусковит; Д: 17 — кварц; 18 — апатит; 19 — силикат Ва, Са, К, Fe, S, Mg, Al; 20, 21 — флогопит (?); Е: 22 — (Pb, Zn)O; 23 — каолинит; 24 — апатит; 25 — кварц; 26 — силикат Al, К, Mg; Ж, З: увеличенные детали изображения на Г

природе не только хромшпинелид-пиропового («перидотитового») и гранат-пироксенового («эклогитового») вариантов алмазосопровождающих минеральных парагенезисов, но и других, например, иоцит-рутил-цирконового [6].

Помимо твердофазных в исследуемых карбонадо выявлены газово-флюидные включения, исследованные нами методом газовой пирохроматографии [7]. Газовая фаза, обнаруженная в карбонадо, оказалась многокомпонентной и существенно варьирующей по составу. Ее важнейшей особенностью является аномальное обогащение угарным газом. По этому критерию изученные нами объекты, как и вероятно большинство алмазов вообще, не имеют аналогов не толь-

ко среди продуктов корового поро-, рудо- и минералообразования, но и среди продуктов корово-мантийных взаимодействий. Из исследованных аллювиально-парагетических спутников карбонадо только рутил обнаруживает с ним сходство по свойствам флюидных включений, что подтверждает вывод о тесных парагенетических отношениях рутила с алмазом.

Использование электронной микроскопии высокого разрешения показало, что наряду с минеральными включениями интерстициальной и микропоровой локализации в исследуемых карбонадо имеют место включения, локализованные внутри индивидов алмазной фазы [9, 10]. Применение FIB-метода дает возможность выявления и диагноза включений размером менее 500 нм.

Проведенные исследования показали, что в алмазных кристаллитах карбонадо имеется множество твердофазных включений размером от первых десятков до первых сотен нанометров, среди которых установлены самородные металлы, силикаты, карбонаты (Ba- и Ca-карбонаты), фосфаты, сульфаты, хлориды (KCl), галогениды, сульфиды (рис. 2; табл.). Многие из таких минералов ранее были нами установлены и в форме интерстициальных выделений. Очень часто карбонаты, силикаты и хлориты сосуществуют одновременно в вакуоли одного включения. Большинство внутрикристаллитных включений характеризуется резкими прямолинейными межфазными границами с алмазом-хозяином. Однако для некоторых из них выявляется малоугловая граница, что свидетельствует о весьма высокой температуре их кристаллизации. Важно подчеркнуть, что ни внутри алмазных

кристаллитов, ни на их поверхности нами не было обнаружено аморфных фаз, что свидетельствует не в пользу идеи импактного происхождения карбонадо. Следует также отметить, что внутри алмазных индивидов наряду с твердофазными наблюдались и жидкие (?) или газовые включения, что хорошо коррелируется с фактом высокотемпературной дегазации карбонадо при нагревании [7]. Установленный минеральный парагенезис точно такой же как и у кимберлитовых алмазов Сибири, Южной Африки и Канады. Необычные границы кристаллитов отражают их быстрый рост, за которым следует коррозия.

Таким образом, вся совокупность минералого-геохимических данных приводит нас к выводу о том, что

Примечание. Обр. MtGrC – штат Мату Гроссу (Жуина); MGC (CMR) – штат Минас Жерайс (Макаубас).

бразильские карбонадо являются, скорее всего, микрополикристаллической фазией мантийных алмазов.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант № 05-05-64615) и гранта Президента РФ для ведущих научных школ НШ-5191.2006.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Martins M.* Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da Bacia do Rio Macaúbas (MG): Tese de doutoramento. Belo Horizonte. Brazil. 2006. 234 p.
2. *Петровский В. А., Мартинс М., Лютоев В. П.* и др. Минералогические и генетические особенности карбонадо из штата Минас Жерайс (Бразилия) // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар. 2003. №33. С. 41—69. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 115).
3. *Силаев В. И., Петровский В. А., Сухарев А. Е., Мартинс М.* Новый вклад в минералогию карбонадо: резюме итогов исследований // Материалы Международной конференции «Геология алмаза — настоящее и будущее». Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005. С. 695—704.
4. *Сухарев А. Е.* Минералогия природных карбонадо и экспериментальные модели их образования: автореф. Дис. к. г.-м. н. Сыктывкар: Геопринт, 2006. 24 с.
5. *Силаев В. И., Петровский В. А., Сухарев А. Е., Филиппов В. Н.* Включения твердых растворов на основе циркона в алмазах // Доклады АН. 2006. Т.411. № 2.
6. *Силаев В. И., Чайковский И. И., Ракин В. И. и др.* Алмазы из флюидизатно-эксплозивных брекчий на Среднем Урале. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 114 с.
7. *Петровский В. А., Силаев В. И., Сухарев А. Е. и др.* Газово-флюидные включения в карбонадо и их генетическая информативность // Материалы 12-й Международной научно-технической конференции «Высокие технологии в промышленности России». М., 2006. С. 434—446.
8. *Wirth R.* Focused ion beam (FIB): a novel technology for advanced application of micro- nanoanalysis in geosciences and applied mineralogy // Eur. J. Mineral., 2004. V.16. P. 863—876.
9. *Martins M., Wirth R., Karfunkel J. et al.* Carbonados: Inclusions and genesis. // Proceedings of XLIII Congresso Brasileiro de geologia “Geociencias e as Sociedades do Futuro”. Aracaju, Brazil. 2006. P.132.
10. *Petrovsky V.A., Silaev V.I., Sukharev A.E. et al.* Micro-nanoscale inclusions in carbonados and their genetic significance // Proceedings of IV International Seminar “The theory, history, philosophy and practice of mineralogy”. Syktyvkar: Geoprint, 2006. P. 269—271.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ АЛМАЗОНОСНОСТИ СРЕДНЕГО ТИМАНА

А. М. Плякин¹, Э. С. Щербаков²

¹Ухтинский государственный технический университет, Ухта

²Коми государственный педагогический институт, Сыктывкар

История изучения алмазности Тимана насчитывает всего немногим более полувека. Можно выделить несколько этапов активизации и последующего ослабления интереса к этой проблеме. Она неоднократно освещалась в печати [4, 5, 8].

Как отметил академик Н. П. Юшкин [11], самые первые сведения о находках алмазов в аллювии р. Мезенской Пижмы относятся к 1904—1906 гг., о чем рудознатец Иона Попов сообщил в Горный департамент и министру России. Однако последствий эта находка не имела.

В современной истории начало изучения алмазности Тимана относится к 1954 г., когда Г. В. Мат-

веевой и А. В. Поздняковым было сделано первое обобщение геологических материалов по алмазности региона, и впервые перспективы на россыпи алмазов были оценены положительно. При этом грубозернистые средневожские отложения были отнесены к промежуточным коллекторам алмазов, связывающим возможные современные россыпи с допалеозойскими первоисточниками.

Первые поисковые работы по их рекомендациям были проведены А. М. Апенко, С. А. Годованом, В. И. Горским-Кручининым, М. И. Осадчуком, М. И. Плотниковым и др. Основным методом изучения аллювиальных отложений стало шлиховое и мелкообъемное

опробование. В результате было обнаружено 7 мелких кристаллов алмазов в аллювии рр. Цильмы, Мезенской и Печорской Пижмы. В аллювии этих и других рек (Мылы, Валсы и др.), а также в средневоонских конгломератах и песчаниках бассейна р. Средней были установлены пиропы.

Обратило на себя внимание полное отсутствие или слабые следы износа кристаллов алмазов. Это наряду с присутствием минералов-спутников алмазов позволило сделать вывод о близости коренных источников. В 1958—1959 гг. М. И. Осадчук описал на Четласском Камне, в бассейне р. Бобровой, брекчии щелочно-ультраосновного состава, а в 1960—1961 г. Ю. П. Ивенсен установил в бассейне р. Косью биотитовые пикриты, эруптивные брекчии и кимберлиты, которые отнесли к возможным алмазоносным породам.

Жильные кимберлиты Косьюского участка были изучены учеными ВСЕГЕИ Ю. Д. Смирновым и Н. А. Румянцевой (1965—1967 гг.), установившими в их составе существенную роль измененного оливина, а также присутствие хромпикотита и хромита. Ю. Д. Смирнов отметил, что алмазы «во всех регионах мира связаны с породами, близкими к описанному», но алмазов в этих породах им обнаружено не было.

В процессе выполнения аэрогеофизических работ Г. А. Еремой (1972, 1978 гг.) и Р. С. Конторовичем (1976, 1978, 1979 гг.) были выявлены локальные магнитные аномалии, три из которых оказались связанными с трубчатыми телами кимберлитовых пород (Умбинская, Средневоонская и Водораздельная). В этих породах установлены пиропы, хромшпинелиды и хромдиопсиды, а в Умбинской трубке — мелкий осколок алмаза. Мнения геологов о породах трубок расходятся: Н. А. Айбабин, Л. П. Бакулина, В. А. Дудар и др. относят их к кимберлитам, Б. А. Мальков [6] — к альпегитам, бесперспективным на алмазы. Содержание пиропов в трубке Умбинской достигает 2568—1528 г/т, а хромшпинелидов — 123—732 г/т.

На площади Среднего Тимана проведен большой объем наземных и аэромагнитных исследований ПГО «Печорагеофизика».

В. А. Дударом и Л. П. Бакулиной в 1977—1978 гг. в аллювии р. Б. Крутой (бассейн р. Цильмы) был обнаружен осколок алмаза и пиропы [1]. Пиропы были установлены также в конгломератах верхнего девона этого района.

В 1978 г. в составе Ухтинской ГРЭ были создана Пижемская поисковая партия, нацеленная на поиски алмазов. Детальным изучением пород, слагающих трубчатые тела, занимались В. А. Дудар, Н. А. Айбабин и др. В современном аллювии рр. Печорской Пижмы, Умбы и Средней было обнаружено еще 4 алмаза общим весом 89,2 карата, а также их минералы-спутники. При обогащении отобранной из средневоонских грубозернистых пород крупнообъемной пробы В. А. Дударом были открыты первые алмазы из первого в Республике Коми месторождения с алмазами — Ичетьюского.

В эти же годы под руководством В. Г. Черного на Косьюском участке было выявлено 6 даек пикритовых порфиритов и 5 кимберлитовых трубок, в породах одной из которых был обнаружен алмаз. Одновременно в

современном аллювии р. Косью обнаружено 5 кристаллов алмазов, один из которых оказался весом 178 мг.

В 1958 г. была завершена работа по составлению прогнозной карты алмазоносности Среднего Тимана на основе палеогеографического анализа разрезов позднего докембрия и раннего палеозоя, проведенная В. М. Пачуковским, В. П. Савельевым, А. Е. Цаплиным, Л. П. Бакулиной и Н. А. Довжиковым. К сожалению, конкретные основные направления поисковых работ на алмазы определены не были.

После развала Ухтинской ГРЭ поисками алмазов на Тимане занималось ООО «Терра-2», позже получившая статус ЗАО и название «Тимангеология», которым руководил В. А. Дудар. Эта организация занималась поисками россыпей и коренных источников алмазов и золота. К решению этой проблемы подключилась и созданная в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН Лаборатория минералогии алмазов под руководством А. Б. Макеева (1997 г.), сотрудники которой занимаются изучением минералогии и перспектив алмазоносности Тимана.

ЗАО «Тимангеология» параллельно с поисково-разведочными работами проводило добычу золота и алмазов из погребной россыпи Ичетью и занималось заверкой магнитных аномалий, выявленных на территории Вымской гряды.

Проблемы алмазоносности Тимана неоднократно обсуждались на конференциях и совещаниях: в 1998 г. на Всероссийской конференции «Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов», в 1999 и 2004 гг. на очередных геологических съездах республики, в 2001 г. на Всероссийской конференции по алмазоносности Тимано-Североуральского региона. В 1998 г. Б. А. Мальков и Н. А. Мальшев [6], считающие кимберлитовые породы известных трубок на Среднем Тимане оливиновыми мелилитами, высказали свою оценку Средневоонской площади. По их мнению, «сохранность под Тиманским кряжем литосферных карельских корней и существование алмазоносных россыпей вблизи известных диаметров Умбинского поля позволяет прогнозировать существование на Среднем Тимане коренных месторождений алмазов кимберлитового или лампроитового типа».

Многие исследователи считают Средний Тиман перспективным в отношении коренных месторождений алмазов [1, 2, 3, 7, 11, 12, 13].

В 2000—2001 гг. ФГУНПП «Аэрогеофизика» северная часть Вымской гряды и Четласский Камень были обследованы аэрогеофизическими методами с использованием высокоточной новейшей аппаратуры и переинтерпретацией результатов всех предыдущих геофизических материалов. Часть выявленных аномалий была заверена бурением в 2001 году, но новых открытий алмазоносных пород это не принесло. После внесения поправок в методику интерпретации в списке рекомендованных для заверки бурением осталось 65 локальных аномалий, 15 из которых отнесены к первоочередным (А. А. Злоказов и др. 2001 г.) и рекомендованы к заверке бурением.

В 2001 г. А. Б. Макеевым и В. А. Дударом была опубликована монография «Минералогия алмазов Ти-

мана» [5], ставшая одной из завершающих работ по алмазной проблематике на Тимане в конце XX — начале XXI века. В работе приведено детальное описание морфологии кристаллов алмазов, их генезиса, детально описаны открытые А. Б. Макеевым тончайшие пленки металлов и других химических элементов на поверхности граней кристаллов алмазов.

В 2002 г. поисковые работы на алмазы в пределах Тимана были полностью прекращены из-за отсутствия ассигнований. Полевые и камеральные научно-исследовательские работы по этому направлению проводятся только сотрудниками Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Основные выводы этих исследований сводятся к тому, что главные перспективы в ближайшем будущем могут быть связаны с обнаруженными на Среднем и Северном Тимане дайками лампрофиров и малыми диатремами керсантит-минеттового ряда и потенциально алмазодержащими объектами, включая и проявления алмазодержащих пород. Точные данные о возрасте продуктивных магматических образований Среднего Тимана пока отсутствуют, но, учитывая наличие здесь среднедевонских алмазодержащих россыпей, возможны перспективы выявления древних (докембрийских) алмазодержащих щелочно-ультраосновных магматов» [14].

В рамках этих исследований проанализировано распределение акцессорных минералов в отложениях россыпи Ичетью и сделан вывод о том, что тело россыпи образовано конусами выноса. Алмазы приносились временными потоками, а их концентрация возрастала по мере перебива конусов выноса в условиях дельты. Сопоставление условий образования россыпи Ичетью с генезисом алмазодержащих отложений Южного и Северного Тимана привело авторов к выводу о наличии на Тимане двух уровней алмазодержащих, отвечающих позднему эйфелю и основанию пашийского горизонта [9, 10].

В 2005 г. шлиховое опробование в бассейне рр. Печорской Пижмы и Цильмы выполнены ООО НПК «АлмазКоми». По имеющимся сведениям, аналогичные работы в этом регионе продолжаются и в текущем году.

В мае 2006 года в г. Сыктывкаре состоялось заседание экспертной комиссии с участием представителей международной компаний «Ландин Групп» и «НПК «АлмазКоми». В качестве экспертов выступали А. Б. Макеев и А. М. Плякин. Были обсуждены состояние изученности и перспективы алмазодержащих лицензионных площадей (Средненской, Кислоручейской и Верхне-Цилемской, Умбинского участка). В целом перспективы Среднего Тимана были оценены положительно и вызвали интерес компании «Ландин Групп».

Анализируя состояние изученности алмазодержащих Среднего Тимана, можно сделать вывод о несомненной перспективности этого региона на коренные источники алмазов. С изометрическими слабоинтенсивными магнитными аномалиями могут быть связаны и другие тела, характеризующиеся меньшей глубиной эрозинного среза и несущие алмазную минерализацию.

Параллельно с разведочно-эксплуатационными работами на Умбинском участке целесообразно приступить к разбуривке магнитных аномалий изометрической формы. При этом авторами в очередной раз рекомендуется применить новую методику доизучения территории Среднего Тимана сейсмопрофилированием по методу А. А. Гликмана (Санкт-Петербург). Этот метод показал хорошие результаты при разбуривке магнитных аномалий на площади Архангельской алмазодержащей провинции.

Нельзя отрицать и перспективы территории относительно россыпных месторождений алмазов. При поисковых работах на россыпи, по мнению авторов, следует отказаться от шлихового метода по современной гидросети, но уделить пристальное внимание палеогеоморфологическим исследованиям и опробованию палеодолинных комплексов в зонах развития трубчатых тел. Одним из основных объектов при этом должны стать зоны развития древних долин их окончания.

Определенный интерес могут представлять и структурно-карстовые депрессии, которые могут оказаться ловушками для накопления продуктов разрушения коренных алмазодержащих пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулина Л. П. Типоморфные особенности пиропов на Среднем Тимане // Геология и экономика минерального сырья Тимано-Печорского региона. Л.: Наука, 1989. С. 69—76.
2. Ваганов В. И., Голубев Ю. К., Прусакова Н. А., Егоров Н. Н. Переоценка регионального прогноза коренной алмазодержащести для территории Среднего Тимана // Геологические и минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока России. Сыктывкар, 1994. С. 32-33.
3. Макеев А. Б., Дудар В. А., Глухов Ю. В., Лютоев В. П., Ракин В. И., Филиппов В. Н. Морфологические особенности и физические свойства алмазов девонской россыпи Ичетью (Средний Тиман) // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 138—139.
4. Макеев А. Б., Дудар В. А., Лютоев В. П., Деревянко И. В., Глухов Ю. В., Исаенко С. И., Филиппов В. Н. Алмазы Среднего Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 1999. 80 с.
5. Макеев А. Б., Дудар В. А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 336 с.
6. Мальков Б. А., Малышев Н. А. Проблема алмазодержащести кимберлитов и лампроитов в фанерозойских мобильных поясах на примере Тимана, Урала, Уачиты // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 131—132.
7. Плякин А. М., Дудар В. А. Проблема коренных источников золота, алмазов и платины на Тимане // Металлогения и геодинамика. Екатеринбург, 2000. С. 136—140.
8. Плякин А. М., Дудар В. А. Алмазы Тимана. Основные этапы и результаты изучения // Алмазы и алмазодержащести Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 25—26.
9. Щербаков Э. С., Плякин А. М., Битков П. П. Условия образования среднедевонских алмазодержащих отложений Тимана // Алмазы и алмазодержащести Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 39—40.
10. Щербаков Э. С., Плякин А. М., Битков П. П., Шамитько В. М. Россыпная алмазодержащести девонских отложений Тимана. Геология алмазов — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобыва-

ющей промышленности России). Воронеж: Воронежский гос. университет, 2005. С. 380—385.

11. Юшкин Н. П. Благородные металлы и алмазы европейского Севера: история, уроки прошлого, современное состояние, перспективы (из пленарного доклада на открытии конференции 17 февраля 1998 г.) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 1998. № 3. С. 10—12.

12. Юшкин Н. П. Проблемы алмазов и роль Тимано-Уральского региона в развитии алмазного потенциала России // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2001. №5. С. 9—11.

13. Юшкин Н. П., Пыстин А. М., Конанова Н. В. и др. Геологические предпосылки алмазоносности Тимано-Уральского региона // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы IV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. IV. С. 124—126.

14. Юшкин Н. П., Пыстин А. М., Конанова Н. В. и др. Геологические предпосылки выявления месторождений алмазов в Тимано-Уральском регионе // Региональная геология и металлогения. 2005. №26. С. 115—119.

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А. М. Пыстин, Н. В. Конанова, Ю. И. Пыстина, В. В. Удоратин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Опыт разработки критериев геолого-тектонического контроля алмазоносных кимберлитов Сибирской платформы свидетельствует об отсутствии такого контроля на уровне платформенного чехла [5]. Не оправдали себя в качестве кимберлитоконтролирующих структур антеклизы и синеклизы и зоны их сочленения [4 и др.], региональные магматоактивные зоны [1], авлакогены и рифтогенные структуры [6 и др.]. Необходимо исследование по выявлению связей пространственного расположения алмазоносных щелочно-ультраосновных магматитов со структурами фундамента и верхней мантии.

В пределах Тимано-Уральского региона наиболее слабо изученные территории в отношении их глубинного строения находятся в его северной половине, как раз наиболее перспективной на выявление алмазоносных магматитов. Важнейшее значение для оценки этой территории на коренную алмазоносность, обозначенной нами как Тимано-Североуральский регион, является вопрос о вещественном составе, тектонической природе и возрасте консолидации фундамента Тимано-Печорской плиты.

Ранее И. В. Запорожцевой и А. М. Пыстиным [2] на основе комплексной интерпретации геофизических материалов с учетом результатов бурения глубоких скважин была разработана трехслойная модель консолидированной части земной коры территории европейского Северо-Востока, включающей Тимано-Североуральский регион. Снизу-вверх были выделены: гранулит-метабазитовый комплекс (нижняя кора), подразделяющийся на нижний — метабазитовый и верхний — собственно гранулит-метабазитовый подкомплекс; гнейсо-гранулитовый комплекс (верхняя кора) с диорито-гнейсовым нижним и гранито-гнейсовым верхним подкомплексами; сланцевый комплекс. В дорифейском кристаллическом фундаменте рассматриваемой территории было выделено две области (юго-западная, сиалическая и северо-восточная, фемическая), граничащие по Припечорской зоне разломов. Первая область характеризуется наличием «зрелой»

сиалической коры с мощным гранулит-гнейсовым комплексом (22—24 км). Вторая область отличается сокращенной мощностью гнейсо-гранулитового комплекса, в составе которого гранито-гнейсовый подкомплекс либо отсутствует, либо имеет небольшую мощность (2—6 км).

Начиная с 2000 г., нами с целью детализации строения глубинных горизонтов земной коры региона были составлены карты плотностных неоднородностей для глубин около 25 км (для нижней коры) и 10—15 км (для верхней коры). Полученная картина пространственного распределения плотностных неоднородностей свидетельствует о четко выраженной северо-западной ориентировке структур нижней и верхней коры. Среди выделенных аномальных плотностных зон наиболее контрастной является Зимнебережно-Красновишерская, на флангах которой находятся промышленные месторождения алмазов (Архангельская алмазная провинция на западе и Красновишерские алмазоносные объекты на востоке).

На основе материалов сейсмологических исследований вдоль регионального профиля MEZTIMPECH, пересекающего южные части Мезенской синеклизы и Тимано-Печорской плиты, включая Тиманскую грядку, построен геолого-геофизический разрез до глубины около 100 км и выделен ряд сейсмических границ в кристаллическом фундаменте и верхней мантии. Не останавливаясь на деталях строения разреза отметим, что результаты интерпретации записей МОВЗ не противоречат предположению о наличии древнего мощного кристаллического фундамента под Тиманской грядой и далее к северо-востоку от нее.

Результаты интерпретации гравитационного поля по профилю MEZTIMPECH позволили выявить глубинные границы разнородных мантийных блоков, резко различающихся по своим физическим параметрам. Так, Сысольский свод Волго-Уральской антеклизы характеризуется повышенными значениями плотности верхней мантии, а Вычегодский прогиб — пониженными. Граница разнородных мантийных блоков нахо-

дит свое продолжение и в консолидированной части земной коры и, вероятно, именно она определила образование и развитие Кировско-Кажимского авлакогена на восточном борту Сысольского свода. В магнитном поле отмеченная выше межблоковая граница (глубинный разлом) выражена цепочкой интенсивных магнитных аномалий. Эти данные свидетельствуют, что северо-восточная часть Сысольского свода может представлять первоочередной интерес для проведения целенаправленных поисков коренных источников алмазов.

Новые геохронологические данные, полученные нами с использованием цирконового хронометрии, подтверждают представление о широком развитии нижнедокембрийских образований в пределах Тимано-Североуральского региона и гетерогенном строении нижнедокембрийского разреза. Впервые в составе нижнедокембрийских комплексов выделены стратифицированные подразделения с различными условиями метаморфизма (комплексы пород, испытавшие метаморфизм гранулитовой фации, с одной стороны, и комплексы пород, в которых условия метаморфизма не превышали P-T параметры амфиболитовой фации, — с другой).

Таким образом, возраст консолидации фундамента большей части рассматриваемой территории определяется как раннедокембрийский. В рифее и фанерозое консолидированная часть разреза земной коры Тимано-Печорской плиты, включая современный западный склон севера Урала, не подвергалась существенным деструктивным преобразованиям. Только в ее крайней северной (Припайхойско-Полярноуральской) части имел место более сложный сценарий тектонического развития в позднем докембрии, свидетельствующей о проявлении здесь геодинамического цикла полного развития [3].

Вывод о повсеместном развитии гетерогенного дорифейского кристаллического основания в пределах Тимано-Печорской плиты дает основание утверждать, что по признакам глубинного строения вся рассматриваемая территория, за исключением ее крайней северо-

восточной части, может считаться потенциально перспективной на выявление структур с развитием алмазоносного щелочно-ультраосновного магматизма. По геолого-геофизическим критериям наиболее благоприятными для локализации коренных алмазоносных объектов являются северные окраины крупных поднятий фундамента Русской плиты: Коми-Пермьского, Сысольского и Мезенско-Вашкинского, Полюдовского поднятия Северного Урала, Омринского поднятия Тимано-Печорской плиты, а также Тиман и полуостров Канин.

Первоочередное внимание заслуживает северо-восточная часть Сысольского свода, где земная кора характеризуется аналогичными с высокоалмазными районами Сибирской платформы глубинно-геологическими условиями. Учитывая повсеместное развитие в пределах Сысольского свода мезо-кайнозойских отложений, реальные перспективы выявления коренной алмазоносности могут быть связаны с щелочно-ультраосновными породами мезозойского возраста. Другая первоочередная площадь — Четлаское поднятие среднего Тимана, где возможны перспективы выявления древних (докембрийских) алмазодержащих щелочно-ультраосновных магматитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Брахфогель Ф. Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФСО АК СССР, 1984.
2. *Запорожцева И. В., Пыстин А. М.* Строение дофанерозойской литосферы европейского Северо-Востока России. СПб.: Наука, 1994. 112 с.
3. Латеральные и вертикальные неоднородности и позднедокембрийская геодинамика северо-восточной окраины Европейской платформы / А.М. Пыстин, Н.В. Конанова, В.Г. Оловянишников и др. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 24 с.
4. *Никишов К. Н.* Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. М.: Наука, 1984.
5. *Сафонов А. Ф., Смелов А. П., Зайцев А. И.* Проблемы тектонического контроля алмазоносных кимберлитов Сибирской платформы // Отечественная геология. № 5. 2001. С. 3—5.
6. *Францессон Е. В., Лутц Б. Г.* Кимберлитовый магматизм древних платформ. М.: Наука, 1995.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ КРИВОГРАННЫХ ФОРМ АЛМАЗОВ

В. И. Ракин, В. А. Петровский

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

По многочисленным наблюдениям природных кристаллов алмазов (на основе статистики) можно сделать вывод, что равновесной формой кристалла алмаза является октаэдр, обладающий минимальной поверхностной энергией по сравнению с другими простыми формами кубического алмаза. Однако, многочисленные наблюдаемые факты, такие как зональность фотолюминесценции в направлении [100], отмеченная в работе [1], или формы некоторых регенерационных бугорков на поверхностях сколов или поверхностях растворения кристаллов алмаза позволяют говорить о

присутствии граней куба совместно с гранями октаэдра на форме роста алмаза. Все, растущие одновременно грани кубического кристалла должны быть близки по качеству поверхности. Если на гранях октаэдра алмаза реализуется механизм послойного дислокационного роста, то грани куба также растут послойно, но не важно, за счет двумерных зародышей или дислокаций. Тем не менее, крупные плоские грани куба, такие же по качеству как грани октаэдра, на природных кристаллах алмаза замечены не были, за исключением микрограней на регенерационных бугорках. Отсюда

логично предположить, что в процессе роста, находясь в области термодинамической стабильности структуры (при высоких РТ-условиях), кристалл алмаза достигает термодинамического равновесия со средой кристаллизации и, достаточно долго находится в таком состоянии. При этом, все ростовые формы кристалла алмаза преобразуются в одну равновесную форму — октаэдр, а флуктуации термодинамических переменных вблизи точки равновесия способствуют более быстрой трансформации.

Сегодня большинством исследователей признается, что форма растворения кристалла алмаза в отличие от формы роста и равновесной формы характеризуется криволинейными поверхностями. В силу традиций в названиях форм кривогранных кристаллов алмаза присутствуют термины “плоскогранной” кристаллографии: октаэдроида, кубоида (гексаэдроида) и ромбододекаэдроида, что не отражает реальную форму округлых кристаллов и вносит значительную путаницу и субъективизм в определение формы конкретного кристалла. В работах [2, 3] было предложено ввести в практику описания кривых поверхностей форм растворения алмазов геометрию криволинейных поверхностей второго порядка. В результате исследования формы округлых алмазов уральского типа на параболическом гониометре было установлено, что криволинейная поверхность природных кристаллов алмаза — додекаэдроида может быть довольно точно описана с помощью трехосного эллипсоида, располагающегося закономерным образом относительно структуры кристалла. Для описания формы растворения кристалла алмаза в первом приближении достаточно четырех параметров: трех значений полуосей эллипсоида и угла отклонения двух полуосей с наименьшим и наибольшим значением длин — A_1 и A_3 , относительно кристаллографических осей L_2 симметрии физических свойств кристалла алмаза. Форма классического ромбододекаэдроида с “гранным швом” достигается, если взять указанный эллипсоид, размножить с помощью группы симметрии алмаза до двенадцати, и выбрать фрагменты поверхностей минимизирующие объем кристалла. Расчет отношений полуосей и угла отклонения эквивалентного эллипсоида легко произвести по треугольной форме рефлекса в кристаллографической проекции алмаза [2].

Проведены исследования на параболическом гониометре морфологии алмазов из россыпей Бразилии (около 120 кристаллов разных габитусов из провинций Минас Жерайс и Байа). Для 57 округлых кристаллов установлено, что параметры эллипсоидов подчиняются логарифмически нормальному распределению. Отношения длин полуосей к длине наименьшей полуоси эллипсоида и угол наклона эллипсоида имеют следующую статистику: $a_1=1$, $a_2=1.27$ ($\sigma=0.14$), $a_3=1.89$ ($\sigma=0.50$), $\alpha=3.60$ ($\sigma=1.56$). В скобках указано среднеквадратичное отклонение случайной величины. В рамках изученной выборки между четырьмя параметрами криволинейных поверхностей не отмечается какой-либо значимой корреляционной зависимости.

На гномонических проекциях рефлексов кристаллов алмаза часто отсутствуют некоторые элементы

симметрии. При стандартной кристаллографической установке кристалла по оси L_4 на картине рефлексов в параболическом гониометре обычно фиксируется только одна плоскость симметрии, вместо двух и оси симметрии L_4 . Такой результат получается при обтекании кристалла с одной стороны потоком флюида (согласно принципу П. Кюри). Для семи кристаллов из 57 отмечается сохранение, по крайней мере, одной оси вращения при потере всех плоскостей симметрии, параллельных выделенной оси, что возможно при вращении кристалла в потоке растворяющей среды. Однако количество кристаллов имеющих ось вращения оказалось недостаточно для установления их статистики распределения.

Кристаллографическая проекция кристалла позволяет не принимать во внимание линейные размеры отражающих свет поверхностей и анализировать только ориентацию нормали к поверхности относительно элементов симметрии кристалла. Поверхности бугорков на криволинейных гранях обычно сложены фрагментами одного и того же эллипсоида и на гномонической кристаллографической проекции дают рефлекс как от непрерывной гладкой поверхности. Иногда кристалл, обладающий криволинейной шероховатой поверхностью, демонстрирует на гониометре рефлексы идеального октаэдра. Полученные факты позволяют утверждать, что большинство наблюдаемых бугорков на криволинейных поверхностях алмаза относится к регенерационному типу бугорков, исходно ограненных кубом и октаэдром и подвергшихся в той или иной мере растворению. Степень растворения определяется степенью приближения рефлекса к характерной треугольной форме на кристаллографической проекции, подробно описанной в классической работе Ю. Л. Орлова [4]. Часто разные по облику кристаллы демонстрируют близкие картины рефлексов. По внешнему виду криволинейных поверхностей алмаза нельзя бывает предугадать кристаллографическую проекцию рефлексов.

В процессе растворения исходного октаэдрического алмаза происходит эволюция его кривогранной формы в определенной последовательности [3]. На начальных этапах растворения сразу появляется поверхность эллиптического цилиндра, который затем преобразуется в трехосный эллипсоид. На первых этапах растворения, когда на кристалле сохраняются реликтовые грани октаэдра, отмечается наибольшее отклонение от идеализированной поверхности эллипсоида. В процессе растворения кристалла форма поверхности максимально приближается к поверхности эллипсоида. Однако, когда начинает растворяться не равновесная форма — октаэдр, а форма роста — кубооктаэдр, на кристаллографической проекции наблюдаются одновременно два типа поверхностей, описываемых трехосным эллипсоидом и эллиптическим цилиндром. Такой вариант рефлексов наблюдается для половины округлых кристаллов имеющих бугристую или шероховатую поверхность. При растворении пирамиды регенерации, располагающейся на поверхности додекаэдроида, на ребрах между субгранями октаэдра формируется поверхность эллиптического цилиндра. Растворение граней куба происходит по другому — вместо них

сразу образуется поверхность эллипсоида, ориентированного закономерным образом (согласно приведенному выше статистическому распределению). Поэтому на гномонической проекции пирамиды регенерации на поверхностях додекаэдроида, сложенная двумя гранями октаэдра и одной гранью куба в начальной стадии растворения демонстрирует комбинированный рефлекс. Таким образом, о процессах регенерации может свидетельствовать не только наличие участков поверхности с плоскостями {100}, или косвенно холмистый рельеф поверхности алмаза, но и комбинированная криволинейная поверхность растворения, описываемая трехосным эллипсоидом и эллиптическим цилиндром.

Работа поддержана грантом Президента Российской Федерации НШ.2250.2003.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Помазанский Б. С., Богуш И. Н., Васильев Е. А., Данилова О. В. Особенности внутреннего строения алмазов типа IAB1/ Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: Воронежский государственный университет, 2003. С. 237—240.
2. Ракин В. И. Форма неплюскогранных алмазов // Доклады АН. 2004. Т. 394. №6. С. 808—811.
3. Ракин В. И., Мартинс М., Карфункель И. Развитие кривогранных форм кристаллов алмаза уральского (бразильского) типа // Геология алмаза — настоящее и будущее. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 2005. С. 688—695.
4. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973. 224 с.

НОВЫЕ ЛАМПРОИТОВЫЕ ПРОВИНЦИИ СИБИРИ

А. П. Романов¹, А. Э. Динер²

¹ Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Красноярск

² ОАО ГРК «Амикан», Красноярск

Алмазоносность лампроитов Урала, Тимана и Приаянья свидетельствует, что в пределах Урало-Монгольского складчатого пояса (в который ряд исследователей включает Таймыр) возможно обнаружение и других подобных объектов.

Наиболее ранние находки лампроитов в Сибири сделаны на Горном Таймыре в 1959 г. Л. А. Чайкой. В 1929 г. Н. Н. Урванцевым на Таймыре обнаружены слюдяные кимберлиты, а в 1976 году выявлена их алмазоносность [1].

Лампроитовый магматизм алмазоносных полей северо-востока Сибирской платформы охарактеризован Шихориной К. М. (1991), Владыкиным Н. В. (1998). Предположения относительно некимберлитового источника Шелеховской алмазоносной россыпи высказываются Секериным А. П. с соавторами (1993, 1998). Перспективность юго-восточного обрамления Сибирской платформы в отношении некимберлитовых источников основывается на единичных находках алмазов в Приморье (Селиверстов В. А. и др., 1996), в юго-восточной Якутии (Алпатов В. В. и др., 1997; Колодезников И. И., 1998). Ряд пород Чадобецких трубок взрыва близки породам лампроитовой серии камафугитового ряда. Правомерна постановка вопроса (Родин Р. С., В. А. Епифанов, 1999) о возможности существования некимберлитовых источников алмазов в Тунгусской синеклизе.

Лампроитовые провинции западного обрамления Сибирской платформы — Таймырская и Енисейская характеризуются приуроченностью к древним активизированным мобильным зонам с архейско-протерозойским кристаллическим фундаментом, в котором отмечены эклогиты и комагниты. Глубина поверхности Мохо в пределах этих регионов 35—40 км.

Таймырская лампроитовая провинция характеризуется сочетанием двух формаций — кимберлитовой (горбитский комплекс слюдяных кимберлитов) и лампроитовой (чичагинский комплекс лампроитов) [1]. На Горном Таймыре обнаружено более 35 даек и 9 трубок взрыва лампроитов. Радиологический возраст лампроитов, определенный К-Аг и Rb-Sr методами — 230—225 млн. лет (карнийский век). Они синхронны кимберлитам Анабарского щита и лампроитам Алдана. По составу отмечаются пироксен-флогопитовые, оливин-пироксен-флогопитовые, лейцит-оливин-пироксен-флогопитовые разности. Для них характерно наличие флогопита высокомагнезиального и тетраферрифлогопита; акцессорные минералы — апатит и хромшпинелиды (глиноземистые магнезиохромиты с устойчивой примесью TiO₂ 0.5—1.0 мас. %; Cr₂O₃ 47.56—57.85 мас. %; Al₂O₃ 8.96—16.09 мас. %; MgO 13.08—14.65 мас. %); более редки магнетит, магномагнетит, ильменит, перовскит, корунд, циркон и рутил, альмандин, гроссуляр, андрадит, сфен, анатаз, муассанит, барит, хромпикотит и пикроильменит. Таймырские лампроиты характеризуются отношениями K₂O/Na₂O 2.4—3.9; K₂O/Al₂O₃ 0.73—0.85; (K₂O+Na₂O)/Al₂O₃ 0.90—1.13; K_{mg} = 100MgO/(MgO+FeO) 69—92; FeO_{общ} <10 мас. %, CaO <10 мас. %; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 0.7081—0.7089. Содержание Ba — 3870—5850 г/т; Rb — 248—264 г/т; Sr — 2800—2900 г/т; F — 0.23—0.53 %; CO₂ — 1.16—7.36 %.

Лампроиты Таймыра принадлежат к обширной провинции щелочно-ультраосновных пород и относятся к низкотитанистым агапитовым разностям семейства орендитов. Породам свойственны повышенные содержания Co, Cr, Ni, Ba, Zr, P, Li, характерные для лампроитовых серий. Типоморфизм минералов указы-

вает на их сходство с минералами алмазоносных лампроитов, а в отдельных случаях на сходство с промежуточными между кимберлитами и лампроитами архангельскими породами.

Лампроитовая провинция Енисейского края позднекембрийского возраста приурочена к его северной части [2]. Тела своеобразных щелочно-ультраосновных пород были впервые обнаружены здесь в 1960 г. в бассейне среднего течения рек Чапы и Нойбы и диагностированы как слюдяные кимберлиты или как дайковая фация оливиновых пироксенитов. Щелочно-ультраосновные породы залегают среди осадочных отложений венда и имеют радиологический возраст, определённый К-Аг методом по биотиту и валовым пробам — 668—670 млн. лет. В области развития лампроитов при дореволуционной добыче золота в нижнем течении р. Чингасан был обнаружен алмаз (урочище Алмазное), а в начале 1950-х годов (Корниенко, 1954, Кириллов, 1959) была установлена алмазоносность р. Вельмо. Исследования показали, что в состав чапинского комплекса входят эффузивно-пирокластические образования, слагающие полигенные покровы, субвулканические тела (дайки, штоки, силлы) и трубки взрыва лампроитоподобных пород, а также пикритов, щелочных пикритов, авгититов, лимбургитов и мелалейцититов, сгруппированные в два пояса. Чингасанский пояс (40 км) включает почти все известные трубки взрыва (18 тел), а так же штоки, дайки, силлы пикритов, щелочных пикритов, лампроитоподобных пород, авгититов и лимбургитов. В бассейне р. Чингасан обнаружена серия аэрогеофизических аномалий «трубочного» типа. Нойбинско-Алманаканский пояс (70 км) содержит многочисленные дайки лампроитоподобных пород, штоки пикритов, щелочных пикритов, мелалейцититов, авгититов и лимбургитов.

Лампроитоподобные породы Енисейского края состоят из оливина двух генераций (20—30 %), тита-

навгита (10—20 %), истонита (1—7 %) высокомагнезиального ($mg=78—80\%$; $TiO_2=4.6—5.5\%$; $Al_2O_3=14—15.5\%$) и псевдолейцита (до 5 %). Акцессорные минералы (до 7 %) — альмандин, титаномagnetит, хромшпинелиды, хромдиопсид, пикроильменит, гематит, лимонит, пирит, пентландит, циркон, бадделлит, ксенотим и флюорит. Породы характеризуются низкой глинозёмистостью (7—9.5 %) и железистостью (0.3—0.5 %), щёлочностью (до 4 %), магнезиальностью (до 15 %), титанистостью (до 3.8 %) и высокими значениями коэффициента агпаитности (до 0.4) при $K_2O/Na_2O=5—15$. Величины индикаторных геохимических отношений (Rb/Sr, Th/U, Zr/Nb, Cr/Ni) в них близки таковым лампроитов и отличаются от кимберлитовых и щелочно-базальтоидных.

В новых Таймырской и Енисейской лампроитовых провинциях потенциально перспективны как коренные источники алмазов породы, содержащие типоморфные минералы (алмаз, пироп, хромдиопсид, хромшпинелид, муассанит, пикроильменит): лампроиты, слюдяные кимберлиты, эруптивные брекчии субщелочно-базитового состава. Прогнозируемые эпохи алмазоносности — рифей-венд и триас. Возможность обнаружения коренных источников алмазов подчеркивают эпизодические находки на Горном Таймыре и Енисейском крае минералов-спутников — пироба, хромдиопсида, хромшпинелида, пикроильменита, муассанита, перовскита и алмаза в современном аллювии и в меловых отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Романов А. П. Перспективы алмазоносности Таймыра // Недра Таймыра (Сборник научных трудов). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, Вып. 2. 1996.

2. Динер А. Э. Геология позднекембрийских щелочно-базит-ультрабазитовых магматических ассоциаций севера Енисейского края // Автореферат канд. диссерт. Томск, 2001. 24 с.

АСТЕНОСФЕРНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА МАНТИЙНЫЙ СУБСТРАТ И РАЗНООБРАЗИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ЗИМНЕГО БЕРЕГА

С. М. Саблуков, Л. И. Саблукова

ИНПК «РУСГЕО», Москва

В данной работе рассматриваются закономерности изменения вещественного состава кимберлитового и родственного ему вулканизма Зимнего Берега, выявленные на основании обобщения и интерпретации материалов по детальному изучению геологии, петрографии, геохимии, глубинной минералогии всех (около 60-и) магматических тел района, а также Nd-Sr-изотопного изучения 30-и магматических тел всех разновидностей пород района [3,4].

По характеру распределения некоторых наиболее ярких изотопных и геохимических параметров кимберлитовые породы Fe-Ti-серии образуют достаточно од-

нородную группу (вне зависимости от степени ультраосновности пород), в то время как для кимберлитовых пород Al-серии отмечается закономерное и согласованное изменение характеристик вещественного состава, в том числе и Nd-Sr-изотопных параметров.

Распределение по площади района характеристик вещественного состава разнообразных кимберлитовых пород имеет удивительно закономерный, симметричный и согласованный характер. Кимберлитовые породы Fe-Ti-серии, развитые в центральной части Зимнебережного района, имеют минералогические, геохимические и Nd-Sr-изотопные характеристики, позволяющие

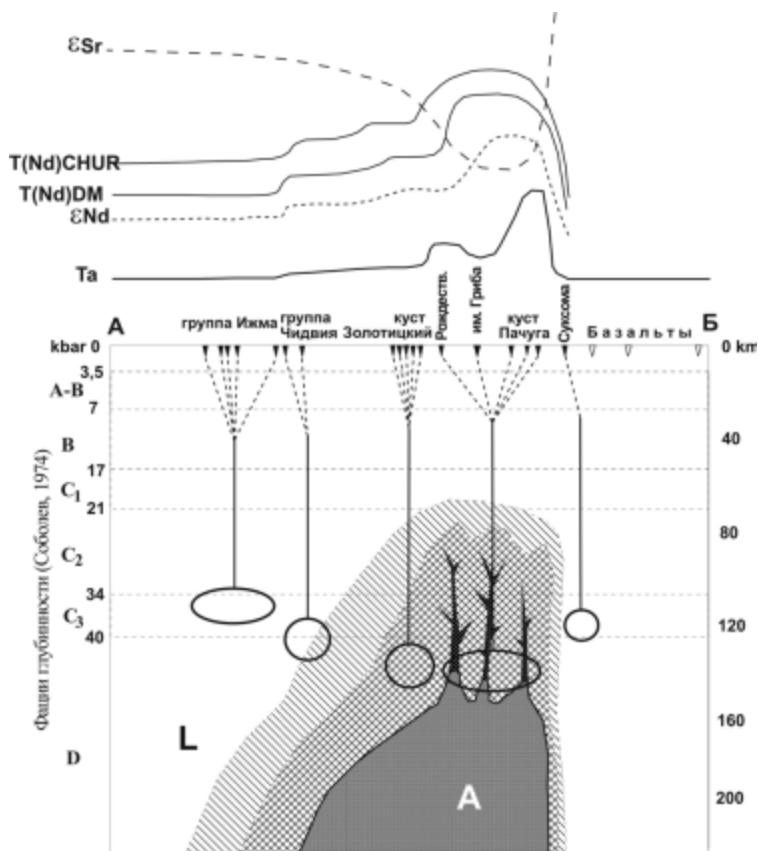
щие предполагать их астеносферное происхождение (широкое развитие пикроильменита, высокие содержания Ti, Nb, Ta, Nd-Sr-изотопные характеристики, близкие к параметрам BSE). По периферии Зимнебережного района развиты разнообразные кимберлитовые породы А1-серии, источником которых, как предполагается, была древняя обогащённая литосферная мантия [1,2]. Вещественный состав кимберлитовых пород А1-серии закономерно меняется от периферии района к его центральной части. В этом направлении постепенно увеличивается содержание в породах Ti,

вон: 360—374 млн лет) и изотопным характеристикам (Rb-Sr: 372 +/- 8 млн лет) с Nd-модельным возрастом обогащения мантийного источника кимберлитов этой трубки ($T_{Nd}(CHUR) = 351$ млн лет), а также с непосредственным возрастом пород мантийных метасоматических клинопироксен-флогопитовых ксенолитов этой трубки (Rb-Sr: 372—385 млн лет) и возрастом гранат-ильменитового клинопироксенита из зоны «скарноида» — горячего контакта с гранатовым лерцолитом (Rb-Sr: 361 млн лет). Это указывает на то, что обогащение лёгкими РЗЭ мантийного источника, образова-

ние ильменитсодержащих ультраосновных пород и калиевых метасоматитов мантийного субстрата, а также внедрение кимберлитов трубки им. Гриба были почти синхронными (в геологическом масштабе) и взаимосвязанными событиями. Вероятно, образование трубки им. Гриба и других кимберлитов Fe-Ti-серии района обусловлено внедрением в литосферную мантию в среднем-позднем девоне астеносферного диапира (интрузива). Этот интрузив имел достаточно локальное развитие (десятки километров в диаметре), возможно, частично тектонические контакты, но мог формировать вокруг себя обширные зоны в разной степени переработанных, метасоматизированных пород литосферной мантии, за счёт которых и могли образоваться разнообразные кимберлитовые породы А1-серии района. Постепенное метасоматическое преобразование мантийных пород вплоть до практически полного замещения обычных гранатовых перидотитов гранат-ильменитовыми перидотитами отмечается в мантийных ксенолитах трубки им. Гриба.

Изменение модельных возрастов обогащения мантийного источника для разных типов кимберлитовых пород А1-серии района (их «центростремительное омоложение») может являться не следствием разновремениых событий обогащения, а следствием постепенного изменения изотопного состава Nd под воздействием молодого астеносферного диапира (интрузива). В соответствии с

этим постепенным изменением постепенно меняется и рассчитанный модельный возраст обогащения мантийного источника, что вероятно может оказаться артефактом. Метасоматическая «пропарка» астеносферным диапиром окружающих пород литосферной мантии могла приводить к постепенно уменьшающейся (по мере удаления от контакта с диапиром) степени изменения их геохимических и изотопных характеристик, а значит к изменению геохимических и изотопных характеристик образующихся за счёт их плавления кимберлитов. Модельный разрез верхней мантии Зимнебережного района показан на рисунке. Вероятно, именно степень астеносферного воздействия на древнюю литосферную мантию, приводящая к усложнению строения и состава мантийных пород в области магмогенерации кимберлитовых расплавов, является од-



Модельный разрез верхней мантии Зимнебережного района по линии А-Б. Различная штриховка — зоны различной интенсивности метасоматического воздействия астеносферного интрузива (А) на литосферную мантию (L). Овалы — области магмогенерации для разных типов вулканических пород. Вверху — характер изменения некоторых изотопно-геохимических характеристик вулканических пород Зимнебережного района по линии А-Б

Nb, Ta; Nd-Sr-изотопные характеристики постепенно (центростремительно) приближаются к параметрам BSE, постепенно омолаживается модельный возраст обогащения мантийного источника относительно хондритового резервуара — от 1480 до 650 млн лет. При этом возраст внедрения всех вулканических тел Зимнего Берега по полеофлористическим данным (и единичным радиогеохронологическим данным) примерно одинаковый — поздний девон (360—374 млн лет), что в целом близко модельному возрасту обогащения мантийного источника относительно хондритового резервуара для кимберлитовых пород Fe-Ti-серии Зимнего Берега.

Интересно отметить практически полное совпадение возраста внедрения трубки им. Гриба, определённого по полеофлористическим данным (поздний де-

ним из основных факторов разнообразия кимберлитовых пород на Зимнем Берегу и в других регионах Мира.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кононова В. А., Левский Л. К., Первов В. А., Овчинникова Г. В., Богатилов О. А. Pb-Sr-Nd изотопные характеристики мантийных источников калиевых ультрабазитов и базитов Севера Восточно-Европейской платформы // Петрология. 2002. Т. 10. № 5. С. 493—509.

2. Махоткин И. Л., Журавлёв Д. З. Изотопный состав Sr и Nd-алмазоносных кимберлитов и мелилитов Архангельского региона // Доклады АН. 1993. Т.332, № 4. С. 491—495.

3. Саблуков С. М. О петрохимических сериях кимберлитовых пород // Доклады АН СССР. 1990. Т. 313. № 4. С. 935—939.

4. Саблукова Л. И., Саблуков С. М. Реконструкция строения мантийного субстрата Зимнебережного алмазоносного района по особенностям мантийных ксенолитов и вещественному составу вулканических пород // Региональная геология и металлогения. 2005. № 26. С. 94—102.

АЛМАЗО-ГРАФИТОВЫЕ СЕТКИ И ИХ ПРОИЗВОДНЫЕ

Н. Л. Смирнова

Московский государственный университет, Москва

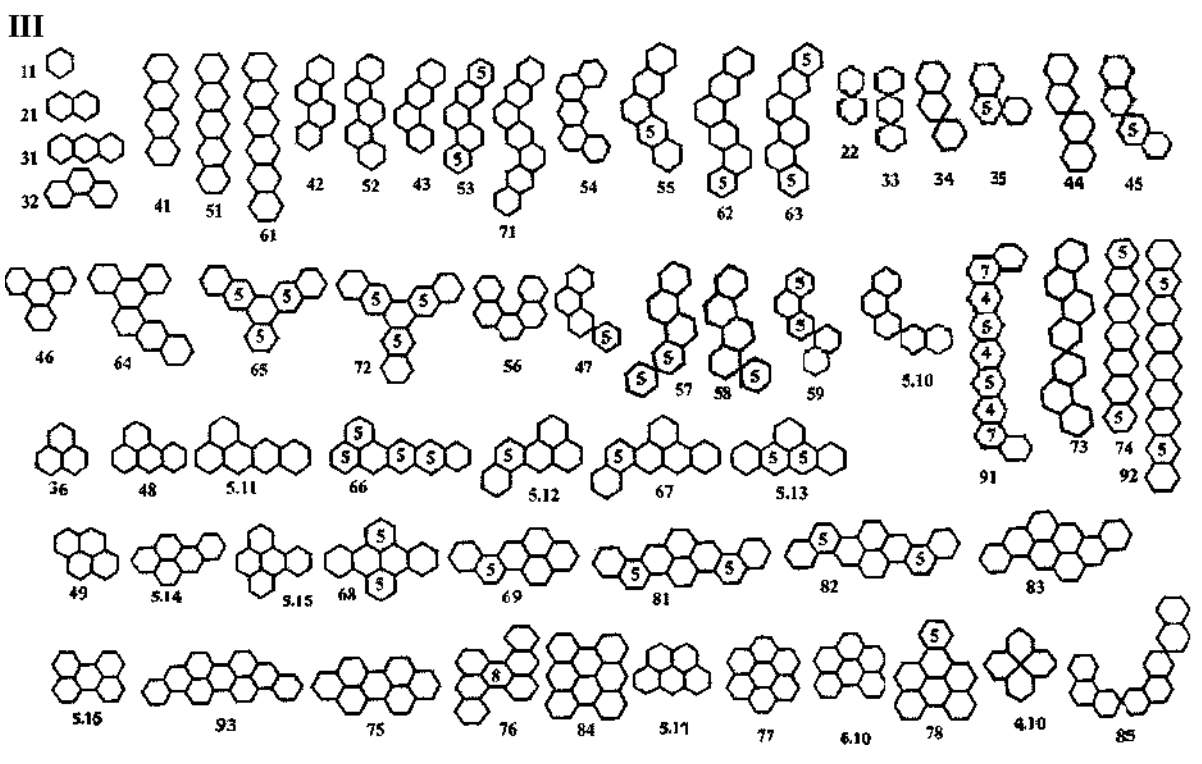
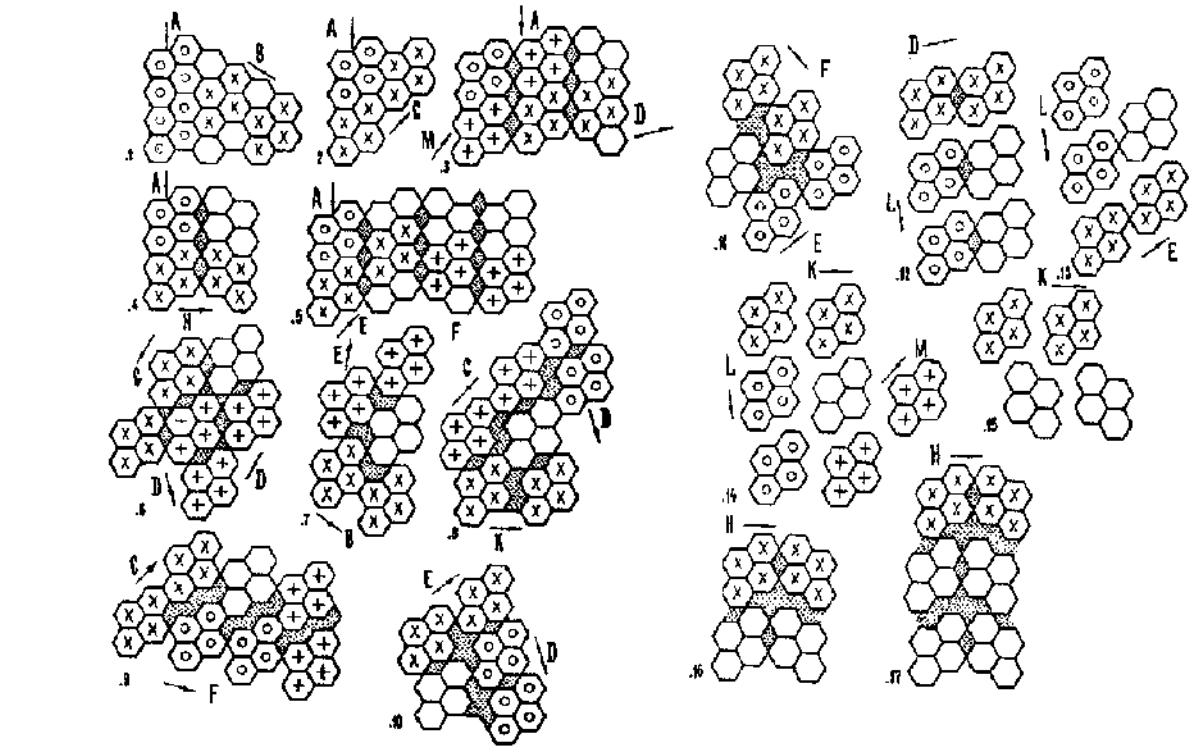
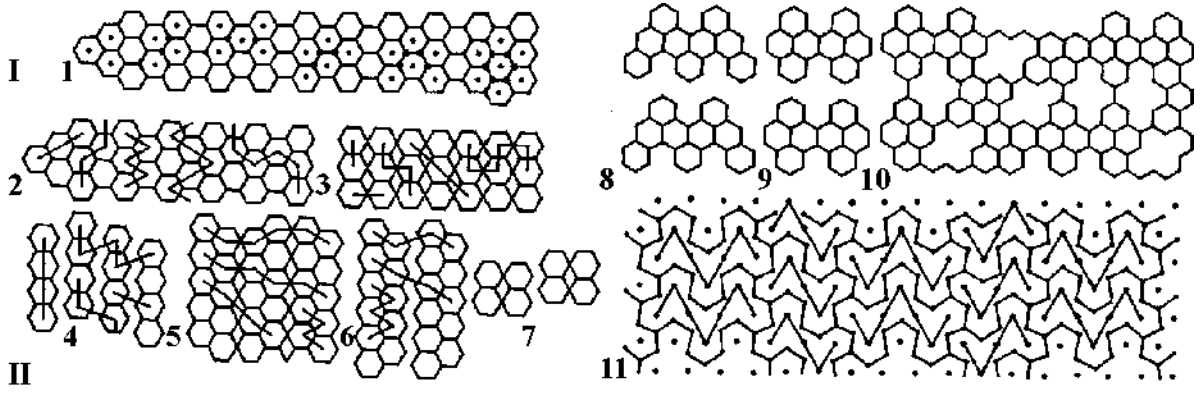
Век 21 будет веком системных наук. Автором первой книги о всеобщей организации (самоорганизации) систем был А. А. Богданов [1]. Системные разделы наук изучают проявление универсальных законов. На основании этих законов создаются прогностические схемы, в которые закономерно вкладываются известные и вновь установленные теоретические и экспериментальные факты. Подтверждение прогностических схем является одновременно подтверждением законов. Для универсального закона «новое зарождается в недрах старого» нами был предложен (1952—1959) механизм самоорганизации, а именно упорядоченный изоморфизм (комбинаторика). Механизм заключается в образовании более сложных структурных типов из простейших архетипов в результате упорядоченного замещения, внедрения — вычитания, деформации с образованием сверхструктур, политипных и гетерополитипных последовательностей [2]. При этом происходит замена простых 0—3-мерных элементов на более сложные, замена одноэлементного состава на более сложный.

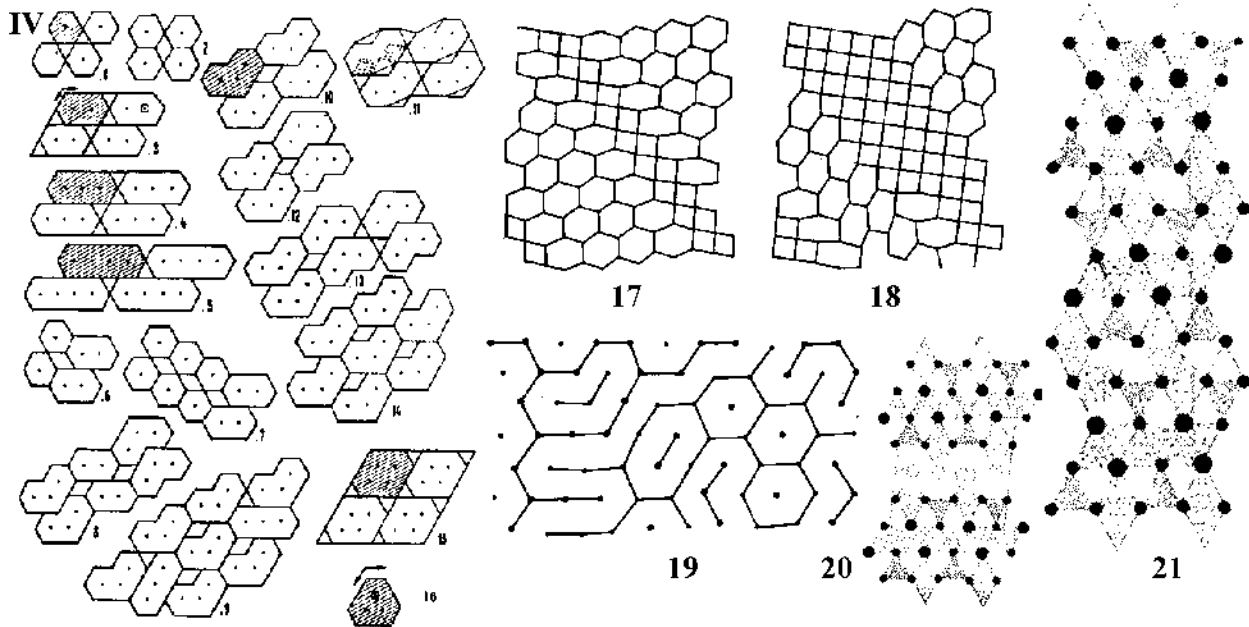
Цель данной работы было показать на известных и новых примерах проявление законов самоорганизации. Они приведены на рисунке, который разделен на четыре раздела I, II, III, IV. Новые примеры выделены нами из [3, 4, 5]. Одним из простейших 2-мерных элементов является графитовая сетка 666 (6_3 или $6<3>$), где 6 — 6-гон, а 3 — число 6-гонов примыкающих к любой вершине графитовой сетки (рис. I.1, I.2, II.1, II.2). Точно из таких же, но слегка гофрированных сеток $6<3>$ состоят алмазные сетки перпендикулярные оси 3. Как в графитовой сетке, так и в алмазном каркасе все вершины — узлы графов идентичны. В графитовой сетке в неявно — латентном виде содержатся прямые ленты II, которые изолированы (рис. I.4), сочленены по вершинам, ребрам и вершинам, ребрам и изолированно, вершинам и изолированно (рис. I.3, I.5, I.6, I.7) [6]. Все эти сетки давно известны в многочисленных кристаллических структурах. Помимо прямых лент II, в графитовой сетке I.2 присутствуют ленты волнистые (В), смешанные (ПВ), зигзагообразные (З), смешанные (ПЗ, ВЗ, ПВЗ) и разнообразные их политипы. Ленты 3-11 сочлененные латентно по ребрам

выделены на рис. I.2, II.1 (А), II.2 (А), соединенные вершинами выделены на рис. I.5, II.3 (А), II.4 (А), II.5 (А), изолированно на рис. I.6. Хорошо известна вновь установленная в структуре сетка I.8, состоящая из лент 3-22 чередующихся по типу ab.

Нами ранее выделены в графитовой сетке I.1 также стабильные кластеры-модули из 3, 4, 5, 5, 6, 7 6-гонов (Т, Ч, 212, 23, 222, 232). Эти 6 модулей приведены на рис. III.36, 49, 5.16, 5.17, 6.10, 77. Ленты из Ч с различным типом сочленения приведены на рис. II.1-16. Лента А (рис. II.2, 3, 4, 5) составлена латентно из Ч, сочленяющихся по ребрам и чередующихся по типу ab. Эта лента содержится в новой структуре рис II.9, 10. Лента В состоящая из Ч (рис. II.1) содержится в новой структуре (рис. I.9) образуя сверхструктуру с чередованием лент по типу ab. Удивительна вновь выявленная сетка I.11, состоящая из фрагментов лент 3-22, в частности кластеров 212. В структурах из сеток I.10, 11 возможно образование двойников, закономерных макро и микро дефектов, последовательностей упорядоченных политипов и гетерополитипов (конструктивные переходы).

Графитовая сетка содержит в неявном виде 6-гон или бензолый цикл, графитовый, антраценовый, фенантреновый полициклы (рис. III 11, 21, 31, 32), и другие полициклы из 6-гонов называемых n-гексы [7]. В [7] приведены теоретически возможные n-гексы. Нами приводятся реализованные в природе n-гексы. В обозначении n-гексов на первом месте ставим число n 6-гонов, а на втором номер по порядку (рис. III). Для нафталинового, антраценового, фенантренового полицикла и некоторых других широко распространены изоморфы замещения 6-гонов другими циклами [8]. Некоторые n-гексы реализуются в природе лишь при замещении 6-гонов на 5-гоны и редко на 4-, 7-, 8-гоны (рис. III.91, III.81). При одном и том же числе n-гонов в полицикле возможно несколько разных n-гексов различающихся комбинаторно-топологически. Так для 5-гексов установлено максимальное число полиморфов (17). Поскольку на рис III первая цифра означает число циклов в n-гексе, полиморфы легко выявить. На рис. III выделены n-гексы-ядра (рис. III.11, 46, 36, 49, 5.16, 77, 4.10) и производные от них упорядоченные изо-





морфы, образующиеся при замещении одного цикла на два, три и как исключение четыре [9]. Возможно образование поли типов, гетерополитипов. Установленный ряд линейных n -гексов состоит из III.11 — 45, 56—92, .85. Ряд n -гексов III.5.16-78 обозначаем 212, 1123211, 12121, 313, 323, 23, 232, 222, 232.

Сетки могут состоять не только из одноядерных n -гонов, но и из 2, 3, 4-ядерных n -гонов [10] (рис. IV). На рис. IV.3, 4, .5, .11, .15, .16 выделены полядерные n -гоны, а также одноядерный 6-гон входящий в состав двух сеток рис. IV.1, .2. Моно и полядерные n -гоны образуют поли типные и гетерополитипные последовательности в пределах одной сетки и последовательности сеток. На рис. IV.20, .21 представлены структуры бафертисита и сейдозерита. В их основе лежат ленты из двуядерных n -гонов, которые выделены мелкими точками центрированными двумя крупными точками. Двуядерные n -гоны соединяются в ленты аналогичные лентам сетки IV.3. Но в сетке IV.3 ленты сочленены ребрами, а в бафертисите и сейдозерите изолированы. Некоторые сетки из многоядерных n -гонов содержатся в структурных типах имеющих в своем составе благородные металлы: Cu_3Au IV.1, Pt_5Ga_3 IV.4, Au_3Zn_3 IV.8, Au_3Zn_3Ga IV.9, Au_5Zn_2Ga IV.12, Au_3Zn_3 IV.13, Au_5Zn_2Ga IV.14.

Нами в [10] было предположена возможность образования новых членов последовательностей с сохранением инвариантной и изменением вариантной, что и было подтверждено в многочисленных работах по полисоматизму, гомологии в разных научных центрах. В миоэине (рис. IV.19) [5] нами выделены 1-, 2-, 3-ядерные n -гоны. В системе двух типов ориентации волокон миоэина представленных на рисунке мелкими и крупными точками выделяем линии В, ВП, с и без образования ветвей, комбинации из разно-ядерных n -гонов. На рис. IV.17, 18 [5] представлен механизм преобразования структурного типа вюртцита (сверхструктура к лондейлиту) в тип NaCl. Процесс заключается в де-

формации гофрированной алмазной сетки в сетку из неправильных 6-гонов, затем 4-гонов с образованием синтаксического сростка. На рис. IV.18 показаны деформированные 6-гоны образующие кладку кирпичную и елочную (по Белову). Кладка по елочке дает потенциальную возможность образования микро- и макро-двойников.

Итак, нами показано на новых примерах, что образование упорядоченных структур подчиняется конструктивным законам. Графитовая сетка — архетип многих структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов А. А. *Тектология*. М.: Экономика. 1987. Т. 1. 304 с.
2. Смирнова Н.Л. // *Кристаллография*. Т. 4. № 1. 1959. С. 20.
3. IV Национальная кристаллохимическая конференция. Сборник тезисов. Черноголовка: Изд-во ООО «МАКС Пресс», 2006. 347 с.
4. 23rd European Crystallographic meeting. Abstracts. Acta cryst. A62. 2006. 328. p
5. IUCr Newsletter. 2006. Vol. 14. № 1.
6. Смирнова Н. Л. Родственность структурных типов. I. Генетика покрытий. // *Кристаллография*. 1975. Т. 20. № 3. С. 524—532.
7. Grunbaum B., Shephard G. C. *Tilings and Patterns*. W.H. Freeman and Company. 1987.
8. Смирнова Н.Л. Упорядоченная комбинаторика в природе. // *Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Международного мин. семинара*. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 309—311.
9. Смирнова Н. Л. О сходстве плоских и полиэдрических мозаик. // *Минералогия во всем пространстве этого слова (Труды III Ферсмановской научной сессии, посвященной 50-летию Кольского отделения РМО)*. Апатиты: Изд-во K&M, 2006. С. 89—92.
10. Смирнова Н. Л. Барышков Ю. И. Родственность структурных типов. Кристаллохимические закономерности образования кристаллических структур // *Вестн. Моск. Унта. Сер. геол.* 1975. № 3. С. 29.

ВЛИЯНИЕ ЯКУТСКОГО ПЛЮМА НА ГЕОХИМИЧЕСКУЮ НЕОДНОРОДНОСТЬ И ПРОЦЕССЫ АЛМАЗООБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Л. В. Соловьева, К. Н. Егоров, С. И. Костровицкий

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Кимберлитовый магматизм развивается на древних кратонах, имеющих мощную жесткую литосферу. Наиболее продуктивный на алмазы на Сибирском кратоне верхнедевонский кимберлитовый магматизм связывают с якутским плюмом, подъем которого из глубинной мантии вызывает на границе литосфера – астеносфера мощное термальное возмущение и геохимическое преобразование вещества [1, 2, 3]. Геохимическая модификация астеносферного и литосферного вещества Сибирского кратона под влиянием якутского плюма в период верхнедевонского кимберлитового цикла показана на примере распределения несовместимых редких элементов (Nb, Zr, Hf, Ti, Y, REE) в Gnt и Crx из высокотемпературных деформированных перидотитов, в Cr-бедных мегакристах граната (астеносферное вещество) и в Gnt и Crx из низкотемпературных зернистых перидотитов (мантийная литосфера) из кимберлитовой трубки Удачная. Зерна Gnt и Crx в разных точках анализировались методом SIMS в Институте микроэлектроники РАН (Ярославль).

Геохимические особенности Gnt и Crx из высокотемпературных деформированных перидотитов показали, что среди этой группы пород существуют два типа — мега-крупнокристаллические и мелкопорфировые. Гранаты из пород первого типа по геохимии редких элементов почти полностью идентичны Gnt мегакристам (рис. 1). Gnt из перидотитов второго типа показывает остаточные геохимические черты Gnt из Gnt лерцолитов зернистого типа. Характер распределения HFSE и REE в Gnt, Crx и равновесных с ними, рассчитанных расплавах наиболее логично соотносятся с гипотезой просачивания астеносферных жидкостей через астеносферу и нижнюю часть литосферной плиты [3]. Различие между редкоэлементными составами кимберлитов и расплавов, рассчитанных для Gnt из деформиро-

ванных перидотитов и мегакрист, заключается в наличии трогов для Zr + Hf и Ti на линиях кимберлитов и максимумов на линиях расплавов. Кимберлиты близ-

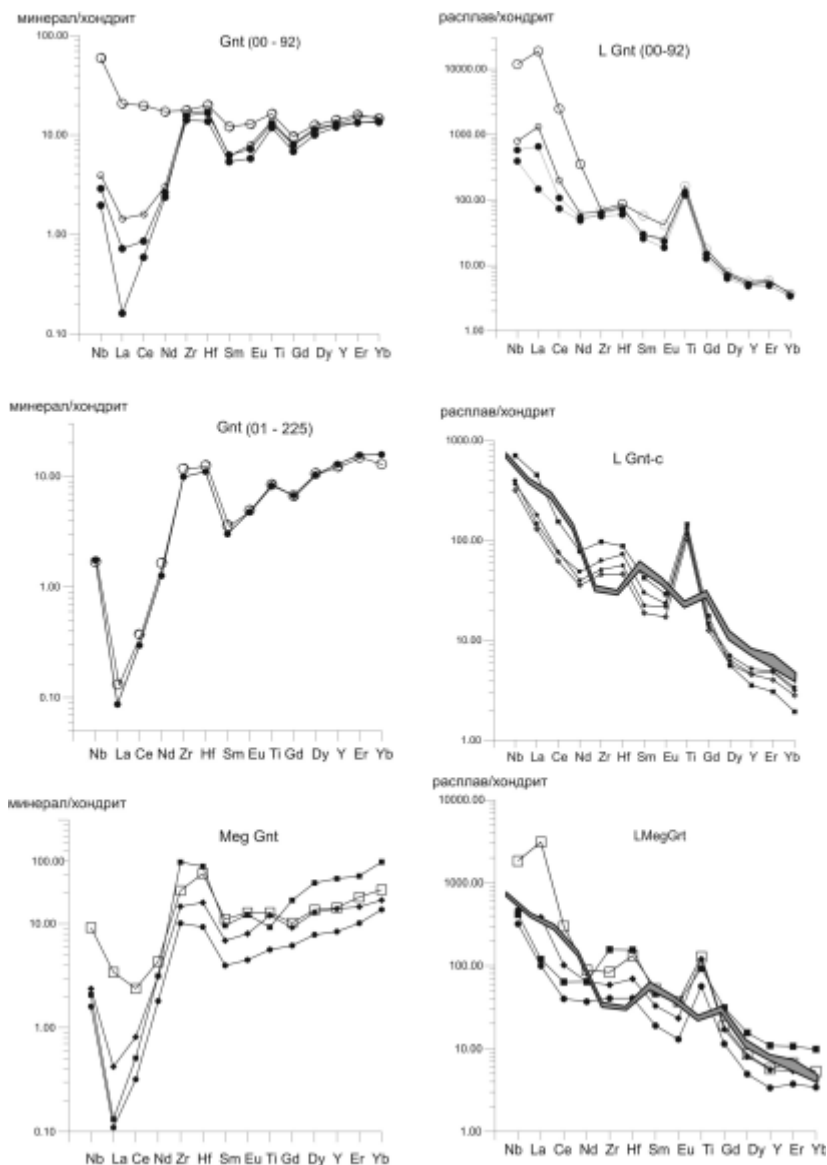


Рис. 1. Спайдерграммы REE+ HFSE для граната из деформированных мегакристаллического (00-92), крупнопорфирового (01-225) гранатовых лерцолитов и мегакрист граната (слева). Справа — рассчитанные составы расплавов, равновесных с зонами граната 00-92 (L Gnt 00-92), с центральными частями зерен из мега-крупнокристаллических лерцолитов (L Gnt-c) и с мегакристами граната (L MegGnt). Концентрация микроэлемента в минерале нормирована по хондриту C1 [4]. Здесь и далее: разные зерна имеют разные значки; залитые значки — центральные, не залитые значки — узкие краевые зоны зерен. В зерне Gnt 00-92 точки анализа в краевой зоне находятся в 60—70 мкм (большой не залитый кружок) — и в 150 мкм от келифитовой каймы (малый не залитый кружок). Поле — неизменные кимберлиты из трубки Удачная

ки расплавам, равновесным с Сrx (рис. 2) и могли возникать, как остаточные флюиды от кристаллизации астеносферных жидкостей. Последние имеют черты, указывающие на их источник в переходной зоне мантии, обогащенной мейджоритом и силикат-перовскитом, и на возможность существования магматического океана в ранней истории планеты [5].

Литосферная мантия, расположенная выше зоны просачивания астеносферных расплавов, «промылась» восстановленными флюидами, поступающими из очагов астеносферных жидкостей. Об этом свидетельствует резкое обеднение граната и клинопироксена несовместимыми редкими элементами из низкотемпературных зернистых перidotитов с бледно-зеленым, не содержащим Fe^{3+} оливином (рис. 3). Напротив, Gnt и Сrx из зернистых перidotитов с оранжевым, коричнево-розовым оливином (до 5% Fe^{3+} от общего Fe) содержат несовместимые редкие элементы в количествах выше на 3—4 порядка (рис. 3). Восстановленные флюиды экстрагировали из пород редкие элементы и сбрасывали на окислительных барьерах. Продуктом этого процесса могли быть метасоматические алмаз и графит [6]. Протолитовым веществом литосферной мантии были оливин-ортопироксеновые кумулаты, обогащенные LREE, LIL, обедненные HFSE на фоне REE и комплементарные высокобарным мейджорит- Mg-силикат-перовскитовым кумулатам.

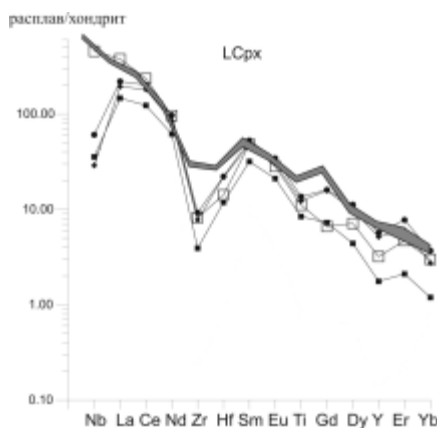


Рис. 2. Спайдерграммы REE+ HFSE для 4-х рассчитанных составов расплавов (L Сrx), равновесных с центральными частями зерен клинопироксена (залитые значки) и с краевой зоной одного зерна (незалитый квадрат) из деформированных Gnt лерцолитов. Концентрация микроэлемента в расплаве нормирована по хондриту C1 [4]. Поле — неизмененные кимберлиты из трубки Удачная

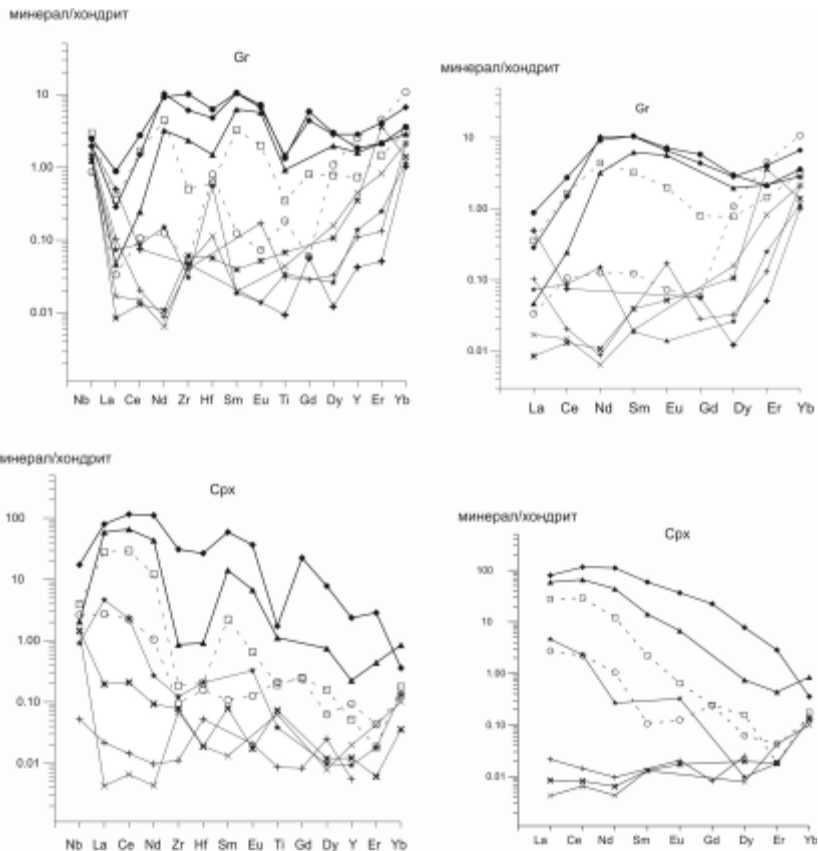


Рис. 3. Нормированные к хондриту C1 [4] содержания REE + HFSE и REE в гранате и клинопироксене из низкотемпературных зернистых гранатовых перidotитов с разной окраской и степенью окисленности оливина. Толстые линии — зернистые перidotиты с i 50% оливина оранжевой, коричнево-розовой окраски (1—5% Fe^{3+} от общего количества Fe); тонкие линии — зернистые перidotиты с бледно-зелеными, бесцветными оливинами ($\leq 10\%$ оливина бледнооранжевой окраски, $\leq 0.8\%$ Fe^{3+} от общего количества Fe); штрих — линии — породы с промежуточным типом оливина

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 06-05-64756).

ЛИТЕРАТУРА

1. Киселев А. И., Егоров К. Н., Масловская М. Н. Геодинамика развития кимберлитового и базитового магматизма в области Вилкойского палеорифта // ДАН. 2002. Т. 396. № 5. С. 660—666.
2. Егоров К. Н., Соловьева Л. В., Симакин С. Г. Мегакристаллический катаклазированный лерцолит из трубки Удачная: минералогия, геохимические особенности, генезис // ДАН. 2004. Т. 397, № 16. С. 1011—1016.
3. Burgess S. R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9/G10 garnet in peridotite xenoliths, II: REE Chemistry // J. Petrol. 2004. Vol. 45. P. 609—634.
4. Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geol. Special. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313—345.
5. Xie Q., McCuaig T. C., Kerrich R. Secular trends in the melting depths of mantle plumes: evidence from HFSE/REE systematics of Archean high- Mg lavas and modern oceanic basalts // Chem. Geology. 1995. Vol. 126. P. 29—42.
6. Соловьева Л. В., Костровицкий С. И., Уханов А. В. и др. Мегакристаллический ортопироксенит с графитом из трубки Удачная, Якутия // ДАН. 2002. Т. 385, № 2. С. 231—235.

ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ И ВЕРОЯТНЫЙ ИСТОЧНИК ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ ЭБЕЛЯХСКОЙ ПЛОЩАДИ, ЯКУТИЯ

З. В. Speziус¹, В. Л. Гриффин², С. И. Прокопьев³

¹ ЯНИГП ЦНИГРИ, АК «АЛРОСА», Мирный

² Университет Маквори, Сидней, Австралия

³ Амакинская экспедиция, АК «АЛРОСА», пос. Айхал

Источники формирования россыпей Эбеляхской площади, как и других россыпных месторождений севера Якутской провинции до сих пор не выяснены [1], что явилось предпосылкой для изучения особенностей алмазов, а также цирконов из этих россыпей, которые вместе могут явиться ключом к расшифровке их происхождения.

Методика исследований и образцы

Детально исследовано 15 кристаллов алмазов из россыпи Эбелях. Помимо морфологии алмазов, изучено их внутреннее строение и состав включений. Исходные кристаллы были представлены преимущественно ромбододекаэдрами, включая 2 куба. Исследование алмазов осуществлялось в пластинках, все включения были вскрыты и отполированы с поверхности для последующего определения их состава. Изучены также петрографо-минералогические особенности туфов, развитых в пределах Эбеляхской площади.

Исследование внутреннего строения алмазов выполнено в МГУ с использованием стандартного растрового электронного микроскопа (РЭМ) «СТЕРОСКАН МК ПА», снабженного цветной катодолюминесцентной (ЦКЛ) приставкой. Аналитическая процедура метода детально описана в работе С.К.Обыдина с соавторами [2].

Состав включений определялся с помощью рентгеновского микроанализатора с электронным зондом Superprobe JXA-8800R АК «АЛРОСА» в стандартных условиях. При этом разрешающая способность составляла 133 eV, ускоряющее напряжение — 20 кВ, ток зонда — 10 nA, диаметр пучка 1—2 мкм. Исследование примесного состава включений выполнено на масс-спектрометре вторичных ионов CAMECA IMS-4F (г. Ярославль). Анализы на содержание микропримесей производились в два приема с различным набором масс-пиков отдельно для образцов граната, клинопироксена, коэсита и отдельно для образцов оливина. Методические принципы анализа приведены в работе [3].

Соотношение изотопов U/Pb и Hf/Th в зернах цирконов были определены *in situ* в центре GEMOC Университета Маквори (Сидней, Австралия). Использовался лазерный микрозонд (UV LAM) соединенный с мультиколлектором Agilent HP4500, серии 300, ICPMS. Аналитическая процедура метода дана в работе [4].

Результаты и обсуждение

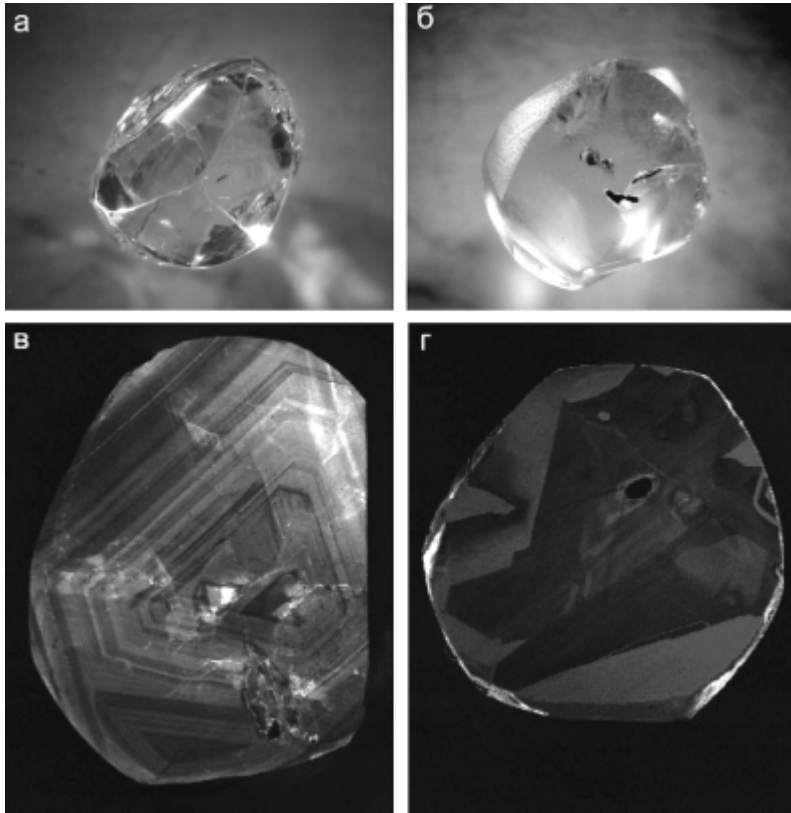
Исследованная коллекция алмазов была представлена, преимущественно, округлыми кристаллами и ромбододекаэдрами, которые в количественном отно-

шении составляют преобладающую часть алмазов в россыпях данного района [1]. Большинство исходных алмазов содержали включения (рисунок, а, б). Во всех образцах алмазов была обнаружена катодолюминесценция различного спектрального состава. Преимущественно это люминесценция в синей области спектра определяемая А-полосой. Встречены алмазы с зеленой и красной катодолюминесценцией. Большинство алмазов обладает сложным внутренним строением; изображения ЦКЛ демонстрируют, что округлая форма алмазов определяется процессами последующего растворения и коррозии кристаллов после их образования (рисунок, в, г). В ряде образцов наблюдалась явно выраженная корреляция формы и ориентации включений с внутренним строением и зональностью кристаллов (рисунок, г). Это говорит о большой роли и влиянии включений на процесс зарождения и роста алмаза.

По результатам микрозондового анализа установлено, что среди включений преобладают клинопироксены, в двух алмазах встречен оливин и коэсит, последний в одном случае ассоциирует с клинопироксеном. Все исследованные клинопироксены по составу отвечают омфациту с относительно высоким содержанием натрия (3.55—7.50 мас. % Na₂O) и повышенным количеством титана до 0.71 мас. % TiO₂. Это свидетельствует о существенном преобладании эклогитового парагенезиса включений в исследованной выборке.

Изучение распределения содержания как петрогенных, так и примесных (TR) элементов показало однородность состава проанализированных включений. Необходимо отметить, что омфациты имеют существенную примесь Sr (150—350 ppm), содержание Zr колеблется от 7 до 14 ppm, количество Y составляет 1.5—4.2 ppm. Клинопироксены обладают умеренными содержаниями TR-элементов, при относительно узких вариациях отношений Sm/Nd (0.27—0.51) и варьирующем соотношении La/Gd (0.3—3). Они характеризуются повышенными количествами LREE, умеренными содержаниями HREE и широкими вариациями MREE. Для оливинов характерна существенная примесь ванадия (23—55 ppm) и титана (40—70 ppm).

Выполненные U-Pb датирования отдельных зерен цирконов фиксируют достаточно широкие вариации возрастов, которые колеблются в диапазоне от 150 до 230 млн лет (Ma). Определения U-Pb изотопных систем в цирконах из россыпей Эбеляхской площади фиксируют, что среди них присутствуют, по меньшей мере, две разновозрастные популяции с интервалами 150—180 и 210—230 Ma. Эти данные подчеркиваются раз-



Морфология и характер катодолуминесценции алмазов из россыпи Эбелях

а) прозрачный кристалл переходной формы с мелкими включениями сульфидов (обр. Ан-3), б) ромбододекаэдр с включениями оливина (обр. Ан-8), в) изображение ЦКЛ, иллюстрирующее внутреннюю зональность и образование округлой формы в результате растворения и коррозии (обр. Ан-4, увел. 40), г) сложное внутренне строение кристалла с включением омфациита (ЦКЛ-изображение, обр. Ан-1, увел. 36)

личиями в концентрациях редкоземельных и других элементов в проанализированных зернах.

Петрографо-минералогическое изучение туфов щелочно-ультраосновных пород показало, что они являются туфами щелочных базальтоидов или аполампроитовыми туфами, которые содержат зерна пикроильменита и других высокобарных минералов. Крупнообъемными опробованиями установлено, что в них

присутствуют алмазы II, Y-YP разновидностей, которые сходны по морфологическим особенностям с алмазами из рассматриваемых россыпей и, соответственно, могут служить их источником. Установлено 10 алмазоносных тел, из которых извлечено более 120 кристаллов алмазов.

Заключение

Результаты изучения особенностей алмазов и включений в них свидетельствуют о том, что преобладающий морфологический тип кристаллов в россыпях Эбеляхской площади представлен алмазами перидотитового и эклогитового парагенезиса с явным преобладанием последнего. Данные по алмазам и определению возраста цирконов свидетельствуют о полигенном происхождении алмазов в россыпях. Одним из возможных источников алмазов в россыпях данного района, вероятно, являются туфы щелочно-ультраосновных пород, что может быть уточнено после дополнительных исследований алмазов из этих образований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра, 2003. 603 с.
2. Obyden S. K., Ivannikov P. V., Saparin G. V. Color Cathodoluminescence Display in the Scanning Electron Microscope of Deep Relief Surfaces // Scanning. 1997. V. 19. N 8. P. 533—540.
3. Shimizu, N. & Hart, S.R.A. Applications of the Ion Microprobe to Geochemistry and Cosmochemistry. Rev // Earth Planet. Sci. 1982. V. 10. P. 483—526.
4. Spetsius Z. V., Belousova E. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Pearson N. J. Archean sulfide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir kimberlite, Yakutia: implications for the dating of diamonds // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 199. P. 111—126.

ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДА ПЕРМСКОГО КРАЯ И СОПРЕДЕЛЬНОЙ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ КОМИ

Г. Н. Сычкин

ЗАО «Пермгеологодобыча», Пермь

Начало нового, третьего, тысячелетия ознаменовалось значительными изменениями в географии размещения алмазодобывающих предприятий Европейской части России. Более чем 60-летняя монополия прииска «Уралалмаз» (Пермская область) на добычу алмазов в Европе завершилась с началом в конце 2005 года промышленной эксплуатации коренных месторождений алмазов в Архангельской области. Между тем, одноименная субпровинция составляет единый сег-

мент, включающий платформенные части Республики Коми и Пермского края, тогда как коренные месторождения алмазов, как и вообще магматические алмазоносные породы в последнем неизвестны.

Помимо единства тектонической позиции рассматриваемой территории (окраина Восточно-Европейской платформы), глубины залегания древнего (архейско-нижнепротерозойского) кристаллического фундамента (чаще 1.5—2.0 км), наблюдается определенное сход-

ство в строении осадочного чехла. На поверхность здесь выходят осадочные породы верхнего палеозоя, мезозоя, реже — кайнозоя, почти сплошь перекрытые четвертичными (преимущественно ледниковыми и флювиогляционными) отложениями мощностью до 10—20 и более метров. Магматические породы присутствуют в ограниченных количествах в южных районах Республики Коми [1], а на территории Пермского края (в платформенной части) они слабо изучены и недостаточно достоверны.

Ранее нами были детально обоснованы перспективы коренной алмазоносности платформенной части Пермского края, где была выделена территория вероятного размещения коренных месторождений алмазов площадью в десятки тысяч квадратных километров [2], поскольку данные для выделения конкретных поисковых участков в то время отсутствовали.

Первым шагом в решении проблемы алмазоносности территории явилось проведение геологического доизучения площадей в масштабе 1:200 000 (ГДП-200) Верхне-Камской площади (листы 0-40-VI, P-39-XXXVI), выполненное в 2003—2006 гг. Кудымкарской партией ЗАО «Пермгеологодобыча». Одновременно были проведены поисковые работы на алмазы в пределах участков «Лолог» и «Черная» (площадь в десятки кв. км каждый), выделенных по данным исследователей, располагавших критериями локального прогноза. Крупнообъемное опробование в объеме около 1 тыс. куб. м не дало положительного результата, однако, при изучении фракции менее 1 мм в Лаборатории Пермского государственного университета было обнаружено 2 алмаза размером менее 0.5 мм, которые явились первыми достоверными находками алмазов на территории Коми-Пермяцкого автономного округа и северо-западной части Пермского края.

Названный факт имеет прежде всего минерологическое значение, но в сочетании с другими критерия-

ми локального геологического прогноза, он позволяет уточнить направление и объекты поиска. Методика поисков, с учетом конкретной геолого-геоморфологической обстановки (широкое развитие четвертичных, чаще ледниковых, отложений большой мощности) должна иметь «геофизический уклон», и во многом быть аналогичной таковой для Архангельской субпровинции коренной алмазоносности. Это специализированная на алмазы высокоточная аэромагнитная съемка, наземная привязка (детализация) аномалий (площадная или профильная), интерпретация с привлечением всех геологических данных (шлихового, геохимического и т.д. опробования), наконец, заверка наиболее перспективных из них горными или буровыми работами (в зависимости от глубины залегания «верхней кромки возмущающего объекта»).

Это позволяет надеяться совместными усилиями геологов Республики Коми и Пермского края уже в начале третьего тысячелетия решить затянувшуюся проблему коренных месторождений, источников питания, россыпей алмазов Урала, история которой немалозначимо приближается к своему 200-летию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мальков Б. А. Проблемы алмазоносности Республики Коми: итоги и перспективы // Геология и минеральные ресурсы южных районов Республики Коми: Информационные материалы 2-й научной конференции, 12—14 марта 1996 г. Сыктывкар: Геопринт, 1996. С 92—94.
2. Степанов Н. С., Сычкин Г. Н. Геоморфологические и палеогеографические условия образования и развития россыпей алмазов, потерявших связь с первоисточниками (на примере Урала) // Изв. РГО. 1996. Т. 128, вып. 4. С. 56—62.
3. Sychkin G. N. Problem of radical diamonds deposits of the Ural is the problem of the 3rd millennium // 31st International Geological Congress. Abstract Vol. Rio-de-Janeiro. Brasil. 2000. Electronic optical disks (CD-ROM).

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРАНАТОВ АЛМАЗНОЙ АССОЦИАЦИИ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТЕЛ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ С РАЗЛИЧНОЙ ПРОДУКТИВНОСТЬЮ

О. В. Тарских

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» (ЗАО), Мирный

Гранаты являются самыми значимыми из минералов-спутников алмазов, и этому есть несколько причин: они легко диагностируются, относительно часто встречаются, и их химический состав является чутким индикатором параметров среды образования. В 1974 г. Н. В. Соболевым [1] в результате исследования химического состава гранатов были определены как парагенетические ассоциации граната и алмаза (верлитовый, дунит-гарцбургитовый, лерцолитовый, эклогитовый парагенезисы), так и параметры химического со-

става гранатов алмазной ассоциации (содержание $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 5\%$, $\text{CaO} = 0—7.4\%$), и был предложен минералогический критерий, который долгое время применялся для отнесения кимберлитового тела к потенциально промышленно алмазоносным - количество гранатов алмазной ассоциации должно составлять не менее 5 % от 100 случайным образом отобранных зёрен.

В условиях закрытых территорий, когда прямой поиск коренных месторождений по минералам-спутникам затруднён вследствие их неоднократного перебива и

переотложения, возникла необходимость открытия не просто кимберлитовых трубок, а высокоалмазоносных. Для этого весьма важно исследование типоморфных особенностей минералов-спутников алмаза из известных кимберлитовых тел с различной продуктивностью.

Для определения максимального числа параметров состава гранатов алмазной ассоциации, были использованы тройные диаграммы (пакет Statistica 6.0) в координатах Cr_2O_3 -CaO-FeO и TiO_2 -MnO- Na_2O . На эти диаграммы вынесены фигуративные точки состава гранатов из алмазоносных ксенолитов в кимберлитах и гранатов-включений в алмазах [2—4]. Четыре вышеуказанных парагенезиса на диаграмме в координатах Cr_2O_3 -CaO-FeO образуют четыре поля (рис. 1): эклогитового парагенезиса (1), дунит-гарцбургитового парагенезиса (2), верлитового (3), поле 4 представляет собой чётко выраженный тренд: от эклогитовых составов гранатов к дунит-гарцбургитовым и в это поле попадают составы гранатов лерцолитового парагенезиса

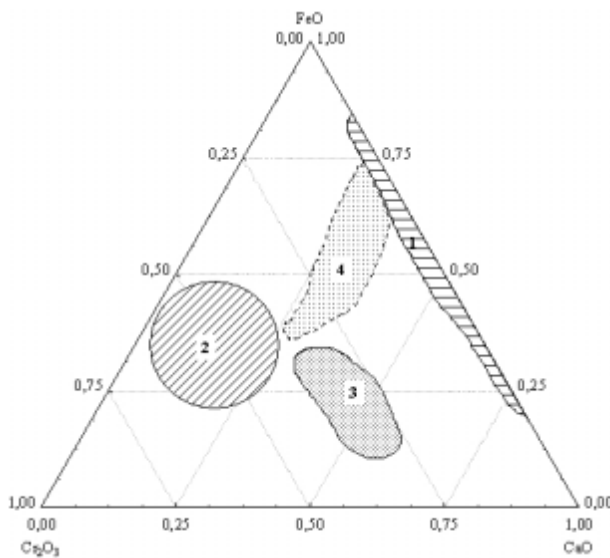


Рис. 1. Диаграмма химического состава гранатов-включений в алмазах и из алмазоносных ксенолитов. Парагенезисы: 1 — эклогитовый, 2 — дунит-гарцбургитовый, 3 — верлитовый, 4 — лерцолитовый

са. Во многом похожая картина наблюдается и на диаграмме TiO_2 -MnO- Na_2O : достаточно чётко выделяются поля составов гранатов эклогитового и дунит-гарцбургитового парагенезисов (рис. 2).

Установлено, что гранаты алмазной ассоциации эклогитового парагенезиса из кимберлитов высоко алмазоносных трубок характеризуются содержанием Na_2O от 0.096 до 0.210 мас. %, CaO от 4.6—7.33 мас. %, при широких вариациях в содержании TiO_2 (от 0.02 до 0.76 мас. %). Гранаты из кимберлитов тел с высокой продуктивностью характеризуются пониженным содержанием титана по сравнению с аналогичными гранатами из низко алмазоносных трубок (не выше 0.2 мас. %). Особенно явно эта особенность наблюдается при сопоставлении составов гранатов из кимберлитов с различной продуктивностью, расположенных в пределах одного кимберлитового поля, так для Мирнинского поля среднее взвешенное содержание TiO_2 из кимберлитов высоко алмазоносной трубки Интернациональная — 0.17 мас. %, а из кимберлитов низко

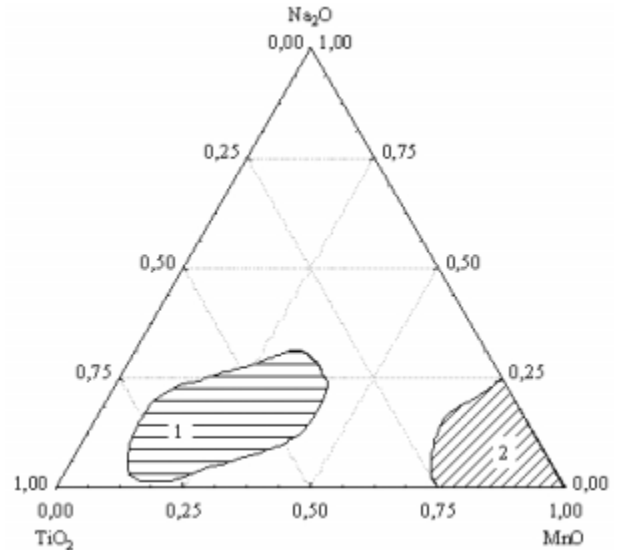


Рис. 2. Диаграмма химического состава гранатов-включений в алмазах и из алмазоносных ксенолитов. Парагенезисы: 1 — эклогитовый, 2 — дунит-гарцбургитовый

алмазоносной трубки Дачная — 0.28 мас. %.

Химический состав гранатов алмажной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса из кимберлитов высоко алмазоносных трубок также имеет определённые особенности. Так, гранаты из кимберлитов высоко алмазоносных трубок характеризуются повышенными содержаниями хрома (8—11 мас. %), и кальция (1.4—7.11 мас. %, при среднем — 4.27 мас. %), по сравнению с гранатами из кимберлитов тел со средней и низкой продуктивностью (Cr_2O_3 — 7.8—9 мас. %, и CaO — 0.08—6.96, при среднем — 3.87 мас. %).

Содержания титана и натрия в гранатах варьируют в широких пределах, но при этом наблюдается следующая тенденция: гранаты из кимберлитов наиболее продуктивных тел в пределах одного кимберлитового поля имеют резкие отличия в содержании этих элементов по сравнению с гранатами из кимберлитов тел со средней и низкой продуктивностью. Так, гранаты из высоко продуктивных тел Алаakit-Мархинского и Далдынского полей характеризуются пониженным содержанием титана (0.071 и 0.031 мас. %) и повышенным — натрия (0.037 мас. %), по сравнению с гранатами из более низкопродуктивных кимберлитов. В Мирнинском поле гранаты из кимберлитов с высокой продуктивностью выделяются повышенным содержанием как титана (0.152 мас. %), так и натрия (0.074 мас. %). Однако для гранатов алмажной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса из кимберлитов тел с высокой продуктивностью содержание титана находится в пределах 0.00—0.35 мас. %, натрия — 0.04—0.12 мас. %.

Таким образом, были получены следующие вариации содержаний оксидов в гранатах алмажной ассоциации из кимберлитов с высокой продуктивностью:

1. Эклогитового парагенезиса — Na_2O от 0.096 до 0.210 мас. %, CaO от 4.6—7.33 мас. %, TiO_2 — до 0.2 мас. %, FeO до 22 мас. %,

2. Дунит-гарцбургитового парагенезиса — Cr_2O_3 — 8—11 мас. %, TiO_2 — 0.00—0.35, Na_2O — 0.04—0.12, CaO — 1.4—7.11 мас. %.

Полученные результаты можно применять как при оценке потенциальной алмазоносности вновь открытых кимберлитовых тел, так и при поисках по ореолам рассеяния индикаторных минералов, коренные источники которых пока не известны.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.

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

3. *Соловьева Л. В., Владимиров Б. М и др.* Кимберлиты и кимберлитоподобные породы. Новосибирск: Наука, 1994. 256 с.

4. *Спеццус З. В., Серенко В. П.* Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука, 1990. 272 с.

ПЕРВИЧНЫЕ ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНАТЕ ИЗ АЛМАЗОНОСНОГО ЭКЛОГИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «УДАЧНАЯ», ЯКУТИЯ

А. А. Томиленко, С. В. Ковязин, Л. Н. Похиленко

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

Возможность консервации флюидных и расплавленных включений в алмазе, а также в гранате, клинопироксене, оливине и коэсите в условиях термодинамической устойчивости алмаза, была экспериментально обоснована в работах [1—6].

Флюидные включения были обнаружены в различных минералах мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутии: гранатовых лерцолитах, включая наиболее глубинные катаклазированные лерцолиты, гранатовых пироксенитах, гроспидитах и эклогитах, в том числе и алмазоносных [6]. Обычно первичные флюидные включения частично или полностью декрепитированы с образованием вокруг них ореола мельчайших дочерних флюидных включений. Последние, по-видимому, возникли в процессе быстрого подъема мантийных ксенолитов при транспортировке их к поверхности Земли кимберлитовыми расплавами. Конечно, плотность содержимого дочерних включений значительно меньше плотности первоначальных включений, но суммарный химический состав их, по-видимому, близок к первоначальному составу включений.

В данном сообщении приводятся результаты микротермометрических, КР- и ИК-фурье спектроскопических исследований первичных флюидных и сингенетических им кристаллических включений параморфоз α -кварца по коэситу в гранате (в мас. %: 41.6 SiO_2 ; 0.03 TiO_2 ; 22.9 Al_2O_3 ; 15.6 FeO ; 0.21 Cr_2O_3 ; 15.9 MgO ; 3.61 CaO ; 0.04 Na_2O) из алмазоносных эклогитов из кимберлитовой трубки «Удачная» [6]. Все флюидные включения испытали частичную декрепитацию, о чем свидетельствует наличие вокруг них ореола мельчайших дочерних включений. Размер включений от нескольких до 20 мкм. Обычно их распределение в объеме зерна граната не равномерное, нередки случаи, когда флюидные включения совместно с кристаллическими включениями располагаются компактной группой в центре или у края зерна.

После замораживания жидкой фазы флюидных включений, плавление образовавшихся твердых фаз наблюдаются при температуре -40 °С, а последняя

твердая фаза исчезает при температуре -33 °С (рис. 1 а—г). По данным ИК-спектроскопических исследований для содержимого этих включений в частотной области 3000 — 2800 cm^{-1} характерны сильные полосы поглощения 2950 , 2925 , 2870 , 2857 cm^{-1} , соответствующие С-Н валентным колебаниям внутри органических молекул — групп CH_2 и CH_3 (рис. 1д). Исходя из характера фазовых превращений и температур плавления твердых фаз, вымораживающихся при охлаждении, а также по данным ИК-фурье спектроскопии, их состав представлен смесью высокомолекулярных углеводородов. Кроме того, в этих гранатах были обнаружены мельчайшие существенно углеводородные включения, располагающие в залеченных микротрещинах вокруг кристаллических включений. Как правило, кристаллические включения огранены, и вокруг них в матрице (гранате) имеются поля аномального двупреломления. Согласно результатам кристалломорфологических, микронзондовых и КР-спектроскопических исследований кристаллические включения в гранатах представляют собой параморфозы α -кварца по коэситу. Установлено, что для кристаллических включений частоты КР-линий (206 и 464 cm^{-1}), характерные для α -кварца в нормальных условиях, сильно сдвинуты в высокочастотную область на 28 cm^{-1} (234 cm^{-1}) и 12 cm^{-1} (476 cm^{-1}) соответственно (рис. 2). Это, скорее всего, обусловлено высоким давлением, под которым находятся кристаллические включения в гранате. Плотность α -кварца существенно ниже, чем у исходного коэсита, а удельный анионный объем выше, чем у коэсита и граната.

Поэтому при фазовом переходе коэсита в α -кварц при высоких температурах (около 1100 — 1200 °С) и низких давлениях в гранате вокруг включений α -кварца образовались микротрещины, расходящиеся в минерал-хозяин (гранат). При этом часть из них, по-видимому, не достигала поверхности кристалла граната и залечивалась с образованием ореола флюидных включений. В этих микротрещинах и были обнаружены мельчайшие флюидные включения, которые, по-ви-

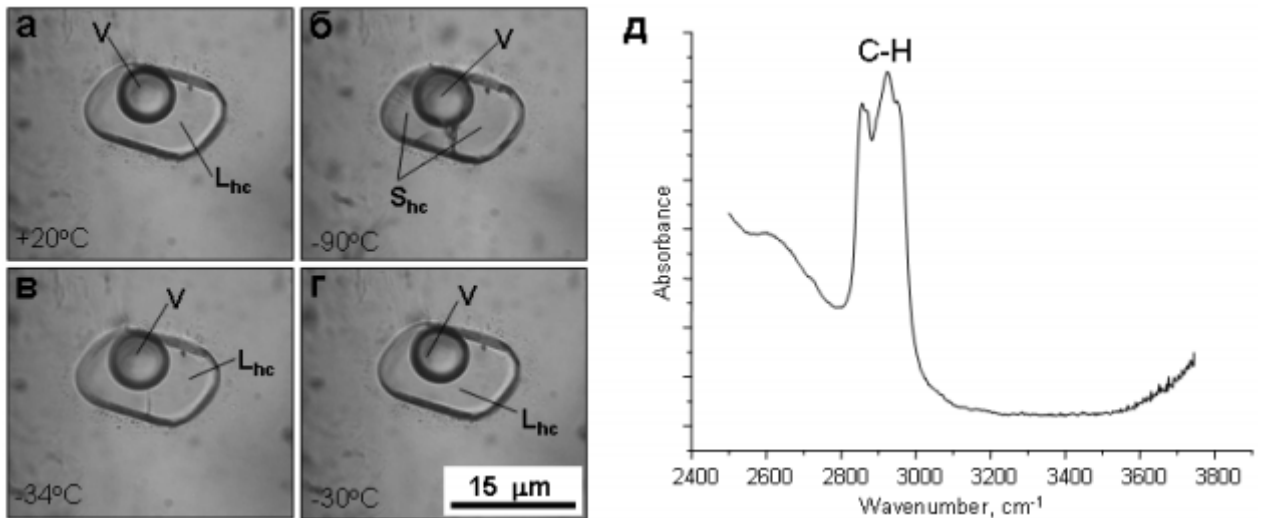


Рис. 1. Фазовые превращения в углеводородном включении в гранате из ксенолита алмазного эклогита кимберлитовой тр. «Удачная» при охлаждении и последующем нагревании (а—г) и КР-спектр данного включения (д). L_{hc} — жидкая фаза; V — газовая фаза; S_{hc} — твердая фаза

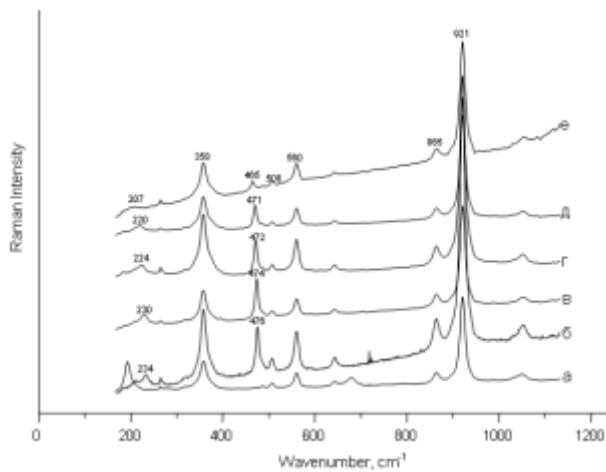


Рис. 2. КР-спектры: а — минерала-хозяина (граната) из алмазного эклогита из кимберлитовой тр. «Удачная»; б—е — различных по размеру кристаллических включений параморфоз α -кварца по коэситу: б — 9 мкм; в — 20 мкм; г — 40 мкм; д — 55 мкм; е — 130 мкм

димому, образовались из пленки флюида, захваченной совместно с кристалликами коэсита. По данным КР — спектроскопических и ИК — спектроскопических исследований (наличие слабых линий поглощения в области $3000\text{—}2800\text{ см}^{-1}$ ИК-спектра включения, харак-

терных для углеводородов) их состав, по-видимому, также представлен смесью углеводородов, более высокомолекулярных соединений, чем метан.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64727)

ЛИТЕРАТУРА

1. Томиленко А. А., Чепуров А. И., Туркин А. И., Шебанин А. П., Соболев Н. В. Флюидные включения в кристаллах синтетического алмаза. // Доклады АН. 1997. Т. 353. № 2. С. 237—240.
2. Tomilenko A. A., Chepurov A. I., Pal'yanov Y. N., Shebanin A. P., Sobolev N. V. Hydrocarbon inclusions in synthetic diamonds. // Eur. J. Mineral. 1998. Vol. 10, № 6. P. 1135—1141.
3. Tomilenko A. A., Pal'yanov Y. N., Goryainov S. V., Shebanin A. P. Fluid and melt inclusions in diamonds synthesized in carbonate-carbon systems. // Terra Nostra, № 6, 1999, P. 309—311.
4. Пальянов Ю. Н., Шацкий В. С., Сокол А. Г., Томиленко А. А., Соболев Н. В. Экспериментальное моделирование кристаллизации метаморфогенных алмазов. // Доклады АН. 2001. Т. 380, № 5, С. 671—675.
5. Pal'yanov Yu. N., Sokol, A. G., Tomilenko A. A., Sobolev N. V. Conditions of diamond formation through carbonate-silicate interaction. // Eur. J. Mineral. 2005. Vol. 17. № 2. P. 207—214.
6. Томиленко А. А. Флюидный режим минералообразования в континентальной литосфере при высоких и умеренных давлениях по данным изучения флюидных и расплавленных включений в минералах. // Автореф. дис. докт. геол.-мин. Наук. Новосибирск. 2006. 32 с.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ КОЛВО-ВИШЕРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

В. С. Цыганко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

На основе анализа существующих вариантов формирования Колво-Вишерских месторождений алмазов и личного знакомства с рядом этих проявлений предлагается следующий сценарий их генезиса. Сnivelированная к концу мезозоя территория Урала и Приуралья, в кайнозое, начиная с позднего олигоцена, начала новое воздымание, продолжающееся поныне [1]. В олигоцене Урал из низкой возвышенности превратился в горную область с межгорными депрессиями. Положительный характер движений отмечается и в восточной части Русской платформы. На всей территории происходил интенсивный размыв рыхлых отложений и кор выветривания, сформированных в предыдущие эпохи. Выведенные на поверхность карбонатные породы подвергались интенсивным карстовым процессам. На Среднем Урале и на юге Северного Урала, в том числе в Колво-Вишерском крае, поздний олигоцен представлен аллювиальными и аллювиально-озерными песчано-галечными отложениями с прослоями и линзами гидрослюдисто-каолининовых глин [1]. Рыхлые миоценовые отложения того же генезиса в Пермском Приуралье сохранились лишь на востоке впадины. Более широко представлены на рассматриваемой территории плиоценовые осадки. В раннечетвертичное время реки активно врезались в мощную толщу песчано-галечных плиоценовых осадков. Миндельское (окское) оледенение Колво-Вишерского края не достигло. Его сменило лихвинское межледниковье с теплым и влажным климатом. Вслед за ним наступило время максимального по своим масштабам днепровского оледенения, охватившего также Колво-Вишерский край и дошедшего до нижнего течения р. Чусовой.

Предполагается, что днепровское оледенение сыграло важную роль в судьбе красновишерских алмазов. Ю. К. Голубев и Т. Е. Щербакова [2] на основе исследования рыхлых алмазоносных отложений в карьерах «Вольнка» и «178 линия» пришли к заключению, что они генетически связаны с моренами днепровского оледенения. Образования, которые рядом специалистов рассматриваются в качестве туффзитов, являются, согласно Ю. К. Голубеву и Т. Е. Щербаковой, структурами выжимания, сопровождавшими процессы формирования основных морен. Алмазы же добываются в основном из грубообломочных гравийно-галечных отложений, которые представляют собой древний дочетвертичный аллювий. Данная точка зрения заслуживает, как нам представляется, самого пристального внимания. Одновременно мы полагаем, что наряду с непосредственным воздействием днепровского ледника рыхлые осадки длительное время подвергались криогенным процессам: режеляции, солифлюкции, вымораживанию. Это в значительной мере объясняет медальонный характер структуры рыхлых образований

на ряде участков Полюдово-Колчимского поднятия. Всем указанным процессам в значительной мере способствовал гористый рельеф местности.

С целью выяснения возможной генетической природы продуктивных алмазоносных отложений в 2004 г. автором было проведено их опробование на химический анализ в двух карьерах компании «Уралалмаз» — Ишковском (проба ИШ-10) и 178-я линия (проба 178 л/6), а также в шурфе 2-го лицензионного участка ЗАО Пермгеолдобыча (проба Луч-17). Результаты анализа приведены на табл. 1 (аналитик Т. Д. Косарева).

Для определения генетической принадлежности анализируемых пород была использована система петрохимических модулей [4], позволяющая отличать нормально-осадочные породы от вулканогенно-осадочных и вулканогенных (табл. 2).

Результаты проведенного анализа позволяют сделать вывод о том, что опробованные продуктивные породы являются осадочными образованиями, в целом близкими по своему составу. При этом в пробах ИШ-10 и Луч-17 преобладает пелитовая (глинистая) составляющая, а в пробе 178л/6 — песчано-алевритовая.

Из приведенного выше анализа могут быть сделаны следующие краткие выводы:

1. Первичный источник красновишерских алмазов находился во время формирования древних промежуточных коллекторов — ильвовожского, кочешорского, колчимского и такатинского, на месте или вблизи нынешнего Полюдово-Колчимского поднятия.

2. В конце палеозоя — начале мезозоя коренные источники красновишерских алмазов были перекрыты серией параллельных надвигов амплитудой не менее 25—45 км. В настоящее время они находятся в автохтоне (или паравтохтоне?) на глубинах более 2.5 км.

3. Убогие первичные россыпи алмазов ильвовожской, кочешорской, колчимской и такатинской свит в конце мезозоя и особенно в кайнозое подверглись обогащению путем децементации слабо сцементированных обломочных пород, образования кор выветривания, перемыва и частичного растворения во временных потоках, воздействия криогенных процессов.

4. Алмазные россыпи Красновишерского района — уникальное явление, явившееся результатом редкого совпадения в пространстве и во времени целого ряда благоприятных факторов: 1) образование в позднем докембрии на восточной окраине Русской платформы алмазоносных кимберлитовых трубок взрыва или лампроитовых даек; 2) ближний перенос продуктов размыва первичных источников алмазов и относительно быстрая их фиксация; 3) перемещение промежуточных коллекторов в результате надвигов в район внешнего борта Предуральского краевого прогиба; 4) выведение промежуточных коллекторов на дневную поверхность в результате формирования Полюдово-Колчимского

Химический состав «туффизитов»

Таблица 2

Петрохимические модули и их диагнозы

Определяемый элемент (компонент)	ТМ – титановый модуль № ИШ-10		Номера проб		№ 178л/6		№ Луч-17		Диагноз
	Содержание, % ИСМ	Погрешность, % отн.	Содержание, %	Погрешность, % отн.	Содержание, %	Погрешность, % отн.	Содержание, %	Погрешность, % отн.	
SiO ₂	64.48	0.7	57.96	0.8	60.86	0.7	60.86	0.7	нормотитановый супертитановый нормотитановый супертитановый нормотитановый супертитановый нормотитановый супертитановый нормотитановый супертитановый нормотитановый супертитановый нормотитановый супертитановый
TiO ₂	0.94	8.7	1.48	7.4	0.72	8.7	0.72	8.7	
Al ₂ O ₃	15.42	3.5	18.78	3.5	15.04	3.5	15.04	3.5	
Fe ₂ O ₃ общ.	7.79	7.6	7.45	3.6	10.10	2.1	10.10	2.1	
MnO	0.43	8.7	0.53	6.3	0.91	6.3	0.91	6.3	
CaO	0.4	-	0.55	12.2	0.55	12.2	0.55	12.2	
MgO	1.02	8.3	1.36	8.3	1.30	8.3	1.30	8.3	
K ₂ O	2.50	6.3	3.42	6.3	2.66	6.3	2.66	6.3	
Na ₂ O	0.099	24.2	0.13	19	0.090	24.2	0.090	24.2	
P ₂ O ₅	0.17	10.1	0.22	7.4	0.21	4	0.21	4	
ППП	6.73	3	7.97	3	6.93	3	6.93	3	
Сумма	100.00	-	100.00	-	100.00	-	100.00	-	
H ₂ O	1.57	6.1	1.97	4.2	1.70	6.1	1.70	6.1	
CO ₂	0.00	-	0.00	-	0.15	30	0.15	30	

имело место только на Южном Урале, в районе Каратауского выступа [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 199 с.

2. Голуев Ю. К., Щербакова Л. Е. О ледниковых в карьерах по добыче алмазов в красновшерском районе Пермской области // Алмазы и алмазоносные территории России. Магнитогорск: Изд-во Магнитогорского государственного университета, 2001. С. 81–83.

3. Кораблев А. Г. Особенности геологического строения месторождений алмазов Северного Урала и проявлений потенциально алмазоносных пород Южного Урала. Автореф. канд. дис. Екатеринбург. 2002. 25 с.

4. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

В. А. Шамахов

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Тимано-Печорская металлогеническая провинция примыкает с севера к Восточно-Европейской и характеризуется присутствием двух крупных геодинамическо-металлогенических комплексов: рифейского комплекса байкальского фундамента и фанерозойского комплекса платформенного чехла, заключающего нижнеордовикско-нижнедевонский, среднедевонско-турнейский, визейско-серпуховский, верхнеартинско-верхнепермский и триасово-юрско-меловой подкомплексы.

Рифейский комплекс фундамента выходит к дневной поверхности в пределах Тиманской ступени. Накопление рифейских толщ Тиманской ступени происходило на пассивной окраине Печорского палеоокеана в пределах отколовшегося от Восточно-Европейской платформы блока архейского фундамента. В процессе вендской коллизии рифейские толщи были надвинуты на Русскую платформу, дислоцированы, в разной степени метаморфизованы, прорваны магматическими массивами и дайками.

В фанерозойское время в пределах Тиманской ступени доминировали восходящие движения, что способствовало образованию гипергенных бокситов, титанциркониевых, золотоносных и алмазных россыпей. В верхнедевонское время на Тимане проходило формирование базальтовых покровов. В нижнепалеозойское время предполагается проявление кимберлитового магматизма.

К северо-востоку от Тиманской ступени происходит погружение байкальского фундамента до глубин порядка 6 км. По особенностям накопления толщ фанерозойского чехла в этой части Тимано-Печорской провинции обособляются Ижма-Печорская и Хорейверская впадины, Печоро-Колвинский авлакоген и Приуральский прогиб.

С ордовикского по позднекаменноугольное время осадочные бассейны (ОБ) Тимано-Печорской провинции были связаны с пассивной окраиной Уральского палеоокеана. Главным полезным ископаемым палеозойских толщ являются залежи нефти и газа. Формирование пермских угленосных толщ происходило в гумидной зоне приуральского форландового бассейна. Промышленная угленосность Печорского бассейна связана с отложениями воркутской (P_1 — P_2) и печорской (P_2) серий. Площадь угленосного бассейна достигает 50 тыс. км². Энергетические слабометаморфизованные угли локализуются в западной части бассейна, тощие угли и полуантрациты — в его северо-восточной части. В бассейне разведаны многочисленные месторождения углей в том числе обрабатываемые Воргашорское, Воркутинское, Интинское.

Формирование терригенных толщ триаса (со слоистыми телами базальтов), юры и мела происходило в

условиях связи бассейна с Бореальным палеоокеаном.

В пределах данной провинции ресурсным потенциалом металлических и неметаллических полезных ископаемых обладает Канин-Тиманская металлогеническая зона (МЗ). Преобладающая часть ресурсного потенциала этой МЗ была сформирована в девонскую эпоху, когда в пределах Тиманской ступени доминировали процессы континентального выветривания.

Определяющим в Канин-Тиманской МЗ является среднедевонский терригенный металлогенический комплекс (МК), заключающий титановые, алмазо- и золотоносные россыпи. Титановые россыпи присутствуют в Ярегско-Водненском рудном районе (РР), вмещающем уникальное Ярегское месторождение. Алмазо-золотоносные россыпи Пижемско-Ичетьюсского РР локализованы в северо-восточной полосе Тиманской ступени. Для обоих россыпных районов характерно присутствие скоплений ниобия (в т. ч. в количествах, эквивалентных среднему месторождению), редких земель и тантала. Причем ареал распространения специализированных на данные элементы россыпей далеко выходит за пределы известных в рифейском фундаменте коренных проявлений торий-тантально-ниобиевой жильной и штокверковой минерализации наложенного коллизионного апогранитного МК, что свидетельствует о возможности выявления на Тимане новых средних коренных тантал-ниобиевых месторождений в образованиях названного комплекса.

Вторым по практической значимости в Канин-Тиманской МЗ является среднедевонский МК бокситоносных кор выветривания. Залежи латеритных бокситов, выявленные в Светлинско-Ворыквинском РР, залегают в коре выветривания рифейских пород. В Светлинско-Ворыквинском РР наряду с бокситами присутствуют залежи гипергенных силикатов марганца, в Заостровском РУ — залежи гипергенных фосфоритов.

Локализация месторождений бокситов Светлинско-Ворыквинского РР, золото- и алмазоносных россыпей Ыджид-Югидского и Великореченско-Волонгского потенциальных рудных узлов (РУ) контролируется линейными приразломными зонами северо-западного (Тиманского) простиранья.

Нижнекаменноугольный платформенный карбонатно-терригенный МК Южно-Тиманского РР включает крупное и среднее месторождения низкокачественных осадочных бокситов. Перспективы выявления в данном МК средних месторождений осадочных бокситов и огнеупорных глин связаны с Ижемским рудным узлом.

Перспективы выявления на Среднем и Южном Тимане средних свинцово-цинковых месторождений связаны с образованиями рифейского пассивно окраинного кремнисто-терригенного МК.

Завершая характеристику Канин-Тиманской МЗ отметим, что она высоко перспективна на россыпные месторождения титана и средне перспективна на латеритные и осадочные бокситы, огнеупорные глины, россыпные и коренные алмазы, ниобий и полиметаллы.

О возможности выявления на Среднем Тимане коренных месторождений алмазов свидетельствует наличие здесь среднедевонских алмазоносных россыпей, прямых и косвенных признаков развития верхневендско-нижнедевонского кимберлитового МК. По состоянию на 01.01.2003 г. ресурсы коренных алмазов категории P_3 подсчитывались в Вольско-Вымском и Обдыр-

ско-Четласско-Рочугском потенциальных рудных районах.

Первоочередной постановки работ заслуживает специализированный на коренные алмазы Обдырско-Четласско-Рочугский потенциальный рудный район. О возможности выявления в его пределах коренных месторождений алмазов свидетельствует наличие к северо-востоку от данного РР среднедевонских алмазоносных россыпей, прямые и косвенные признаки развития верхневендско-нижнедевонского кимберлитового магматизма, палеогеоморфологические реконструкции среднедевонского рельефа Среднего Тимана.

ГРАФИТ И ЕГО ПСЕВДОМОРФОЗЫ ПО АЛМАЗУ В КАРБОНАТИТАХ КОСЬЮСКОГО МАССИВА (ТИМАН)

Т. Г. Шумилова, В. Н. Филиппов, Г. Н. Каблис

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Проблема возможной алмазоносности карбонатитов в последнее время привлекает все большее внимание исследователей. Уже довольно широко известна информация об алмазоносности Чагагайского комплекса (Узбекистан) [1, 2, 7]. Эта проблема стала еще более актуальной в связи с нашей находкой кристаллов алмазов в карбонатитах определенно магматического генезиса на о.Фуэртевентура (Канарский архипелаг, Испания) [3, 4]. В связи с этим мы предприняли попытку анализа потенциальной возможности обнаружения алмазов в карбонатитах Косьюского комплекса (Тиман).

В ходе проведения минералогических исследований продуктов химической деминерализации и частичной химической деминерализации косьюских карбонатитов нами был впервые обнаружен свободный углерод в виде многочисленных графитовых частиц.

Графит обнаружен нами, по крайней мере, в двух пробах № С-344 и С-347. Вероятно, что он также имеется и в других пробах, но его достоверность в других образцах пока недостаточно детально диагностирована, так как частицы графита представлены главным образом размерностью порядка 10—50 мкм, что затрудняет проведение инструментальных исследований. Частицы графита имеют большей частью непра-

вильную форму и часто характеризуются относительно изометричными ежеобразными образованиями, морфология которых с трудом различается под оптическим микроскопом. Относительно крупные частицы имеют пластинчатый облик, характерный серебристо-металлический блеск. Как следует из анализа продуктов частичного растворения, частицы графита содержатся в зернах карбоната. Большинство частиц характеризуется исключительной мягкостью, что весьма затрудняет их препарирование для дальнейших исследований. Более прочными являются частицы изометричного габитуса, которые мы и смогли подробно проанализировать.

Выделенные частицы графита были детально исследованы для образцов С-347 и С-344 с помощью рентгенофазового анализа методом Дебая—Шеррера, сканирующей электронной микроскопии, микрозондового анализа и спектроскопии комбинационного рассеяния света. В результате чего графит был однозначно диагностирован.

Морфологические исследования с помощью электронной микроскопии показали, что исследованный графит действительно представлен частицами изометричного облика (рис. 1), отдельные из которых имеют форму октаэдра или куба (рис. 2, 3). Поверхность час-

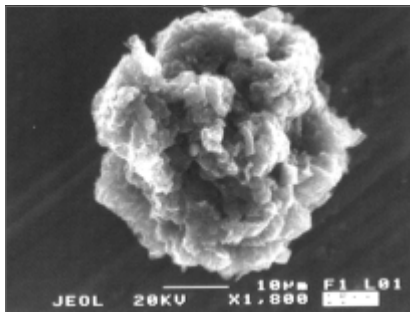


Рис. 1. Частица графита, образец С-344

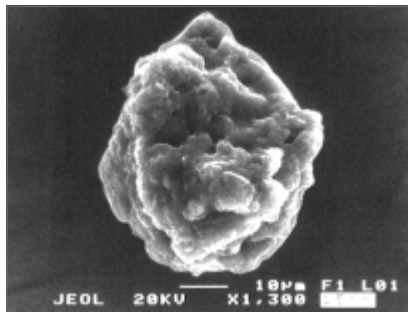


Рис. 2. Псевдоморфоза графита по алмазу октаэдрического габитуса, образец С-344

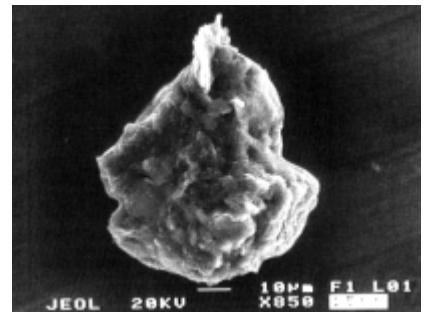


Рис. 3. Сросток двух частиц графита, одна из них кубического габитуса, образец С-344

тиц имеет черепицеобразное либо чешуйчатое строение, а также сглаженные чешуйчатые формы.

В одном случае на поверхности графитовой частицы был обнаружен октаэдрический микрокристалл размером порядка 5 мкм (рис. 4). По характеру отра-

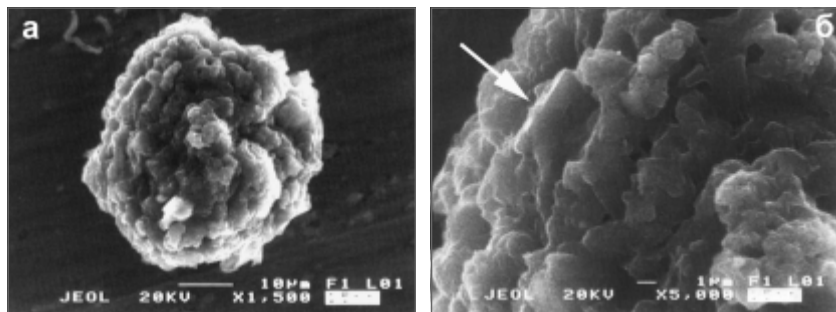


Рис. 4. А — Графитовая частица изометричного облика, образец С-344;

Б — Фрагмент графитовой частицы (на рисунке 4а левый верхний угол) с включением частицы октаэдрического габитуса, имеющей углеродный состав

жения электронного пучка можно сделать заключение, что данная октаэдрическая частица является более плотной, так как создает более контрастное изображение. По данным микронзондового анализа октаэдрическая частица представлена углеродом. Данное включение предположительно может быть микроскопическим кристаллом собственно алмаза, который находится в тесном сростании с графитом. Однако, для более точной диагностики необходимы дополнительные исследования с применением более высокоразрешающих аналитических методов.

Октаэдрический и кубический габитус графитовых частиц свидетельствует о том, что они, являясь псевдоморфозами по алмазам.

Рентгенофазовый анализ отдельных частиц графита показал практически полностью рентгеноаморфное состояние образцов. Однако интерпретация графита была нами однозначно подтверждена с помощью спектроскопии комбинационного рассеяния света, которая в тоже время также подтвердила, что графитовое вещество является сильно разупорядоченным, вплоть до полностью аморфного состояния.

Элементный состав графитовых частиц был контролирован с помощью микронзондового анализа.

Следует также особо подчеркнуть, что графит находится в тесной связи с молибденитом, который может находиться как на поверхности графита, так и внут-

ри него, и пронизывает графит в виде многочисленных тонких взаимных прорастаний. Молибденит также обнаружен в виде отдельных обособленных частиц. Эта генетическая связь может позволить при деталь-ных исследованиях выявить место образования само-

родного углерода в общей последовательности формирования карбонатитов. Обнаружение самородного углерода в целом, а также псевдоморфоз графита по алмазу в карбонатитовых породах Косьюского комплекса открывает принципиально новые перспективы в исследовании коренной алмазности Тиманского региона [5, 6].

Авторы выражают благодарность В. И. Степаненко за предоставленные для исследований образцы карбонатитов. Работа выполнена в рамках Государственного контракта № 02.442.11.7280, при финансовой поддержке Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Диваев Ф. К. Чатагайский комплекс карбонатитов — новый тип магматических пород Узбекистана // Узб. геол. Журнал. 1996. № 6. С. 32—41.
2. Лапин А. В., Диваев Ф. К., Костицын Ю. А. Петрохимическая типизация карбонатитоподобных пород Чатагайского комплекса Тянь-Шаня в связи с проблемой алмазности // Петрология. 2005. Т. 13. № 5. С. 548—560.
3. Шумилова Т. Г. Карбонатиты острова Фуэртевентура (Канарский архипелаг, Испания) как особый тип алмазносных пород // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С.248—261.
4. Шумилова Т. Г. Находка алмазов и графитоподобного вещества в карбонатитах о.Фуэртевентура, Испания // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2005. № 10. С. 17—18.
5. Шумилова Т. Г. Минералогия самородного углерода. Екатеринбург: Изд. УрО РАН, 2003. 316 с.
6. Шумилова Т. Г. Способ поисков алмазов некимберлитового типа. МКИ⁵ G 01 V 9/00. Патент РФ № 2087012. Оpubл. 10.08.1997. Бюл. № 22.
7. Djuraev A.D., Divaev F.K. Melanocratic carbonatites — New type of diamond bearing rocks, Uzbekistan. In: Mineral deposits: Processes to Processing. Rotterdam: Balkema. 1999. P. 639—642.

ИССЛЕДОВАНИЕ ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ КАРБОНАТОВ КОСЬЮСКИХ КАРБОНАТИТОВ (ТИМАН) В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ВОЗМОЖНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ

Т. Г. Шумилова, Н. В. Сокерина, С. Н. Шанина, В. А. Радаев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Исследование флюидной фазы карбонатитов Косьюского комплекса (Тиман) проведено нами в связи с выяснением потенциальной возможности их алмазонасности ввиду обнаружения в последние годы ряда находок алмазов в карбонатитовых породах в Узбекистане и Испании [1, 3—5]. Как показали наши предыдущие исследования флюидной фазы в алмазонасных карбонатитах о. Фуэртевентура (Испания) [4], данные исследования могут быть весьма информативными в отношении изучения проблемы коренной алмазонасности.

В результате проведенных наблюдений карбонатитовых пород Косьюского комплекса методом газовой хроматографии было установлено, что флюидная фаза, содержащаяся в карбонатах, преимущественно представлена H_2O и CO_2 , при существенно меньшем содержании CO и еще более подчиненном количестве H_2 и углеводородов (Табличные данные будут приведены в докладе). Для большей наглядности составы флюидной фазы помещены на трехкомпонентную С-О-Н диаграмму (рис. 1).

Анализ диаграммы показывает, что флюидные включения косьюских карбонатитов по своему составу близки включениям в алмазах Африки, Бразилии и частично США. Причем область, в которую попадают точки косьюских карбонатитов, расположена очень тесно к области наибольшего сгущения точек, соответствующих включениям в алмазах, а также образует практически линейно вытянутую зону вместе с канарскими алмазонасными карбонатитами.

При визуальном изучении газовой-жидких включений было установлено, что в карбонатах карбонатитов часто встречаются многофазовые включения, состоящие из жидкой, газовой и твердой фазы, либо жидкой и твердой фазы, причем твердая фаза в процессе нагревания образца не растворяется.

Методом гомогенизации газовой-жидких включений были изучены синегетичные (первичные и первично-вторичные) включения (рис. 2). Полученные результаты приведены в виде гистограммы (рис. 3). Среди включений, содержащих газовую фазу, встречаются следующие разновидности:

— Высокотемпературные двух-трехфазовые включения с объемом газовой фазы 20—25 %. Эти включения встречаются редко (на данный момент были отмечены только в одном образце — С-360). Они имеют разнообразную форму, размер включений до 15 мкм. Температура гомогенизации 275—369 °С.

— Среднетемпературные двух-трехфазовые включения с объемом газовой фазы 10—15 %. Они имеют раз-

нообразную часто трубчатую форму, размер включений до 20 мкм. Температура гомогенизации 150—345 °С.

— Низкотемпературные двух-трехфазовые включения с объемом газовой фазы до 5 %. Они имеют разнообразную часто форму, размер включений до 20 мкм, но обычно не превышает 6 мкм. Температура гомогенизации 70—202 °С.

Среди вышеперечисленных разновидностей, исходя из проанализированных данных, низкотемпературная разновидность является наиболее распространенной. Кроме того, следует обратить внимание на то, что в высокотемпературных включениях количество газовой фазы является существенно большим по сравнению с более низкотемпературными включениями.

Анализ полостей, которые вероятно могли содержать газовые и газовой-жидкие включения, был проведен также методом атомно-силовой микроскопии, ко-

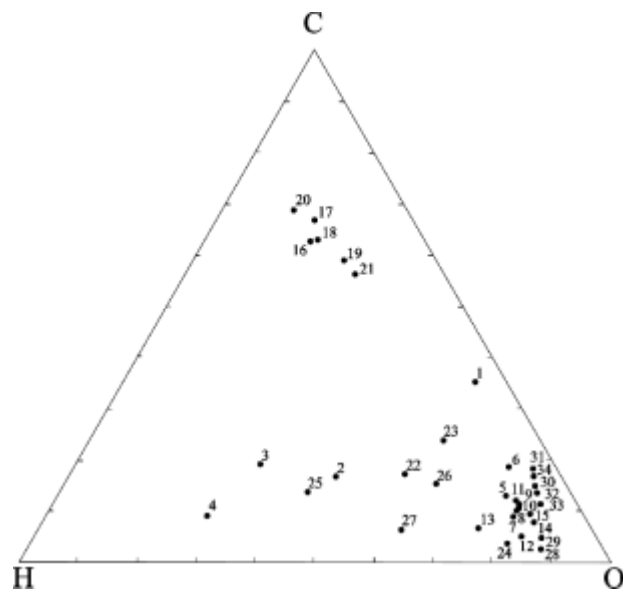


Рис. 1. С-Н-О диаграмма флюидных включений карбонатитов и алмазов. Точки на диаграмме: 1—27 — данные флюидных включений в алмазах: 1 — уплощенные октаэдры; 2, 3 — округлый октаэдр; 4 — бесцветный обломок, трубка Премьер; 5 — черный куб, Конго; 6 — желтый куб, Конго; 8—11 — кубические кристаллы, Заир; 12—13 — кубы; 14—15 октаэдры; 16—24 — алмазы неопределенной формы. Образцы алмазов — 1—11 — Африка; 12—13 — Бразилия; 16—19 — Индия; 20—27 — США (штат Арканзас) (точки 1—27 по данным [2]); канарские карбонатиты (о. Фуэртевентура, Испания): 28 — карбонатит I разновидности; 29 — карбонатит II разновидности (точки 28 и 29 — по нашим данным [4]); косьюские карбонатиты (Тиман, Россия): 31 — образец № С-344, 32 — образец № С-347, 33 — образец № С-354, 34 — образец № С-389, 35 — образец № С-410

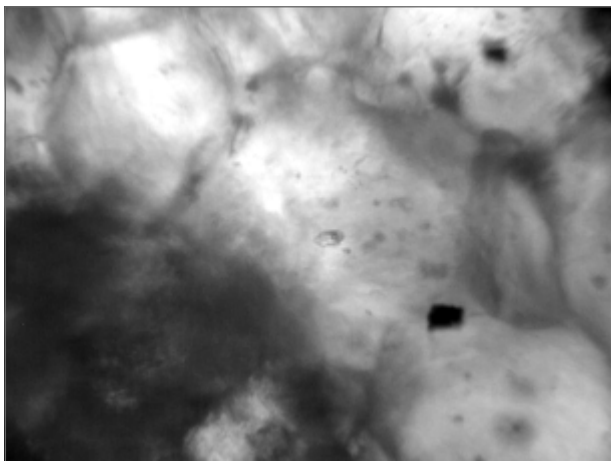


Рис. 2. Газово-жидкое включение удлинённой формы (в центре). Снято при увеличении микроскопа Ч400

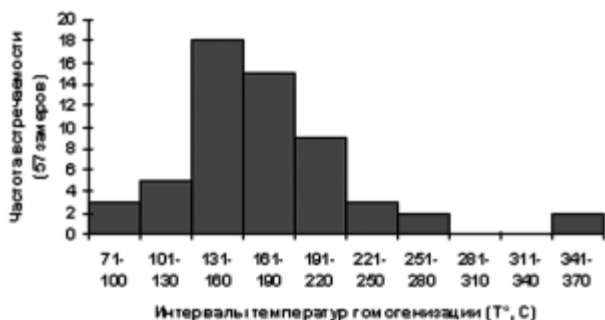


Рис. 3. Гистограмма температур гомогенизации газожидких включений в кальцитах косяюских карбонатов

торая позволила проанализировать очень мелкие полости. Обнаружено, что полости имеют размеры порядка крупности нанокристаллитов самих карбонатов и крупнее, то есть имеют размеры от первых десятков нанометров и более. При этом они характеризуются неправильной формой очертаний.

Из вышеизложенного следует, что по состав флюидной фазы косяюских карбонатов свидетельствует

о том, что среда образования данных карбонатов могла быть геохимически благоприятной для формирования алмазов. При этом, несмотря на то, что основная часть исследованных включений относится к низко- и среднетемпературной разностям, имеются также и включения, температура гомогенизации которых даже превышает данный показатель для канарских алмазоносных магматических карбонатов.

В целом, проведенные нами исследования флюидной фазы карбонатов косяюских карбонатов хорошо согласуются с другими геолого-минералогическими факторами и указывают на перспективность данного объекта в отношении дальнейших исследований по выявлению алмазоносности.

Авторы выражают благодарность В. И. Степаненко за предоставленные для исследований образцы карбонатов и Б. А. Макееву за помощь в математической обработке результатов. Работа выполнена в рамках Государственного контракта № 02.442.11.7280, при финансовой поддержке Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Диваев Ф. К. Чатагайский комплекс карбонатов — новый тип магматических пород Узбекистана // Узб. геол. журнал. 1996. № 6. С. 32—41.
2. Илупин И. П., Ваганов В. И., Прокопчук Б. И. Кимберлиты: Справочник. М.: Недра, 1990. 248 с.
3. Лапин А. В., Диваев Ф. К., Костицын Ю. А. Петрохимическая типизация карбонатоподобных пород Чатагайского комплекса Тянь-Шаня в связи с проблемой алмазоносности // Петрология. 2005. Т. 13. № 5. С. 548—560.
4. Шумилова Т. Г. Карбонаты острова Фуэртевентура (Канарский архипелаг, Испания) как особый тип алмазоносных пород // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 248—261.
5. Djuraev A. D., Divaev F. K. Melanocratic carbonatites — New type of diamond bearing rocks, Uzbekistan. In: Mineral deposits: Processes to Processing. Rotterdam: Balkema, 1999. P. 639—642.

ПСЕФИТЫ РОССЫПИ ИЧЕТЬЮ И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ РОССЫПНЫХ АЛМАЗОВ ТИМАНА

Э. С. Щербаков¹, А. М. Плякин²

¹ Коми государственный педагогический институт, Сыктывкар

² Ухтинский государственный технический университет, Ухта

Среднедевонская, эйфельская полиминеральная россыпь Ичетью единственная алмазоносная россыпь Тимана, представляющая промышленный интерес. В самом начале ее освоения А. А. Константиновский [1989] рассматривал золотоносные отложения в качестве нескольких мелких конусов выноса, образующих единый общий конус. В настоящее время разные исследователи понимают отложения россыпи, как литоральные или аллювиальные и даже озерные. Ав-

торы настоящего сообщения, опираясь на анализ распределения аксессуарных минералов, обосновывают накопление алмазов в отложениях конусов выноса с последующим перемывом их в зоне прибрежного мелководья [5]. Это положение справедливо для северной части россыпного поля Ичетью, участок Золотоканенный, а для наиболее продуктивного участка Ичетью — юго-западный, необходимо внести некоторые уточнения.

Продуктивный горизонт россыпи образует I ритм пижемской свиты. Разрез россыпи характеризуется трехчленным строением.

1. Базальные слои, заполняющие ложбины и промоины глубиной до двух метров в подстилающих песчаниках малоручейской свиты. Они сложены плохо сортированными гравелитами и конгломератами, состоящими в основном из угловатых обломков пород малоручейской свиты.

2. Гравелиты кварцевые с кварцевой галькой, так называемые «сгруженные конгломераты». Они образуют слои мощностью 10—30 см и более, разделенные слоями песчаников 10—30 см и глинистых алевролитов, переходящих в песчаную глину, мощностью 5—15 см. Горные выработки, в большинстве случаев, закладывались по простиранию слоев и потому вскрывали один, два, редко три слоя гравелитов. Но в юго-восточной части траншеи 104-173 разрез вскрыт вкрест их простирания, поэтому в стенке выработки видна многократная смена слоев гравелитов, песчаников и глинистых алевролитов, залегающих наклонно и образующих ритмичное чередование, отражающие наращивание разреза по мере заполнения впадины.

3. Отложения, перекрывающие продуктивный пласт. Они представлены песчаниками с прослоями и линзами алевролитов и слоями гравелитов с разбросанной галькой или «пудинговыми конгломератами». В песчаниках видна косая, вогнутая и мульдообразная слоистость. Такие песчаники иногда заполняют глубокие эрозионные впадины в отложениях продуктивного горизонта [5].

Летом 2005 года в северной стенке карьера 100, расчлененной современным оврагом, описан контакт пижемской и малоручейской свит. Плоскость контакта падает по азимуту десять градусов под углом десять градусов. На нее налегают ритмично чередующиеся сгруженные конгломераты и гравелиты мощностью 20—30 см, разделенные слоями разнозернистых песчаников с гравием и галькой. Мощность слоев песчаника 30—60 см. Плоскость наложения пород падает по азимуту ноль градусов под углом 30 градусов при общем горизонтальном залегании отложений пижемской свиты. В слоях конгломератов и гравелитов размер галек увеличивается с приближением к кровле. Такое же увеличение размеров гравийных зерен характерно и для песчаников, разделяющих гравелиты. Выше по разрезу песчаники ритмично чередуются с линзовидными слоями глинистых алевролитов. Видимая толщина наложения пород составляет четыре метра. Верхний из алевролитовых слоев на протяжении 15 м по простиранию увеличивается в мощности до одного метра за счет срезания подстилающего песчаного слоя. Указанные признаки позволяют сопоставлять рассматриваемые отложения с аллювием ветвящихся рек [4, стр. 48—51], то есть с конусами выноса.

В конгломератах при явном преобладании галек и щебня содержание

остальных компонентов почти равны. В гравелитах содержание всех псефитовых обломков примерно одинаково и с ними сопоставимо содержание песчаного материала (рис. 1, 2). Отсюда следует, что эти отложения не являются ни аллювиальными, ни морскими образованиями. Этот материал представлял собой более или менее равномерно перемешанную смесь обломков разной величины, переносимую быстро движавшимися потоками высокой плотности.

Средняя окатанность [3] обломков во фракции более 100 мм в конгломератах составляет всего 35 %, при весовом соотношении окатанных и неокатанных обломков 1:1, а в гравелитах значение коэффициента окатанности уменьшается до 26 % при соотношении окатанных и неокатанных обломков 1:2.

Среди обломков преобладает жильный кварц, метаморфический кварц редок. Кроме кварца распространены обломки и гальки кварцевых песчаников, песчаников кварцевых с выветрелыми зернами полевых шпатов, а также кремней и сланцев от белых до голубовато-серых и черных.

По вещественному составу и структурным признакам все обломки объединены в три совокупности: кварц, песчаники, сланцы. Каждая совокупность поделена на группы, в которых окатанность обломков определена по пятибалльной шкале 0, 1, 2, 3, 4. (рис. 3).

Набор групп обломков в конгломератах и гравелитах одинаков, но в их распределении видна обратная зависимость: высоким содержанием какой-либо группы в гравелитах соответствует низкое ее содержание в конгломератах и наоборот, что определяется начальными размерами обломков их формой, и скоростью потока.

Внутри групп отмечается постепенное уменьшение количества окатанных обломков или же, присутствие галек только с окатанностью 2 или 3 балла. Концентрация таких галек вызвана многократным переотложением осадков.

В гравелите встречены ветрогранники с тремя полированными верхними гранями и шероховатой нижней, а также гальки, черных сланцев, сложенные хорошо окатанными обломками черных сланцев 1—2 мм в поперечнике, сцементированными кварцевым тонко-

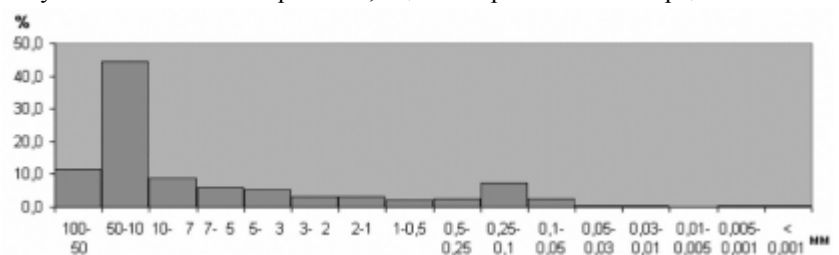


Рис. 1. Гранулометрический состав конгломерата (образец ИЧ-11)

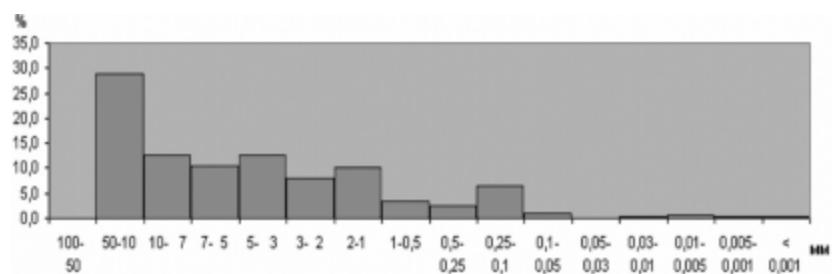


Рис. 2. Гранулометрический состав гравелита (образец ИЧ-12)

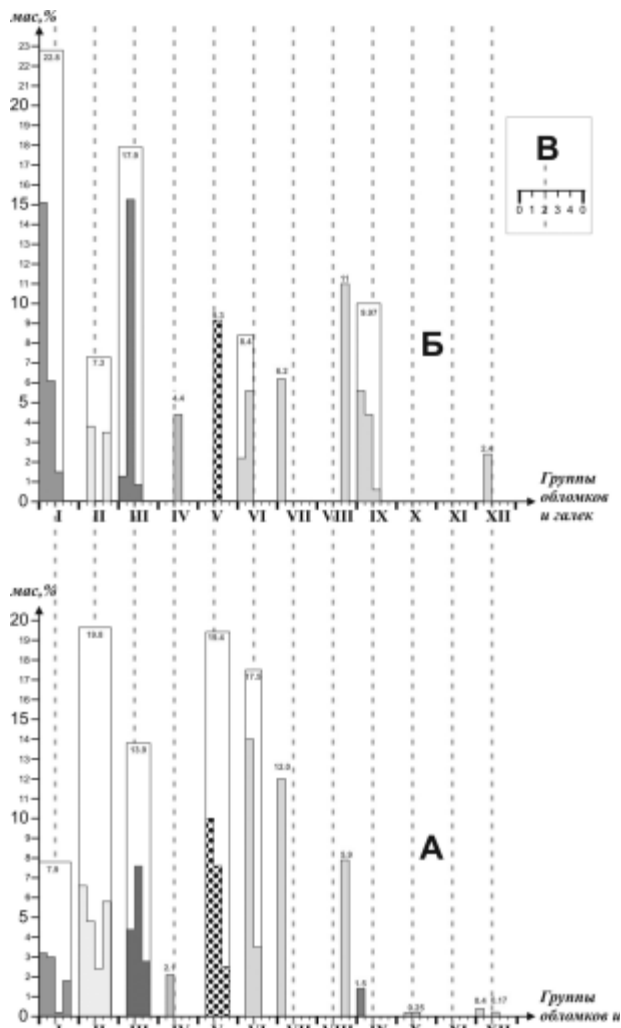


Рис. 3. Распределение обломков и галек в «конгломератах» и «гравелитах».

Условные обозначения:

А — конгломераты, Б — гравелиты, В — шкала баллов окатанности и положение средней линии в ней;

I — XII группы:

I — кварц светло-серый, почти белый с голубоватым оттенком;

II — кварц серый, желтоватый;

III — кварц серый;

IV — кварц серо-желтый;

V — кварцитовидный светло-серый мелкозернистый гравелит;

VI — песчаник серый с гравийными зёрнами;

VII — песчаник серый кварцитовидный с пелититизированными зёрнами полевых шпатов;

VIII песчаник серый кварцитовидный с пелититизированными зёрнами полевых шпатов и тонкой слоистостью

IX — дресва и щебень светло-серых и розоватых песчаников и гравелитов малоручейской свиты;

X — кремьнь темный, до черного;

XI — сланец светло-серый, почти белый;

XII — сланец темный голубоватый, до черного

зернистым алевролитом с микроскопическими обломками того же черного сланца.

Гравелит из карьера, расположенного на северо-восточном окончании россыпи (участок Сидоровский) отличается от гравелитов участка Ичетью — юго-западным отсутствием гальки и щебня кварца и сланцев.

Авторы подчеркивали [2, 6], что алмазы обнаруживают связь с пролювиальными отложениями, содержащими большое количество щебня. В пробах и из перекрывающих отложений такие обломки отсутствуют.

Ориентировка конуса выноса на участке Ичетью юго-западный и наличие в нем обломков и галек полевошпат-кварцевых песчаников указывает на то, что источником сноса материала служили породы аньюгской и новобобровской свит рифея Четлаского камня, прорванные дайками лампрофиров с алмазом [8]. Вместе с тем, исследования дефектов кристаллов алмазов из россыпи Ичетью [1] свидетельствуют о возможном поступлении части алмазов из пород фундамента Восточно-Европейской платформы.

Для конуса выноса на участке Золотой камень и прогнозируемого пашийского уровня алмазности распространенного на Тимане [7], источник сноса располагался северо-западнее, вероятно, в верховьях рек Печорской Пижмы и Цильмы, или же в пределах Архангельской алмазонасной провинции. Наибольшие перспективы поисков россыпных алмазов на Среднем Тимане связаны с терригенными отложениями девона в верховьях рек Печорской Пижмы и Цильмы, а на Южном Тимане с теми отложениями Очпармы.

ЛИТЕРАТУРА

- Исаенко С. И., Сухарев А. Е., Мартинс С. Фотоллюминесценция алмазов бразильской россыпи. Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского региона: Материалы 12 конференции ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2003. С. 95—98.
- Плякин А. М., Щербаков Э. С. Условия формирования россыпеобразующей толщи Ичетью — Пижемского россыпного поля // Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения: Тезисы докладов XIII международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания, Пермь, 22—26 августа 2005. Пермь, 2005. С. 227—229.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
- Селли Р. И. Древние обстановки осадконакопления. М: Наука, 1989. 294 с.
- Щербаков Э. С., Плякин А. М., Битков П. П. Динамические обстановки, контролировавшие формирование продуктивного пласта полиминеральной россыпи Ичетью. Геология девонской системы: Материалы международного симпозиума. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 314—316.
- Щербаков Э. С., Плякин А. М., Битков П. П., Шаметько В. Г. Генетические особенности полиминеральной россыпи Ичетью, Средний Тиман. Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения: Тез. докл. XIII междунар. сов. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Пермь, 2005. С. 324—325.
- Щербаков Э. С., Плякин А. М., Битков П. П., Шаметько В. М. Россыпная алмазонасность девонских отложений Тимана. Геология алмазов — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: Воронежский гос. университет, 2005. С. 380—385.
- Юшкин Н. П., Пыстин А. М., Конанова Н. В., Махлаев Л. В., Цыганко В. С., Щербаков Э. С. Геологические предпосылки выявления месторождений алмазов в Тимано-Уральском регионе // Региональная геология и металлогения. № 26. 2005, С. 115—119.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОТРАЖЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА В КОЛЛЕКТОРАХ ПАЛЕОЗОЙСКОГО, ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА И В СОВРЕМЕННОМ АЛЛЮВИИ

Т. Е. Щербакова

Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов, Москва

Алмазоносные кимберлиты месторождений им. Ломоносова и им. В. Гриба на Зимнем Берегу Белого моря перекрыты терригенно-карбонатными и ледниковыми отложениями, мощностью от 20 до 200 м. В перекрывающих отложениях минералы-индикаторы кимберлитов (МИК) надежно отличаются по типоморфным признакам от дальнепринесенных полигенных минералов щелочно-ультраосновного магматизма [6]. Выявлены особенности распределения трех групп МИК с общей экзогенной историей в отложениях, перекрывающих кимберлиты.

1. МИК из ореолов рассеяния над кимберлитовыми телами характеризуются хорошей и средней сохранностью, наличием фрагментов коррозионно-гидротермальной (“первичной”) поверхности [1], окатанностью не выше 2-го класса. 2. МИК из кор выветривания древних коллекторов средней и плохой сохранности с поверхностью гипергенного растворения, окатанностью до 2—3-го класса. 3. МИК из разновозрастных и разнофациальных отложений различной сохранности, с механической, гипергенно-механической поверхностью, окатанностью 3—4 класса.

Ореолы рассеяния ближнего (до 2 км) сноса МИК двух первых групп отмечаются на трех стратиграфических уровнях: 1—в основании терригенных отложений среднего карбона с континентальными фациями; 2—в четвертичных ледниковых отложениях; 3—в современном аллювии. Они характеризуются повышенной концентрацией МИК, полиминеральным составом, широким гранулометрическим спектром. МИК ближнего сноса прослеживаются в разрезе до 10 м от основания отложений среднего карбона и до 50 м от основания толщи ледниковых отложений, также отражаются в составе современного руслового аллювия рек.

Ореолы рассеяния МИК дальнего сноса приурочены к морским фациям терригенных каменноугольных отложений, к четвертичным ледниковым осадкам, и современному аллювию. Они имеют мономинеральный состав и характеризуются однородным гранулометрическим составом, хорошей окатанностью зерен МИК [7].

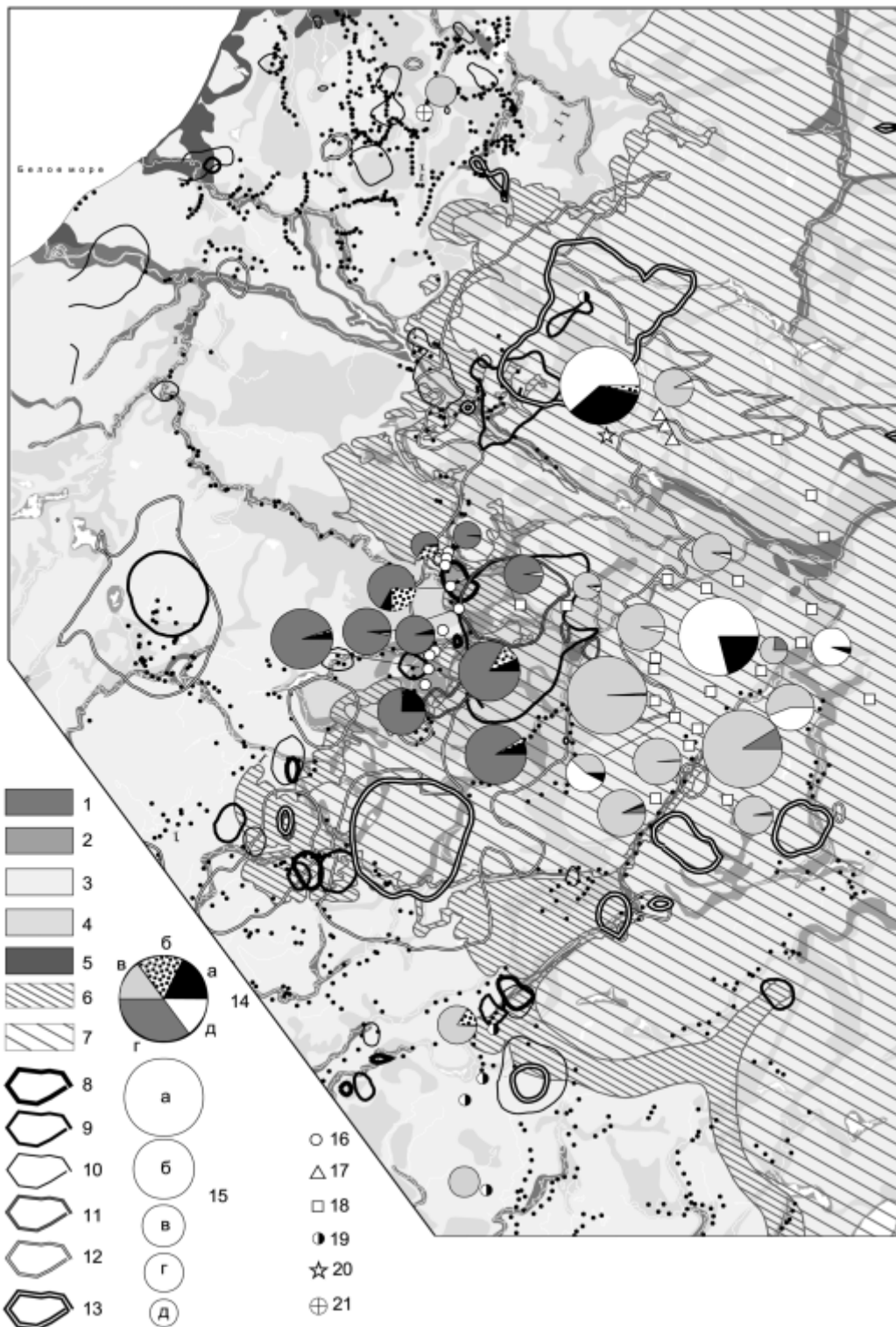
Целью шлихового опробования современного руслового аллювия рек является выделение кустов кимберлитовых тел [5]. В условиях закрытых территорий с отложениями покровных оледенений основной задачей является выделение из всей совокупности индикаторных минералов щелочно-ультраосновного магматизма ассоциации МИК ближнего сноса с типоморфными признаками МИК из алмазоносных кимберли-

тов [3]. Важнейшими факторами формирования ореолов рассеяния МИК в современном русловом аллювии рек являются мощность перекрывающих отложений, их генетический тип и литолого-фациальная принадлежность, также содержание МИК в кимберлитовых телах [2].

Для территории Зимнего Берега наибольшая эффективность шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений обеспечивается при мощности перекрывающих кимберлиты терригенных каменноугольных отложений не более 10 м и ледниковых и водноледниковых четвертичных отложений — до 50 м [8]. Такой тип перекрытия отмечается на отдельных трубках Золотицкого куста. Трубка Ломоносовская перекрыта ледниковыми отложениями, мощностью от 50 до 100 м. В моренных суглинках над трубкой в интервале до 10 м от контакта с кимберлитовой брекчией отмечаются высокие концентрации хромшпинелидов, пирропа и хромдиоксида, в интервале 10—50 м отмечаются лишь отдельные зерна. Кимберлитовый материал, захваченный ледником, при его движении постепенно выводится на все более высокие горизонты, при этом происходит его перемещение с рыхлыми отложениями вмещающих вендских пород и разубоживание [4]. Единичные зерна МИК с коррозионно-гидротермальной поверхностью прослеживаются в современном аллювии на удалении от 700 м до 2 км от трубки Ломоносовской, 3 км. от трубки Карпинского-2. Так как динамика потоков слабая, вследствие молодости речной сети, более дальнего переноса МИК от тел не происходит. Находки в современном русловом аллювии даже единичных зерен МИК с реликтами коррозионно-гидротермальной поверхности могут указывать на близость куста кимберлитовых тел.

Ореолы рассеяния МИК ближнего сноса, образующиеся при размыве кор выветривания, пространственно тяготеют к кимберлитовым телам, а также к линии “карбонного уступа”. Такие ореолы рассеяния пирропов отмечается восточнее Золотицкого куста и к западу от трубки им. В. Гриба. Ореолы рассеяния ближнего сноса формируются в аллювии при размыве водотоками верхних горизонтов ореолов рассеяния ближнего сноса в коллекторах каменноугольного и четвертичного возраста.

Ореолы рассеяния дальнего сноса имеют площадное и линейно-площадное распространение на востоке района, где кимберлиты перекрыты мощной толщей терригенно-карбонатных отложений карбона и перми.



Отражение кимберлитов Зимнебережного района в ореолах рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) из современного аллювия.

1 — современные и верхнеплейстоценовые аллювиальные пески; 2 — современные и верхнеплейстоценовые озерные и озерно-аллювиальные тонкозернистые пески и глины; 3 — верхнеплейстоценовые моренные суглинки; 4 — верхнеплейстоценовые флювиогляциальные пески; 5 — современные и верхнеплейстоценовые морские глины и пески. Ореолы рассеяния МИК в аллювии: 6 — пироп ближнего сноса с коррозионно-гидротермальной поверхностью, 7 — пироп ближнего сноса с гипергенной поверхностью, 8 — пироп дальнего сноса с механогенной и гипергенно-механогенной поверхностью, 9 — хромшпинелидов ближнего сноса с коррозионно-гидротермальной поверхностью “золотицкого типа”, 10 — хромшпинелидов дальнего сноса, с гипергенно-механогенной поверхностью “пачугско-кепинского типа”, 11 — пикроильменита дальнего сноса с гипергенно-механогенной поверхностью. 12 — состав и соотношение МИК в кимберлитах: а — пироп, б — хромдиопсид, в — хромшпинелид гипабиссального этапа образования, г — мантийные хромшпинелиды, д — пикроильменит. 13 — содержание МИК в кимберлитах (в мг на 1 кг): а — более 500, б — 100—500, в — 50—100, г — 10—50, д — менее 10. Кимберлитовые тела: 14 — Золотицкого куста, 15 — Верхотинского куста, 16 — Пачугского куста, 17 — Чидвинского куста, 18 — трубка им. Вл. Гриба, 19 — силлы на р. Меле

Ореолы отмечаются вдоль линии “карбового уступа”, приурочены к древним долинам на востоке Зимнебережного района, где карбонатные отложения верхнего карбона и нижней перми уничтожены эрозионными процессами, к долинам стока талых ледниковых вод, к озерно-ледниковым отложениям и отложениям поздних морских трансгрессий четвертичного времени. Обширный ореол рассеяния пикроильменита дальнего сноса приурочен к выходу каменноугольных отложений в 30 км к юго-западу от тел Пачугского куста. Также ореол рассеяния пикроильменита отмечается в бассейнах рек Падуна и Верхотины. Источником его, отчасти, являются переотложенные из каменноугольных и четвертичных отложений, размываемые реками ореолы рассеяния МИК дальнего сноса трубки им. В. Гриба.

Ореолы рассеяния МИК ближнего сноса фиксируются в современной аллювии рек Зимнего Берега при мощности четвертичных отложений до 50 м, и терригенных каменноугольных отложений, — до 10 м. При большей мощности перекрывающих отложений в современной аллювии рек фиксируются только ореолы рассеяния дальнего сноса площадного и линейно-площадного типа. При правильной интерпретации результатов шлихового опробования современной руслового аллювия рек, с учетом конкретных поисковых обстановок, можно локализовать в пределах кимберлитового района (поля) перспективные на обнаружение кустов кимберлитовых тел участки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск, 2001.

2. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н. Проблемы шлихо-минералогических поисков месторождений алмазов на закрытых территориях Якутии // Руды и металлы. 1996. №. 6. С. 25—33.

3. Ваганов В. И., Волчков А. Г., Константинов М. М. и др. Методика крупномасштабного и локального прогноза месторождений цветных, благородных металлов и алмазов. М.: ЦНИГРИ, 1989. 273 с.

4. Голубев Ю. К. Ореолы рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов в ледниковых и водно-ледниковых отложениях // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: Воронежский государственный университет, 2003. С. 48—52.

5. Соболев В. К., Колодько А. А., Левин В. И. Проблема прогнозирования и поисков разноранговых кимберлитовых объектов с низким содержанием минералов-спутников // Труды ЦНИГРИ. Вып. 250. 1991. С. 83—97.

6. Щербакова Т. Е. Минералогические критерии прогнозирования алмазных месторождений в районах широкого развития отложений покровных оледенений (на примере Зимнего Берега). // Поиски и разведка в областях материкового оледенения (Сб. тезисов X конф. 5—7 сентября). СПб., 1994. С. 195.

7. Щербакова Т. Е. Минералогическая модель Зимнебережного кимберлитового поля и ее поисковое значение // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). СПб., 2004. С. 390—393.

8. Щербакова Т. Е. Типоморфные характеристики минералов кимберлитов в ореолах рассеяния и их использование при поисках месторождений алмазов Зимнего Берега. Автореф. канд. дис. М.: ЦНИГРИ, 2005. 24 с.

ВКЛЮЧЕНИЯ В ЦИРКОНЕ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «АКУРИ» (БРАЗИЛИЯ)

Д. К. Возняк¹, В. Н. Квасница¹, В. М. Иванух²

¹Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, Украина

²Университет г. Сан-Паулу, Бразилия

Исследовались округленные, химически корродированные, коротко-, среднепризматические кристаллы циркона из зоны выветривания пород кимберлитовой трубки Акури (Бразилия). Основные гранные формы кристаллов: призма {110}, дипирамида {111}. Окраска кристаллов зонально-секториальная — густая красно-коричневая, желтая, бесцветная. Размеры кристаллов вдоль L_4 от 10 до 16 мм, удлинение 1.5:1—2:1. Из 21 кристалла изготовлены плоскопараллельные, полированные с двух сторон, пластинки для изучения включений.

Химический состав. По данным шести электронно-зондовых анализов (анализатор JXA-5, фирма JEOL, Япония) циркон отличается спецификой состава: из элементов-примесей обнаружен лишь гафний (содержание HfO_2 — 0.40...0.75 % от массы), другие анализируемые элементы (Y, La, U, Th, Pb, Fe, Al, P) не обнаружены. Основные компоненты минерала: ZrO_2 (66.19...66.73), SiO_2 (31.73...32.81 %).

Минеральные и флюидные включения. Минеральные включения обнаружены в четырех пластинках, флюидные лишь в двух.

Anatim образует бесцветные, удлиненно-призматические, оптически анизотропные кристаллы с характерными поперечными трещинами. Кроме обычных гранных форм поверхность включений апатита иногда округлена. Включения расположены в плоскостях (110). Кристаллы довольно большие по размерам (длина от 0.17 до 0.8...2.2 мм, в поперечнике от 0.02 до 0.04...0.08 мм). Обычно к апатиту прилипает флюид, о чем свидетельствуют вокруг них ореолы дочерних включений, возникших вследствие залечивания трещин разрыва при растрескивании включений. В составе включений апатита нагретых до 1250 °С установлен кремний (см. таблицу, анализы 1 и 2).

Кальцит. Его включения наиболее часто встречаются, иногда достигая нескольких десятков в одном кристалле. Наблюдается обычно в виде чечевицеобраз-

Примечание: Включения 1 и 2 нагревались до 1250 °С; н. о. — не определялся.

ных округленных бесцветных выделений, иногда неправильной формы. Размеры включений: обычно 20—70, иногда меньше 10 мкм. Химический состав минерала (электронно-зондовые определения, в % от массы): СаО — 50.40; MgO — 5.40; FeO — 1.34; SiO₂ — 1.60. Вокруг включений имеются трещины растрескивания, которые обычно слабо залечены. Почти всегда присутствуют «сухие» трещины разрыва. Если они секут включения кальцита и выходят на поверхность кристаллов, то становятся непрозрачными и приобретают желтовато-коричневую окраску. Такое изменение происходит вследствие его разложения (Са, Mg, Fe)CO₃ > (Са, Mg, Fe)O + CO₂ при высоких температурах в процессе выброса мантийного вещества на земную поверхность. Следует ожидать влияния на его состав и внешнего флюида.

Минерал 1. Оптически анизотропные, прозрачные, бесцветные выделения удлиненной округленной формы, поперечное сечение которых близко к кругу. Обычно индивиды непрямолинейные, в разной степени изогнутые. Длина включений 440...700 мкм, а в поперечнике — 10...35 мкм. В составе минерала установлены кальций, магний (основные элементы), железо, фосфор, кремний.

Минерал 2—5. Сообщество мелких (обычно 5—10 мкм, иногда до 70—80 мкм) выделений, образующие между собой сростки. Из трех бесцветных, прозрачных, оптически изотропных минералов два имеют показатель преломления больше, чем у циркона, а третий — меньше. Четвертый минерал — полупрозрачный, коричневого цвета. После его нагрева до 1250 °С он становится желтовато-красным. Показатель преломления его также выше циркона. Включения располагаются по прямым или извилистым линиям, которые в различной степени прерывисты. Они трассируют дефекты роста кристаллов циркона, возникшие в результате захвата минералом относительно крупных 0.13—0.17 мм включений. Включения располагаются в <110> и <111>, при этом линии включений перпендикулярны к граням (110), (111), однако по удлинению отдельных индивидов они параллельны [100] и [110]. Количество включений в одном кристалле может достигать многих сотен.

Флюидные включения представлены раскристаллизованными первичными и вторичными включениями безводного солевого расплава (тип 1) и содержащие водный раствор (тип 2). Включения малы (обычно 5—15 мкм, иногда до 30—35 мкм), изометричны, формы

отрицательного кристалла, короткопризматические (удлинение от 1:1 до 2:1). Включения больших размеров растреснутые. Все твердые фазы включений — оптически анизотропные вещества. Температура гомогенизации включений типа 1 несколько превышает 820 °С — температуры выше которой включения теряют герметичность и вскрываются. Максимально достигнутая температура нагрева включений типа 2 составляет 1055 °С и при этом газ занимал еще около 5—7 %. Гетерогенное состояние включений типа 2 (жидкость-газ) при 1055 °С указывают на необычность их состава. Гетерогенное состояние включений типа 2 (водный раствор + газ) при столь высокой температуре указывает на необычность их состава.

Вторичное включение стекла. Они встречаются в трещинах спайности в периферийной части кристаллов циркона. В зоне выклинивающегося края трещины мелкие (2—5 мкм) изометричной формы включения расположены равномерно, в более толстых участках линейное расположение включений указывает на дендритное залечивание трещины. Содержимое включений: силикатное стекло, газ, твердые кристаллические фазы. Иногда последние составляют основной объем полости включений. Выдерживание таких включений при 900—1000 (± 20 °С) сопровождается заметным изменением формы включений уже через 10—15 часов нагрева. Стекло трещины, не находящееся во включениях, желтовато-коричневое. Кроме того, этот поздний магматический силикатный расплав залечивает трещины, образовавшиеся при растрескивании включений солевого расплава.

Вторичные включения водного раствора. Встречено лишь одно газово-жидкое (газа около 15—20 % объема) включение, возникшее при перенаполнении сильнорастреснутых включений типа 1 и 2. Температура гомогенизации включения 258 °С, в жидкость. Последний кристаллик льда замерзшего включения тает при -6.0 ± 0.2 , что соответствует 9.2 % по массе концентрации, NaCl-эквивалента.

Обсуждение результатов. Рост относительно крупных кристаллов циркона кимберлитов трубки Акури происходил длительное время из безводного и содержащего водный раствор солевого расплава. Эта минералообразующая среда отличается малой динамической вязкостью и принимала участие в росте циркона кимберлитового типа из других мест [1—3]. Резкий вынос мантийного вещества в верхние горизонты земной коры произошел уже после обогащения солевого

расплава водным раствором, о чем свидетельствуют ореолы дочерних включений вокруг растреснувших включений типа 1 и 2. Причина, вызвавшая его, связана с процессами, обусловившими увеличение содержания воды в солевом расплаве [1, 2].

Наличие вторичных включений стекла, наличие стекла вне включений в частично залеченных трещинах в цирконе, заметное изменение формы включений при температуре около 1000 °С за относительно короткое время указывают на большую скорость остывания силикатного расплава. Таким образом, в процессе формирования исследованных кристаллов циркона минералообразующий флюид изменялся в следующем порядке: безводный солевой расплав > обогатенный водой расплав > силикатный расплав. О составе последнего можно судить по данным электронно-зондовых анализов стекла, заполнивших каналы в цирконе, (в %): SiO₂ (23.7—36.61), Al₂O₃ (18.56—24.9), FeO (14.28—32.09), MgO (0.00—0.20), CaO (0.02—0.65), K₂O (0.16—0.89), Na₂O (0.00), P₂O₅ (0.51—27.46), Cl (0.31—2.31).

На завершающей стадии кристаллы циркона залечивались водными растворами, солевая концентрация которых составила около 9 % от массы, при температурах ≤ 258 °С (поскольку в приповерхностных условиях минералообразующая система, вероятнее всего, была гетерогенная (водный раствор — газ).

ЛИТЕРАТУРА

1. Возняк Д. К., Квасница В. Н. Флюидные включения в алмазе и цирконе кимберлитов: их вклад в восстановление РТХ-параметров среды кристаллизации алмаза // Минералогические Музеи. СПб., 2005. С. 215—218.

2. Возняк Д. К., Квасница В. М., Вирт Р. Умови формування циркону “Ковффонтейн” (ПАР) і аплазоутворення / / Минерало-сырьевой комплекс Украины и АР Крым. Состояние. Проблемы. Перспективы: Материалы научной конференции. Симферополь, 2006. С. 29—31.

3. Возняк Д. К., Квасница В. Н., Харьков А. Д. и др. Первая находка включений раскристаллизованного солевого магматического расплава в кристаллах циркона из кимберлитов // Минералогический журнал. 1988. Т. 10, № 4. С. 15—22.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И АЛМАЗОНОСНОСТЬ ИНТРУЗИВНЫХ ПИРОКЛАСТИТОВ ТАЛИЦКО-БЛАГОДАТСКОГО ТУФФИЗИТОВОГО ПОЛЯ

А. Я. Рыбальченко

ЗАО «Пермгеологодобыча», Пермь

Талицко-Благодатское алмазоносное туффизитовое поле, выявленное работами ЗАО «Пермгеологодобыча» в 2002—2005 гг, принадлежит Чикманскому рудному узлу, входящему в состав Яйвинского алмазоносного района, площадь которого превышает 2500 км².

Туффизиты (алмазоносные интрузивные пирокластиты) являются флюидизатно-эксплозивными производными магм кимберлит-лампроитового ряда, образующиеся в верхних частях флюидно-магматических колонн при дегазации и декомпрессионном вскипании магмы, что приводит к остеклованию магматической пены, пульверизации и формированию пирокластических смесей, с их последующим внедрением во вмещающие породы [2, 5].

По данным ГСЗ поверхность литосферной мантии под Яйвинским алмазоносным районом испытывает пологое воздымание, обуславливая подъем корово-мантийного слоя, поверхности Конрада и фундамента. Положение поверхности М отмечается на глубинах порядка 40—43 км, глубина залегания кристаллического фундамента составляет 4—6 км, что весьма благоприятно для проявлений кимберлитового и лампроитового магматизма.

Особенности глубинного строения, кольцевое развитие потенциально алмазоносных флюидизатно-эксплозивных пород, характер распределения и структурные особенности туффизитовых полей позволили нам рассматривать алмазоносный район в качестве Яйвинской флюидизатно-эксплозивной структуры (ФЭС),

образованной в процессе внедрения флюидонасыщенных магматитов кимберлит-лампроитового ряда.

Яйвинская ФЭС приурочена к трехлучевому сочленению меридионального Кваркушко-Каменногорского рифта вендского возраста, рифей-вендского Чикманского рифта северо-западного простирания и Тыпыльско-Юсьвинской эмбриональной рифтогенной структуры северо-восточной ориентировки. Заложение ФЭС в мезозойский период сопровождалось синхронными базитовым и щелочным ультрабазитовым магматизмом. В мезокайнозой ФЭС претерпела рифтогенную активизацию, проявившуюся в широком развитии эксплозивных вулканитов ультракалиевого ультраосновного состава более глубокого заложения.

Талицко-Благодатское туффизитовое поле Яйвинской ФЭС приурочено к ядру и крыльям Благодатской антиклинали и восточному крылу Сюзынской антиклинали, сложенных терригенно-карбонатными толщами нижнего — среднего палеозоя. В ядре Благодатской антиклинали обнажаются терригенные породы керносской свиты венда, вмещающие две крупные (0.7Ч1.5 км) диатремы с раструбами чашеобразной формы, сложенные жильными телами щелочных базальтоидов, туфобрекчиями и туфолавами мелилитовых кимберлитов, прорванных жилами и дайками алмазоносных туффизитов.

Основными рудоконтролирующими и рудовмещающими элементами туффизитового поля являются зоны кольцевых глубинных разломов, системы меж-

слоевых чешуйчатых надвигов, облекающих антиклиналь и сетчатые системы разрывных нарушений рифтогенной природы СВ (Аз. 40°) — СЗ (Аз. 305—310°) простирания, разбивающие антиклиналь на системы малоамплитудных клавишных блоков шириной 1.5—2.5 км. В узлах пересечения тектонических элементов развиваются туффзитовые дайковые поля и штокверки, осложненные маарами (маар-штокверки), реже диатремы, что создает весьма упорядоченное геометрически закономерное сотовое распределение рудных объектов в пределах участка. Рудные «узлы» размером 0.5(1.5)Ч1.5(2.5) км разделены «безрудными» линейными зонами шириной 1.0—1.5 км, проницаемость которых и, соответственно, насыщенность пирокластитами более низкая (рисунок).

Диатремовое залегание магматических пород благодатского комплекса, считавшегося ранее стратифицированным, было установлено благодаря проходке магистральных экскаваторных канав, вскрывших контактные взаимоотношения магматитов с вмещающим разрезом. В составе диатрем закартирован значительный объем туффобрекчий мелилитовых кимберлитов.

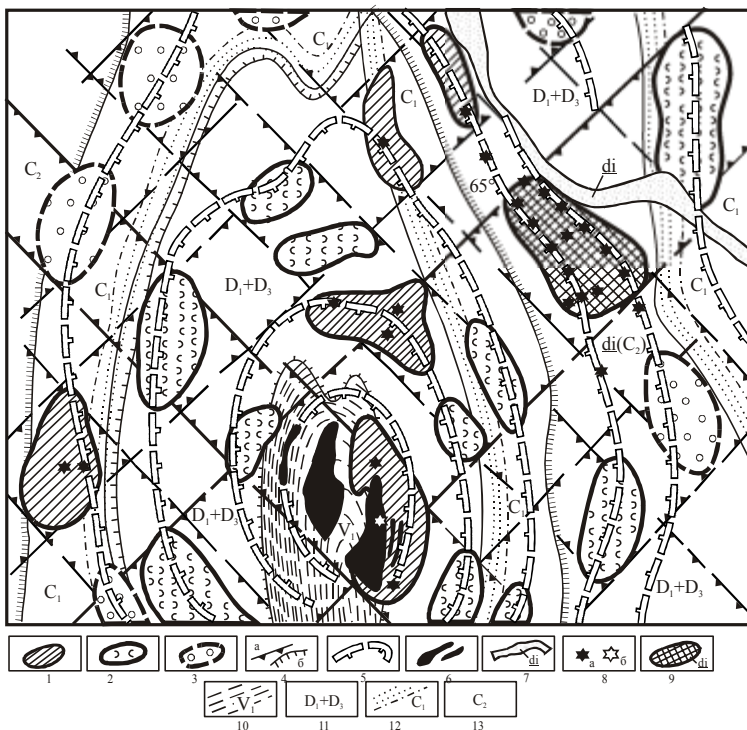


Схема расположения потенциально алмазоносных туффзитовых проявлений и месторождений Таличко-Благодатского туффзитового поля.

1 — ксенотуффзитовые поля с установленной алмазоносностью, перспективные на выявление промышленных месторождений алмазов; 2 — то же, недостаточно изученные, потенциально перспективные; 3 — то же, прогнозируемые по геолого-геофизическим данным; 4 — разломы рифтогенной природы «клавишного типа», рудоконтролирующие и рудовмещающие (а), надвиги (б); 5 — кольцевые глубинные разломы, рудоконтролирующие и рудовмещающие; 6 — диатремы и дайки трахибазальт-кимберлит-туффзитового комплекса; 7 — россыпь алмазов р. Чикман; 8 — находки алмазов в коренных породах: а) в ксенотуффзитах кимберлит-лампроитового ряда; б) в туффобрекчиях мелилитовых кимберлитов; 9 — месторождение алмазов «Рыбьяковское» (категория С₂); 10 — венд, керноская свита: аргиллиты, алевролиты, кварцитопесчаники; 11 — девон (объединенный): песчаники, аргиллиты, известняки, доломиты; 12 — карбон (нижний отдел): аргиллиты, алевролиты, известняки; 13 — карбон (верхний отдел): известняки, мергели, доломиты

Выявлено обилие крупных ксенолитов вмещающих пород, апофизы и сателлитные дайки туффобрекчий кимберлитов, секущих песчаники такатинской свиты нижнего девона по восточному контакту диатрем, что значительно омолаживает вероятные возрастные границы кимберлитов (ранее возраст «комплекса» оценивался как вендский). Кроме этого туффобрекчии кимберлитов секут подошву мезозойского регионального надвига, по которому палеозойский комплекс пород надвинут на образования венда, что поднимает верхнюю возрастную границу магматитов.

Однотипность алмазов и подобие изотопно-геохимических характеристик цирконов кимберлитового типа, извлеченных из кимберлитоподобных пород г. Благодать и из туффзитов участка свидетельствуют, по заключению Лукьяновой Л. И. и др. (2006), о их приуроченности к единой флюидно-магматической колонне и о мантийном уровне глубинности родоначальных магм.

Верхнерифейский возраст ксеногенных цирконов (652±10млн. лет) противоречит геологическому (верхневендскому) возрасту пород вмещающих диатремы,

напротив, верхнетриасовая датировка возраста — 232.4±5.1млн лет (аналитик Лепехина Е. Н., ВСЕГЕИ, 2005) соответствуют вероятному мезозойскому этапу внедрения базит-кимберлитовых диатрем, установленному по геологическим данным, что может способствовать пересмотру общей металлогенической концепции развития региона в мезокайнозое.

Нижняя возрастная граница туффзитов, рвущих породы дифференцированного диатремового комплекса определена как раннемиоценовая (N₁) споро-пыльцевым анализом (Ошуркова М. В., Збукова Д. В., 2003), что удовлетворительно согласуется с данными, полученными по Красновишерскому району для Полудово-Колчимского комплекса интрузивных пирокластитов (N₂), верхняя возрастная граница туффзитов датирована средним плейстоценом.

Нижнемезозойский возраст кимберлитового магматизма и N₁—Q₂ время внедрения алмазоносных туффзитов ставят под сомнение существующую гипотезу о древнем (R—V) возрасте уральских гипотетических первоисточников и о промежуточных коллекторах ордовика, силура и девона, что позволяет целенаправленно ориентировать дальнейшие поисковые работы на выявление мезозойских кимберлитовых и мезокайнозойских алмазоносных туффзитовых полей, промышленная алмазоносность которых доказана.

На шести поисковых участках установлено, что алмазоносные туффзиты приурочены к осевым частям отрицательных гравиметрических аномалий, трассирующих, зоны кольцевых глубинных разломов. Подобное распределение рудных объектов и

алмазных туффзитовых месторождений выявлено нами в Красновишерском районе и получило название «Ожерелье» [2, 4].

Распределение кольцевых глубинных разломов закономерно упорядочено в пространстве. В пределах Талицко-Благодатского туффзитового поля они образуют четыре конусовидных тектонических системы, вложенных одна в другую: радиус каждого из кольцевых разломов увеличивается с шагом 1.0—1.5 км,

Центры активизации, приуроченные к осевым частям кольцевых отрицательных гравиметрических аномалий помимо аномально высокой тектонической трещиноватости и флюидопроницаемости являются наиболее долгоживущими (с большим количеством фаз внедрения алмазоносных туффзитов) и, вероятно, точками наибольшего приближения к поверхности апофиз флюидно-магматических колонн, по удалении от эпицентров которых происходит естественное уменьшение содержания алмазов за счет насыщения туффзитов ксеногенной составляющей. Подобное отмечено нами в Красновишерском районе на туффзитовом месторождении Рассольная Южная, где по удалению от дайковых подводных каналов, формирующих грибообразные тела, содержания алмазов по растробу уменьшаются в 3—10 раз уже на первых 20—100 метрах от дайки.

Ряд эндогенных процессов, приводящих к формированию промышленных концентраций алмазов в туффзитах в период активизации ФЭС, выявлен нами при детальном геологическом, петрографическом и геохимическом исследовании алмазоносных объектов.

1. Формирование высоких концентраций алмазов (до 1 карат/м³) за счет эффектов «туффзитового резонанса» — развитие алмазоносных пород за счет флюидизантной переработки алмазоносных туффзитов ранних фаз внедрения («туффзит в туффзите»), с привнесением высокоалмазоносного лавового материала, с аномальной порпоносностью.

2. Возникновение эффектов «природного обогащения» стадиях флюидно-газовых продувок ФЭС (уноса пылеватых фракций, абразионно-галтовочных эффектов с образованием псевдогалек и диспергацией материала), термо-химического выщелачивания силикатной (до 50 %), карбонатной (до 100 %), железистой составляющей и других компонентов при гидротермально-метасоматических преобразованиях (аргиллизации) пирокластического базиса и ксенолитов вмещающих пород.

3. Формирование высоких концентраций алмазов в подошвенных частях силлов и субпластовых телах туффзитов за счет отсадочно-вибрационных эффектов, возникающих в эксплозивно-взрывной системе до момента ее автометасоматической аргиллизации и консолидации, т.е. при нахождении ее в разжиженном состоянии. Подобные явления отсадки алмазов (и концентрации) известны и для силлов кимберлитов.

Алмазоносность туффзитов, в основном, низкая, что вероятно связано с генетической предрасположенностью ФЭС к продуцированию исключительно кривогранных алмазов «уральского типа» (с преобладанием процессов их растворения и окисления) и неизбежным разубоживанием содержания алмазов ксеноген-

ной составляющей в процессе продвижения туффзитов к поверхности.

Распределение алмазов в ксенотуффзитобрекчиях Талицко-Благодатского рудного поля весьма неравномерное (К вариации = 189), хаотичное, гнездовое-струйчатое или шлировое, средние содержания по рудным телам колеблются от 1.5 до 29.75 мг/м³. Всего из туффзитов поля извлечено более 200 алмазов весом от первых мг до 3.5 карат, средней ценой более 300 долларов за карат (максимальной — 1200 долларов за карат). Прогнозные ресурсы алмазов категории P₁—P₂ туффзитового поля весьма значительны.

Исходя из особенностей глубинного и тектонического строения Яйвинской ФЭС, специфики магматизма, характера распределения пирокластитов в Талицко-Благодатском рудном поле и его структуры можно констатировать, что основные закономерности локализации интрузивных пирокластитов и их алмазоносность зависят от следующих факторов:

— приуроченности к трехлучевому сочленению палеорифтов и рифтогенных структур мезокайнозойской рифтогенной активизации, что определяет конфигурацию зон стволовой флюидопроницаемости, форму флюидно-магматических колонн и сетчато-сотовое строение туффзитовых полей;

— регулярности проявления рудовмещающих клавишных систем малоамплитудных рифтогенных разломов СВ-СЗ ориентировки, частоты развития кольцевых глубинных разломов, что повышает вероятность их сопряжения;

— полнопроявленности цикла развития ФЭС, не менее трех или шести фаз внедрения туффзитов для продуктивных объектов, преобладающего их объема в рудном теле;

— площади продуктивных туффзитовых полей — наиболее алмазоносные объекты имеют размеры не менее 2.5Ч1.0 км, 1.5Ч0.7 км;

— агрессивности и эксплозивности флюида, многофазности и продолжительности активизации ФЭС, что определяет вероятность и интенсивность природного флюидного «обогащения» пирокластитов III и VI алмазоносных фаз на стадиях флюидной продувки, термохимического растворения базиса и ксенолитов или природной отсадки алмазов в субпластовых и трубчатых телах;

— петрографического состава пород: преимущественно алмазоносны ксенотуффзиты, ксенотуффзитобрекчии с туфовым, туфолавовым и лавовым базисом с кристаллокластами (псевдоморфозами) щелочно-основных — ультраосновных пород, минералами — спутниками, резорбированным кварцем округлой формы с планарными элементами, текстурами типа «туффзит в туффзите» и др.

Таким образом, при проведении поисково-оценочных работ на площадях развития потенциально алмазоносных ФЭС с аналогичным глубинным строением и структурой туффзитовых полей необходимо учитывать, что наиболее алмазоносными и продуктивными будут ксенотуффзиты, развивающиеся в точках «тройного сочленения» рудоконтролирующих кольцевых глубинных разломов с малоамплитудными опущенными

ми клавишными блоками СВ и СЗ простирания шириной 1.5—2.0 км, осложненными субпараллельной системой клавишных разломов более высоких порядков. Ксенотуффзиты выявленных алмазоносных центров активизации активно эволюционировали в процессе физико-химических преобразований флюидизатно-эксплозивной системы, неоднократно перерабатывались последующими фазами, что привело к концентрации полезного компонента за счет процессов природного флюидизатного обогащения, что уникально по своей природе, и может способствовать, при определенных условиях, образованию суперконцентраций алмазов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рыбальченко А. Я., Колобянин В. Я., Лукьянова Л. И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале. Доклады РАН. 1997. Т. 353. С. 90—93.

2. Рыбальченко А. Я. Геологическая модель алмазоносных флюидизатно-эксплозивных структур Уральского типа. // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 1999. Т. VI. С. 109—111.

3. Рыбальченко Т. М. Характеристика алмазоносных туффзитов Полудова Кряжа. Золото, платина, алмазы республики Коми и сопредельных регионов. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 144—146.

4. Рыбальченко А. Я., Рыбальченко Т. М. Эмбриональный рифтогенез восточной окраины Восточно-Европейской платформы и проблемы алмазоносности. Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. СПб. 2000.

5. Голубева И. И., Махлаев Л. В. Интрузивные пирокластиты севера Урала. Сыктывкар, 1994.

ТИПОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ-СПУТНИКОВ АЛМАЗА ИЗ ТУФФИЗИТОВ ЧИКМАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Т. М. Рыбальченко, Ю. А. Рыбальченко

ЗАО «Пермгеологодобыча», Пермь

Чикманский рудный узел, являющийся составной частью Яйвинского алмазоносного района, расположен в бассейне р. Чикман, левом притоке р. Яйва. В структурно-тектоническом плане рудный узел приурочен к границе структур I порядка — Западно-Уральской внешней зоне складчатости и Центрально-Уральского поднятия и расположен между двумя крупными надвигами — Молмыско-Чикманским и Яйвинско-Кадинским, что определило аномальное тектоническое поле напряжений и повышенную проницаемость по рудопараавтохтонного блока.

В пределах рудного района работами ЗАО «Пермгеологодобыча» выявлено 5 полей развития туффзитов — интрузивно-пирокластических фаций пород кимберлит-лампроитового ряда. Вмещающими породами комплекса являются вулканогенно-терригенные толщи венда и терригенно-карбонатные отложения нижнего-среднего палеозоя. Туффзиты приурочены к тектоническим блокам, испытавшим грабенообразные опускания малой амплитуды.

В шлиховых пробах из туффзитов Чикманского рудного узла установлены следующие минералы-спутники алмаза: гранаты, хромшпинелиды и ильмениты. Степень соответствия их алмазоносному парагенезису оценивалась на основе анализа типохимических особенностей этих минералов. Химический состав минералов исследован в лабораториях Де Бирс, ИГЕМ и ВСЕГЕИ.

Гранаты изученной площади представлены хромовыми пиропами G9 (45.2 %), низкокальциевыми хромовыми пиропами G10 (4.8 %), а также Mg-альмандинами G5 (26.6 %) и Ca-Mg-альмандинами G4 (23.4 %)

[2] (рис. 1). Наибольший интерес представляют пиропы, характеризующиеся повышенным содержанием хрома (1—10.2 % Cr_2O_3) и умеренной кальциевостью (3.8—7.1 % CaO), что свидетельствует об их принадлежности лерцолитовому и отчасти гарцбургитовому

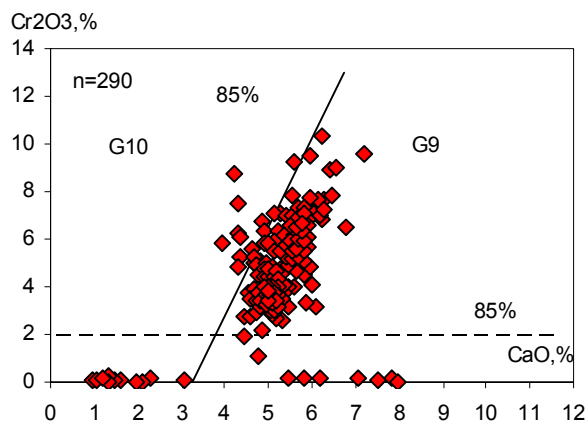


Рис. 1. Соотношение Cr_2O_3 и CaO (мас.%) в гранатах из туффзитов Чикманского рудного узла. Поля по Gurney (1984): G9 — кальциевые хромистые пиропы из истощенной мантии; G10 — низкокальциевые хромистые пиропы из сильно истощенной потенциально алмазоносной мантии

парагенезису по классификации Соболева. Два анализа попадают непосредственно в поле алмазоносного парагенезиса, соответствующего составам пиропов, образующих включения и сростки с алмазами (рис. 2). Пиропы подобного состава весьма характерны для алмазоносных кимберлитов Якутской, Архангельской и Южноафриканской алмазоносных провинций [3]. Повышенная титанистость (0.07—0.24 % TiO_2) некоторых

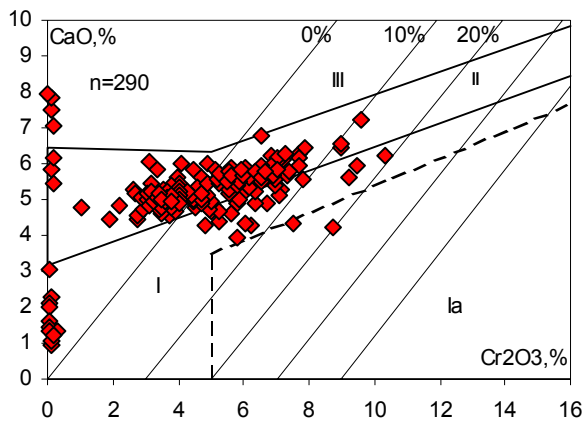


Рис. 2. Соотношение CaO и Cr_2O_3 (мас. %) в гранатах из туффизитов Чикманского рудного узла. Поля по Н.В. Соболеву и др. Магматические ассоциации: I — Дунит-гарцбургитовая; II — Лерцолитовая; III — Верлитовая; Ia — поле гранатов, образующих включения и сростки с алмазами; 10 % — содержание кноррингитовой составляющей

пиропов подчеркивает их сходство с пиропами трубки Аргайл [4].

Присутствие гранатов лерцолитового и гарцбургитового парагенезиса, соответствующих по составу группам G9 и G10, указывает на их происхождение из истощенной и сильно истощенной потенциально алмазоносной мантии. Альмандины, очевидно, характеризуют коровый источник поступления материала и являются ксенокристами туффизитов.

Хромшпинелиды площади характеризуются переменным составом с широкой вариацией содержаний Cr_2O_3 (30—67 %), MgO (0.5—18 %), TiO_2 (0.13—6.2 %) и Al_2O_3 (6.2—35.8 %).

Большая часть (71 %) хромшпинелидов, образующих достаточно компактное поле на диаграммах (рис. 3, 4), соответствует по составу среднехромистым низкотитанистым пикроалюмохромитам (Cr_2O_3 42—52 %, MgO 8—13 %, TiO_2 0.1—1.2 %), широко распространенным в кимберлитовом цементе алмазоносных трубок Якутии, Архангельска и лампроитах Австралии.

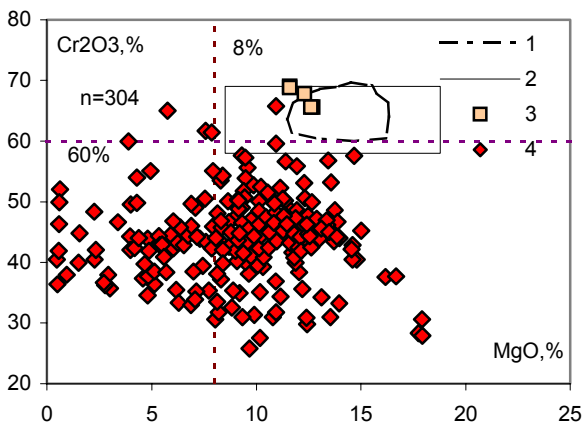


Рис. 3. Соотношение Cr_2O_3 и MgO (мас. %) в хромшпинелидах из туффизитов Чикманского рудного узла.

1 — поле составов хромшпинелидов, включенных в алмазы кимберлитов (Gurney, 1989); 2 — поле составов хромшпинелидов, включенных в алмазы и образующих сростки с алмазами (Fipke et al., 1995); 3 — составы хромшпинелидов, включенных в уральские алмазы (Шеманина, 1978); 4 — составы хромшпинелидов Чикмана

Разности с высоким содержанием MgO и Al_2O_3 аналогичны хромшпинелидам из перидотитовых нодулей кимберлитов [3]. Около 7 % зерен, являющихся высокохромистыми пикрохромитами с содержанием Cr_2O_3 52—62 %, располагается вблизи границы поля составов хромшпинелидов, включенных в алмазы и образующих сростки с алмазами, два зерна попадают внутрь этого поля, оконтуренного Фипке и др. [5] (рис. 3).

На диаграмме Cr_2O_3 - TiO_2 практически все анализы хромшпинелей укладываются в поле алмазоносных кимберлитов Якутии, Архангельска, Центральной и Южной Африки, выделенное Лапиным и др. [3] (рис. 4).

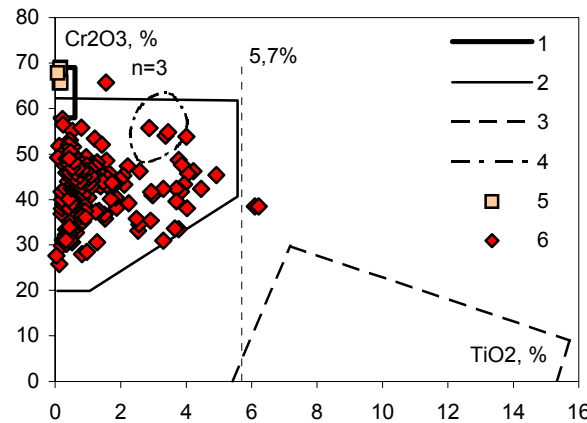


Рис. 4. Соотношение Cr_2O_3 и TiO_2 (мас. %) в хромшпинелидах из туффизитов Чикманского рудного узла.

1 — поле шпинелей, включенных в алмазы и в сростках с алмазами (Fipke et al., 1995); 2 — поле алмазоносных кимберлитов Якутии, Архангельска, Центральной и Южной Африки (Лапин, 2004); 3 — поле пикрит-альнеитовых пород Чадобецкого комплекса (Якутия); 4 — поле лампроитов тр. Аргайл (Австралия) (Лапин, 2004); 5 — составы хромшпинелидов, включенных в уральские алмазы (Шеманина, 1978ф); 6 — составы хромшпинелидов Чикмана

Таким образом, около 78 % хромшпинелидов имеют мантийное происхождение, а два зерна принадлежат «алмазному» полю, что с высокой долей вероятности свидетельствует о потенциальной алмазоносности туффизитов Чикманского рудного узла.

Ильмениты площади демонстрируют высокое постоянство составов, образуя очень компактное поле на диагностических диаграммах (рис. 5, 6). Низкое содержание MgO (0.1—0.85 %) и Cr_2O_3 (0—0.2 %) позволяет классифицировать минерал как ильменит немантийного происхождения.

Соотношение MgO и Cr_2O_3 , постоянное присутствие MnO (0.8—1.8 %), V_2O_5 (0.1—0.57 %), CoO (0.11—0.33 %), ZnO (0.1—0.14 %), Nb_2O_5 (0.01—0.13 %), NiO (0—0.07 %) характеризует его как типичный ильменит толеитов, в поле которого попадают все анализы на диаграмме Коуторна и др. [4] (рис. 6).

Очевидно, ильмениты являются ксеногенными минералами туффизитов, захваченными в процессе эксплозивной деятельности из щелочно-основно-ультраосновных магматитов Благодатского комплекса, тела которых вскрыты в ряде полей рудного узла.

Присутствие зерен граната лерцолитового и гарцбургитового парагенезиса, хромшпинелидов, соответствующих по составу алмазоносным кимберлитам и лампроитам, свидетельствует о поступлении материала

ла из потенциально алмазоносного мантийного источника и высокой вероятности обнаружения алмазоносных разностей туффизитов в пределах Чикманского рудного узла. Промышленная алмазоносность одного из рудных полей — Талицко-Благодатского — доказана работами ЗАО «Пермгеологодобыча».

Ильмениты типохимизм которых указывает на немантийное происхождение, являются ксеногенными минералами туффизитов, захваченными ими из магматитов Благодатского комплекса, и не должны рассматриваться в качестве минералов-спутников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Dawson J. B., Stephens W. E. Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths. *J. Geol.* Vol. 83. 1975. P. 589—607,
2. Gurney, J. J. A correlation between garnets and diamonds. In: Glover, J.E. and Harris, P.G. (eds). *Kimberlite Occurrence and Origin: a basis for conceptual models in exploration.* Geol. Dept and Univ. Ext., Univ. of WA, Publication No. 8. 1984. P. 143—166.
3. Лапин А. В., Толстов А. В., Лисицин Д. В. *Кимберлиты и конвергентные породы.* М. ИМГРЭ. 2004. 226 с.
4. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. *Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии / М.: Мир, 1989. 430 с.*
5. Fipke C. E., Gurney, J. J., and Moore R. O. *Diamond exploration techniques emphasising indicator mineral geochemistry and Canadian examples.* *Geol. Surv. Canada Bul.* 423. 1995. 86 p.

Рис. 5. Соотношение Cr_2O_3 и MgO в ильменитах из туффизитов Чикманского рудного узла.

1 — поле ильменитов алмазоносных кимберлитов Якутии (Лапин, 2004); 2 — поле ильменитов из неалмазоносных и слабоалмазоносных кимберлитов Восточного Прианбарья (Лапин, 2004); 3 — границы средней и высокой магнетиальности; 4 — составы ильменитов Чикмана

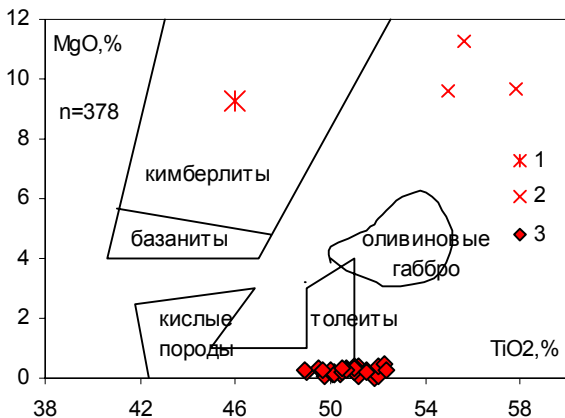


Рис. 6. Соотношение MgO-TiO_2 в ильменитах из туффизитов Чикманского рудного узла. Поля по Коуторну и др. (1978): 1 — состав типичных ильменитов из кимберлитов; 2 — состав ильменитов из сростков с алмазами трубки Мир; 3 — составы ильменитов Чикмана

О ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ В КАРБОНАТНЫХ ПЕЩЕРАХ

В. А. Смирнов

Пермь

Механизм образования пещер в карбонатных породах путём растворения их водой (холодной или термальной), несомненно, широко распространён в природе; известняки и доломиты, бесспорно, активно растворяются водой. Тем не менее, при изучении карста окрестностей г. Кизела мы столкнулись с типом пещер, в которых вода с момента их образования присутствовала лишь местами, в виде фактора, формирующего натёчные образования или в виде редкой капли. К такому выводу нас подтолкнуло изучение залежей глинистого материала в этих пещерах.

Исследуемая территория площадью 10450 км находится в пределах Пермского края, в окрестностях г. Кизела. Нами были исследованы глинистые отложения

из следующих пещер: Усьвинская, Усьва-Угольная, Виашерская, Маринская, Труда, Российская, Геологов-2, Медвежья, Расик.

Особенности залегания глинистых отложений. Изучение характера залегания пещерных глин показывает, что они в подавляющем большинстве случаев сформировались на месте без участия водных потоков. В пользу данного утверждения свидетельствуют следующие факты:

1. Конфигурация поверхности глинистых отложений повторяет в общих чертах форму потолка галерей и гротов. В полостях со сводчатым потолком глина слагает *вытянутые вдоль галерей бугры* высотой до 30—50 см. При поворотах галерей вершины бугров,

сложенных глинистым материалом, не смещаются к одной из стен, что было бы естественно с позиций гидродинамики, а располагаются под наиболее высокими участками сводов, как бы резко галереи не изгибались. В гротах с куполовидным потолком, где поток воды представить трудно, поверхность залежи глины также наследует форму потолка. Эта особенность залегания глинистых отложений прекрасно известна всем спелеологам.

2. В глинах обследованных нами уральских пещер, как правило, отсутствует сортировка материала. Залежи глин при отборе шлиховых проб вскрывались копушами на глубину до 0,5, реже до 1,0 м. Под верхним, более плотным слоем глины мощностью 3—5 см практически везде наблюдалась однородная рыхловатая, совершенно не слипшаяся глина коричневого цвета с мелкими, до первых см, белыми мучнистыми обломками частично разложенных известняков. В трёх пещерах — Геологов-2, Российской и Два Уступа — была отмечена зональность: окраска глины с глубиной изменялась от коричневой, обусловленной окисным железом, до грязно-зелёной, характерной для соединений закисного железа.

3. Отложения глины широко распространены в наклонных галереях, причём без признаков водного переотложения из верхней части галереи в нижнюю.

Стены исследованных пещер не несут следов турбулентности водного потока (фасеток).

Минералогические признаки. В исследованных пещерах отобрано 20 шлиховых проб. Встреченные в тяжёлой фракции глинистых отложений пещер минералы в наиболее общем плане делятся на следующие группы: Металлы: медь. Карбиды: муассанит. Сульфиды: пирит, халькопирит. Оксиды и гидроксиды: анатаз, брукит, гематит, ильменит, корунд, магнетит, рутил, хромшпинель, лимонит (в т. ч. по пириту), лейкоксен. Карбонаты: кальцит, малахит. Фосфаты: апатит, ксенотим, монацит. Силикаты: алмадин, гроссуляр, амфибол, пироксен, кианит, силлиманит, ставролит, сфен, уваровит, оливин, циркон, цоизит, эпидот, турмалин, серпентин, кварц, пумпелиит, слюда бесцветная, хлорит, хлоритоид, хромдиопсид. Отмечены также образования, отнесённые И. И. Чайковским [8] к взрывным минералам: вулканическое стекло, шлак, сферулы (магнитные и металлические шарики). Характерен необычайно высокий (порядка 1 кг/т) выход тяжёлой фракции из глинистого материала (при отсутствии гравийно-галечных прослоев!) и аномально высокая концентрация в ней гидроксидов железа.

Структурно-текстурные признаки. Важной петрографической особенностью пещерных глин, не допускающей возможности их водного отложения, является брекчиевая текстура, наглядно проявленная в полированных образцах (в прозрачных шлифах она зачастую не столь заметна). Исследованные нами глины являются не тонкозернистыми, отсортированными осадочными породами, а продуктами аргиллизации более крупнообломочных пород. Брекчиевая текстура не позволяет считать их и элювием карбонатных пород.

Первично грубозернистая текстура характерна для глинистых отложений подавляющего большинства ис-

следованных пещер. Общим признаком является наличие остроугольных обломков *глинистого* материала, сцементированных также *глиной* — подобное сочетание не может возникнуть в результате переотложения глинистого материала. Проведившееся нами изучение прозрачных шлифов и полированных образцов, изготовленных из материала глинистых отложений пещер, показывает широкое распространение псевдоморфоз глинистых минералов по обломкам высокожелезистых горных пород, имеющих явно не карбонатный состав, и по различным минеральным индивидам, нередко имеющим в плоскости шлифа гексагональное сечение.

Информацию о составе глинистых минералов уральских пещер приводит Ю. С. Ляхницкий, изучавший Капову пещеру (Башкортостан): «...глинистые отложения, развитые в разных частях пещеры, имеют, в основном, *хлорит-монтмориллонитовый* состав» [5], и А. Вахрушев и др. по пещере Мраморная (северный склон Чатырдага, Крым): «Глинистая фракция имеет, в основном, *монтмориллонитовый* состав с примесью в отдельных пробах каолинита, *хлорита*, *гидрослюды* и карбонатного материала» [2]. Обстоятельная сводка о преобладании в глинистых отложениях крымских пещер иллит-монтмориллонита приводится в работе В. Н. Дублянского [3, стр.108]. Состав пещерных глин говорит сам за себя: по Л.Берри, «...монтмориллонит чаще всего образуется при изменении горизонтов вулканического пепла» [1, стр. 457].

Анализ признаков. Приведённые нами факты — отсутствие следов водного растворения стен пещер (фасеток), повторение поверхностью залежи глины формы потолка галереи вне зависимости от её изгибов, — свидетельствуют о том, что в галерее или гроте никогда не было воды, т.е. глина не является продуктом водного отложения. Может ли она являться элювием известняков?

Если залежь глины характеризуется следующими особенностями: представляют собой изначально относительно грубозернистую породу, без признаков слоистости, подвергнутую впоследствии глинизации; характеризуется аномально высоким выходом тяжёлой фракции при отсутствии гравийных горизонтов; состоит, хотя бы частично, из монтмориллонита (имеет туфогенную природу); характеризуется пёстрым минералогическим составом, свойственным, если придерживаться точки зрения И. И. Чайковского [8], интрузивным пирокластитам, и содержит минералы группы серпентина, — то залежи пещерных глин не являются ни элювием известняков, ни продуктами переотложения залегающих выше карбонатной пачки терригенных пород.

Если состав глинистых отложений близок к составу интрузивных пирокластитов (туффизитов), то почему бы ни предположить, что и механизм образования их аналогичен механизму образования туффизитов? Именно осаждением обломочного материала из флюидизатной (твёрдо-газовой) смеси можно объяснить столь широко распространённую форму залегания поверхности глинистых отложений — в виде бугра, наследующего форму кровли галереи. В случае осажде-

ния пирокластики из пылевого облака такое залегание, как и некоторое увеличение мощности глинистых отложений в нижних частях наклонных галерей, выглядит естественным.

По минералогическому, петрографическому и геохимическому составу глинистые отложения пещер различных регионов весьма схожи.

Каким образом туффзиты могли целенаправленно попадать в пещерные полости различных пещер в различных регионах планеты? Нам представляется, в единственно возможном случае — если туффзиты в момент своего образования сами создали эти полости. Надо лишь попытаться рассмотреть данные о составе и залегании глинистых отложений под иным углом — оценить возможность их магматогенного (точнее, эксплозивно-инъекционного) происхождения.

Гипотетический механизм формирования полостей в карбонатных породах под действием внедряющегося расплава основного-ультраосновного состава сводится к термическому разложению карбоната кальция вмещающих известняков с выделением огромной массы раскалённых газов — из тонны известняка образуется 440 кг углекислого газа, под действием которого внедряющаяся магма неминуемо должна вскипеть, преобразуясь во флюидизатную смесь. Температура разложения кальцита, по П. И. Лучицкому, — 825—912 °С [4], температура плавления базальта — 1150—1200 °С, а кимберлитовая магма имеет температуру 1200—1550 °С. Полости при этом, как представляется, должны образовываться в результате воздействия раскалённых газов с частичным выносом продуктов реакции на поверхность, т.е. речь идёт о вулканизме.

Анализ условий формирования туффзитов позволил автору выдвинуть гипотезу [7], согласно которой любая магма, имеющая температуру выше девяностотысячи градусов, контактируя с известняками в близповерхностных условиях, должна вызывать термическую диссоциацию карбоната кальция, сопровождающуюся выделением огромных объёмов углекислоты, и формировать в известняках полости сложной конфигурации, заполненные породами флюидизатного генезиса. После прекращения выделения углекислоты застывшие обломки расплывлённой лавы и карбонат-

ных пород оседают на дно выработанных в карбонатах камер, занимая большую часть их объёма; в верхних частях камер образуются полости, которые принято называть карстовыми пещерами. Экзогенными процессами продукты реакции (туффзиты) превращаются в обогащённую железом глину.

Перечисленные минералогические и морфологические данные позволяют утверждать, что глины в изученных нами уральских пещерах, большей частью не испытывавших подтопления, являются корами выветривания эксплозивно-инъекционных образований (в отдельных случаях переотложенных).

Вместе с тем выдвинутая гипотеза формирования полостей в карбонатных породах под влиянием магматических процессов ни в коей мере не ставит под сомнение классическую теорию развития карста под действием слабых растворов угольной кислоты, разработанную Г. А. Максимовичем [6]. Речь идёт лишь о создании первичных каналов (объём которых может варьировать от узких щелевидных галерей до крупных гротов и пещер), которые впоследствии, чаще всего, становятся путями миграции подземных вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берри Л., Мейсон Б., Дитрих Р. Минералогия. М.: Мир, 1987.
2. Вахрушев Б. А., Амеличев Г. Н., Семёнова Е. Н. Мраморная пещера // Пещеры. Межвузовский сб. научных трудов. Пермь: Пермский ун-т, 1999. С. 44
3. Дублянский В. Н., Ломаев А. А. Карстовые пещеры Украины. Киев: Наукова думка, 1980.
4. Лучицкий В. И. Петрография. М.: Гос. издательство геологической литературы министерства геологии СССР, т. 1. 1947.
5. Ляхницкий Ю. С., Чуйко М. А. Комплексные исследования Каповой пещеры // Пещеры. Межвузовский сб. научных трудов. Пермь: Пермский ун-т, 1999. С. 33.
6. Максимович Г. А. Основы карстоведения. Пермь: Пермский ун-т, 1963.
7. Смирнов В. А., Разумова Н. П. О взаимодействии магмы с карбонатными породами // Пещеры. Межвузовский сб. научных трудов. Пермь: Пермский ун-т, 2004.
8. Чайковский И. И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Пермский ун-т, 2001.

КОРРЕЛЯЦИЯ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИИ АЛМАЗА С СОСТАВОМ ВМЕЩАЮЩИХ КИМБЕРЛИТОВ

В. С. Шкодинский

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

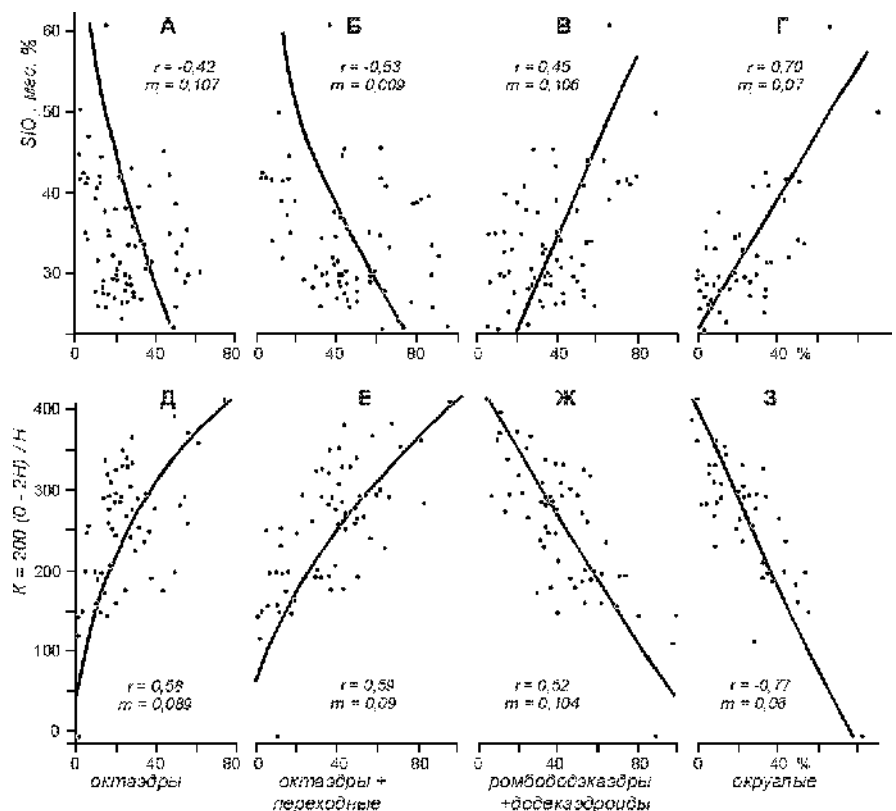
Продолжены исследования [4] по выяснению влияния состава кимберлитов на кристалломорфологию содержащихся в них алмазов. Анализ опубликованных данных по 57 отечественным и зарубежным трубкам показал, что содержание октаэдров (рисунок, а) и сумма октаэдров и переходных разностей (рисунок, б) отчетливо уменьшаются, а сумма ромбододекаэдров и додекаэдров (рисунок, в) и количество округлых додекаэдров (рисунок, г) увеличиваются с ростом среднего содержания кремнекислоты в кимберлитовых трубках. Увеличение кремнекислотности расплавов приводит к резкому возрастанию их вязкости, поэтому можно предполагать ведущее влияние последней на кристалломорфологию формировавшихся в расплавах алмазов.

Суммарное влияние состава на вязкость отражает структурный параметр расплавов $K = 200(O-2H)H^{-1}$, в котором O — число грамм-ионов кислорода Ч10^3 , H — число грамм-ионов сеткообразователей Ч10^3 [3]. К сожалению, в большинстве химических анализов кимберлитов и лампроитов отсутствуют определения содержания воды и углекислоты, поэтому эти химические компоненты не учитывались при вычислении величин структурного параметра. Величина этого параметра гораздо лучше коррелируется с содержанием различных форм кристаллов алмаза, чем количество кремнекислоты, так как величина коэффициента корреляции с содержанием октаэдров составляет для структурного параметра 0.58, а для кремнекислоты — 0.42 (рисунок, д, а). Для суммы октаэдров и переходных разностей эти величины соответственно равны 0.59 и -0.53 (рисунок, е, б), для суммы ромбододекаэдров и додекаэдров — -0.52 и 0.45 (рисунок, ж, в), для округлых кристаллов — -0.77 и 0.70 (рисунок з, г).

Из установленного существования корреляции кристалломорфологии алмаза с кремнекислотностью кимберлитов и с величиной структурного параметра, отражающего вязкость их исходных расплавов, следует, что этот

минерал имеет магматическое происхождение. Увеличение вязкости уменьшало скорость диффузии углерода к образующимся алмазам и приводило к пересыщению расплавов углеродом [4]. В наименее вязких мало пересыщенных расплавах атомы углерода присоединялись в основном к ступеням роста слоев, так как здесь выходило наибольшее число свободных валентных связей. Путем тангенциального послышного роста формировались острослоевые плоскогранные октаэдры. В более вязких расплавах уменьшение коэффициента диффузии снижало скорость роста слоев, а возрастание степени пересыщения углеродом увеличивало скорость их зарождения. Поэтому слои, особенно в крупных кристаллах, не успевали дорастать до ребер и вершин, что приводило к притуплению последних и к появлению около них штриховки (следов выходов слоев роста).

В еще более вязких расплавах степень недорастания слоев была выше. Это обусловило образование на месте ребер октаэдра ламинарных псевдограней (граней торможения) додекаэдров [1]. Высокие пересыщения углеродом и скорости образования зародков



Зависимость содержания различных морфологических типов кристаллов алмаза от среднего содержания кремнекислоты в кимберлитовых трубках (А—Г) и от величины структурного параметра их расплавов (Д—Ж). r и m_r — соответственно коэффициент корреляции и ошибка этого коэффициента

дышей слоев роста явились причиной полицентрического формирования многих кристаллов. При дальнейшем увеличении пересыщения углеродом тангенциальный послойный рост сменялся нормальным радиальным (иногда мозаично-блочным или фибриллярным) с образованием кубов и скелетных кристаллов (вследствие более свободного подтока атомов углерода к вершинам и граням), а также поликристаллических агрегатов. Формирование октаэдров при пониженной вязкости расплавов подтверждается кристаллизацией их в экспериментах [5] в не содержащих кремнекислоту и поэтому очень маловязких сульфидных расплавах.

Округлая форма внутренних зон роста в некоторых округлых кристаллах, преобладание эколитоного парагенезиса минералов во включениях в них в отличие от преимущественно перидотитового парагенезиса в плоскогранных октаэдрах [4], сохранение на гранях некоторых округлых алмазов металлических пленок, с участием которых видимо происходил рост кристаллов [2], свидетельствуют, что большинство округлых алмазов являются формами роста. В архангельских кимберлитах и во многих россыпях округлые алмазы в среднем крупнее плоскогранных октаэдров, что подтверждает образование их в процессе роста, так как в экспериментах по формированию округлых алмазов путем растворения они теряли более половины исходного веса. В тоже время характер зональности в неко-

торых округлых кристаллах свидетельствует о формировании их и путем растворения.

Образование округлых алмазов может быть связано с кристаллизацией их во фракционирующих магмах. Увеличение содержания кремнекислоты в расплавах и их вязкости в процессе фракционирования приводило к уменьшению скорости диффузионного подтока углерода к растущим кристаллам, к формированию все меньших по площади слоев роста и к возникновению выпуклых граней. Отсутствие округлых алмазов в мантийных ксенолитах подтверждает их магматическое происхождение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бартошинский З. В., Квасница В. Н. Кристалломорфология алмазов из кимберлитов. Киев: Наукова думка, 1991. 172 с.
2. Макеев А. Б., Филиппов И. Н. Пленки и частицы самородных металлов на природных кристаллах алмазов и карбонадо // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. СПб.: изд. ВСЕГЕИ, 2004. С. 207—210.
3. Персиков Э. С. Вязкость магматических расплавов. М: Наука, 1984. 160 с.
4. Шкодзинский В. С. Влияние вязкости расплавов на кристалломорфологию алмаза // Записки ВМО. 2005. Ч. CXXXIV. № 5. С. 51—56.
5. Bobrov A., Litvin Y., Butvina V. Diamond synthesis in sulfide medium at 6 – 8 Gpa: application to natural data // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

МНОГОЧАСТОТНАЯ РАДИОЛОКАЦИОННАЯ СЪЕМКА ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ

В. В. Биттер¹, Э. А. Востров¹, Т. Э. Кострова², В. Ю. Манаков¹,
В. А. Плющев¹, В. А. Старостин²

¹ ОАО Концерн «Вега», Москва

² НПК «Алмазком», Сыктывкар

Современное состояние технических средств метода дистанционного зондирования в радиоволновом диапазоне

Радиолокационные системы бокового обзора (РЛСБО) в последние 25 лет широко применяются для решения различных задач, связанных с оперативным получением информации о земной поверхности. Количество созданных в России и за ее пределами систем и разнообразие их технических характеристик достаточно большое и их возможности освещены в специальной литературе.

Характерными особенностями РЛСБО является одноразовость обзора и приема большого количества импульсов, отраженных элементами земной поверхности при их облучении в радиодиапазоне волн. Время наблюдения элемента земной поверхности t при боковом обзоре определяется выражением $t = Ro/YW$, где Ro — наклонная дальность до элемента; Y — ширина диаграммы направленности в горизонтальной плоскости; W — путевая скорость самолета.

Возможность накопления большого числа отраженных импульсов позволяет повысить дальность наблюдений земной поверхности за счет уменьшения коэффициента различимости сигнала в шумах.

Зоны обзора РЛСБО представляет собой полосы, параллельные проекции вектора путевой скорости полета самолета на земную поверхность. Удаление ближайших границ полос обзора обычно равно высоте полета и определяется в основном допустимым ухудшением разрешающей способности по дальности непосредственно под самолетом, а также допустимой неравноконтрастностью радиолокационного изображения, возникающей в ближней зоне. Дальность действия определяется потенциалом РЛСБО. Такое построение изображения обеспечивает возможность получения пространственно неискаженного изображения, формируемого в прямоугольной системе координат X и Y , где X — направление линии пути, Y — наклонная или горизонтальная дальность.

Индикаторные устройства РЛСБО ввиду одноразовости обзора должны иметь большую память. приме-

няются три способа отображения информации: оперативная индикация для непосредственного наблюдения на борту самолета, система индикации изображения с фиксацией на фотопленку и на магнитную ленту в цифровом виде. Запись информации в том или ином виде обуславливает особенности дальнейшей обработки информации.

Многочастотная радиолокационная система «ИМАРК» в Российской Федерации с самого начала использовалась при получении подповерхностной информации по площади исследуемых объектов. Подповерхностная геологическая информация непосредственно по площади пока что не может быть получена традиционными геолого-геофизическими методами.

Получение информации в четырех диапазонах радиоволн (4, 23, 68 и 250 см), достаточно хорошее разрешение на местности, конформная с фюзеляжем самолета установка антенн, стабильная работа системы положительно характеризует ее.

Выполнение летно-съёмочных работ в различных ландшафтных и геологических условиях, детальное дешифрирование полученных материалов и заверочные работы по результатам интерпретации позволили оценить информацию, полученную в сантиметровом, дециметровом и метровом диапазонах радиоволн, впервые определить величину проникновения радиоволн метрового диапазона и наметить направления дальнейшего использования этой аппаратуры.

Преимущества многочастотной радиолокационной съемки по сравнению с другими методами

1. Радиолокационная съемка — наиболее оперативный, практически независимый от погодных условий и времени суток метод получения информации, используемый для решения широкого круга задач: геологического картирования и поисков полезных ископаемых, гидрогеологических исследований и поисков месторождений пресных и минерализованных вод, инженерно-геологических, геоэкологических и др.

2. Многочастотная радиолокационная съемка (в сантиметровом, дециметровом и метровом диапазонах, с разной поляризацией радиоволн) позволяет одновременно получать на одну и ту же территорию информацию разных глубинных уровней: от уровня земной поверхности, растительного покрова (сантиметровый диапазон) до трех подповерхностных уровней, различающихся по характеру информации в зависимости от глубины проникновения и отражения радиоволн (два дециметровых диапазона и метровый диапазон).

Низкие углы визирования радиоволн при боковом обзоре позволяют фиксировать малейшие неровности облучаемой поверхности, что в интегрированном виде отражается на формировании плотностных характеристик радиолокационного изображения. Другим важным фактором, влияющим на плотность тона изображения, является влажность, существенно изменяющая интенсивность отражения радиоволн.

Поляризация радиоволн и деполяризующие свойства поверхности отражения также влияют на характер радиолокационного изображения.

3. Большое преимущество метод многочастотной радиолокационной съемки имеет в районах с густым растительным покровом и покровом рыхлых отложений, затрудняющим получение геологической информации по материалам съемки в видимом диапазоне.

Геологическое и ландшафтное строение северо-запада Русской платформы определяет выбор и применение различных геолого-геофизических методов для изучения геологического строения и поисков полезных ископаемых, в частности, алмазоносных структур. Эта территория характеризуется залесенностью, заболоченностью, что ограничивает возможности традиционных геологических методов. Многочастотная радиолокационная съемка учитывает как ландшафтные так и геофизические особенности территории и в этом отношении является уникальным методом.

4. В методическом отношении полезной является информация, которая получается на основе совместного сравнительного анализа данных разных частотных диапазонов. Эта информация имеет во многом уникальный характер, так как взаимодействие радиоволн разного диапазона (проникновение, поглощение, рассеяние и отражение) с земной поверхностью, растительным покровом и подповерхностными объектами различны для каждого диапазона.

Совместный анализ изображений разных диапазонов в цифровой записи в комплексе с геологическими данными, данными об электрофизических свойствах пород позволяет использовать компьютерную технологию для решения конкретных практических задач геологического картографирования, прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых.

Поиски структур, связанных с кимберлитовым магматизмом. Материалы многочастотной радиолокационной съемки представляют существенный интерес для локализации поисков полезных ископаемых, в частности, кимберлитовых структур, в том числе, перекрытых рыхлыми отложениями мощностью несколько десятков метров и не выраженных на земной поверхности и на изображениях сантиметрового диапазона.

В метровом диапазоне радиоволн подповерхностное изображение кимберлитовых структур связано с их тектонической активизацией по разломам в период образования покровных отложений, что привело к созданию зон повышенной трещиноватости и влагопроницаемости в отложениях, перекрывающих кимберлитовые трубки. Это влияло через особенности гидрогеологического и гидрогазогеохимического режима как на элементы ландшафта земной поверхности, так и подповерхностные изменения горных пород. Проникновение радиоволн в метровом диапазоне до определенной глубины, обусловленное физическими свойствами пород, уровнем грунтовых вод, позволяет выявить локальные участки, соответствующие вышеприведенным критериям, указывающим на связь подповерхностных структур с поверхностными формами рельефа.

Получение подповерхностной структурно-тектонической информации на определенной площади позволяет непосредственно наблюдать и выявлять границы кимберлитовых структур, их взаимоотношения с вмещающими породами и соседними тектоническими блоками.

Эта информация используется при построении региональной структурно-тектонической основы с выделением локальных структур, связанных с кимберлитовым магматизмом.

В Зимнебережном районе Архангельской области проведены заверочные работы по результатам многочастотной радиолокационной съемки на участке трубки «Пионерская».

В результате работ получена важная информация о подповерхностном геологическом строении данной кимберлитовой структуры, а также выделены новые структуры, перспективные на алмазонасность.

Совместный анализ материалов многочастотной радиолокационной съемки, наземного радиолокационного зондирования, геолого-геофизических данных представляет эффективную методику обнаружения и исследования структурных аномалий трубчатого типа в условиях залесенной, заболоченной и закрытой территории северо-запада Русской плиты.

Исходя из опыта работ на территории Архангельской области, многочастотная радиолокационная съемка должна занимать в технологии исследований перспективных на алмазонасность площадей важное место в комплексе методов дистанционного зондирования, как опережающий метод обеспечения региональных исследований, по результатам которого будут корректироваться дальнейшие поисковые работы на участках лицензирования.

В настоящее время проведена многочастотная РЛ-съемка в районе алмазонасной трубки им. В. П. Гриба и прилегающей территории. Материалы обрабатываются.

Средний Тимман. Регион сочленения Тиманского кряжа и сопредельных с ним территорий в Русской и Тимано-Печерской плит на основании геолого-геофизических особенностей:

Литолого-стратиграфических, магматических, минералогических, гравитационного и магнитного полей является благоприятным и перспективным на поиски различных полезных ископаемых.

Проведенная многочастотная радиолокационная съемка этой территории позволит провести предварительную оценку информации. На примере Средненской площади отмечается различная геологическая информация на материалах разных диапазонов, начиная от поверхности до определенного уровня подповерхностной информации со «снятием» растительного покрова. Это прежде всего структурно — тектонические элементы геологического строения (разломы, зоны повышенной трещеноватости, карстовые карманы, структуры центрального типа и др.), позволяющие оценить блоковые строения региона и связать его с поисками россыпных и коренных месторождений алмазов.

ЛИТЕРАТУРА

В. А. Старостин, В. Л. Щербаков. Многочастотная радиолокационная съемка — новый эффективный метод исследования природных ресурсов // Отечественная геология Т. 3. 2004. С. 44—51.

Благородные металлы

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАТИНОВЫХ, РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ И ДРУГИХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ПОРОДАХ КОКПЕКТИНСКОГО ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ПО ДАННЫМ ICP-MS МЕТОДА

П. А. Балыкин, Ф. П. Леснов, С. В. Палесский, И. В. Николаева, О. А. Козьменко

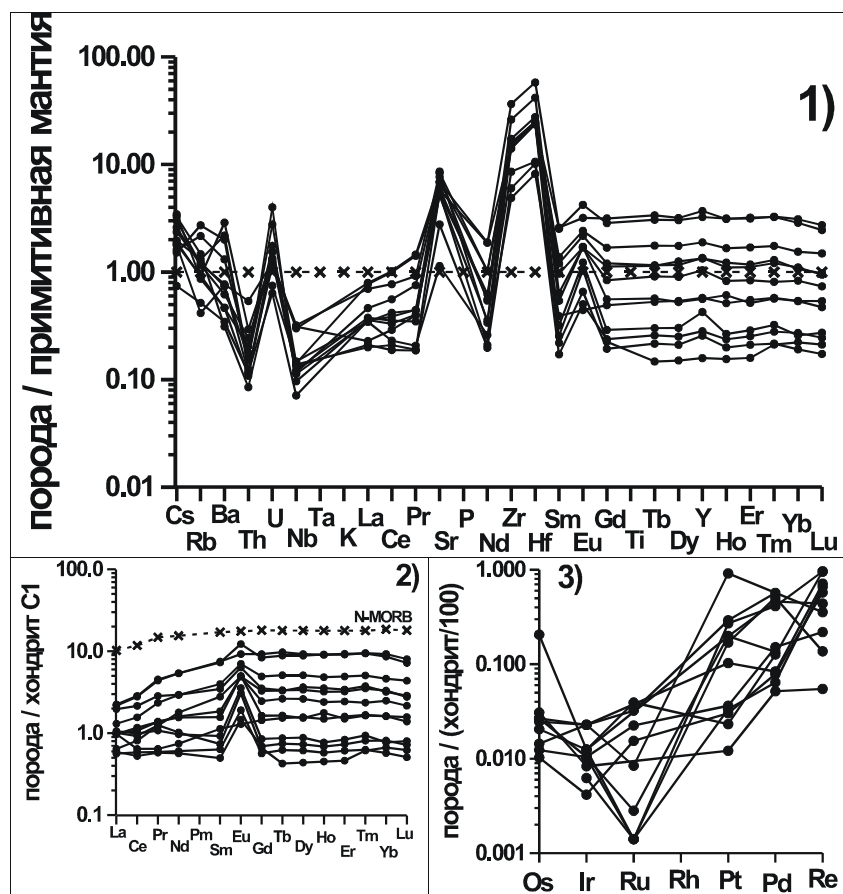
Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

С применением метода ICP-MS (из растворов) получены первые данные о содержаниях платиновых элементов (ЭПГ), а также новые данные о содержаниях редкоземельных (РЗЭ) и других элементов-примесей в породах Кокпектинского дунит-троктолит-габбрового массива, входящего в состав кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (таблица). Характеристика геологической позиции, внутренней структуры, состава и условий образования массива приведены в ряде работ [1, 2 и др.]. В породах массива выявлены различного размера ксенолиты дунитов и перидотитов, слагающих Кемпирсайский ультрамафитовый массив, что является свидетельством одновременности их

формирования. Геохимические особенности пород Кокпектинского массива изучены недостаточно [2, 3], а данные о содержаниях в них примеси ЭПГ ранее полностью отсутствовали.

Породы Кокпектинского массива по сравнению с примитивной мантией характеризуются более высокими содержаниями Zr, Hf, Sr, U, реже Ba и Cs и пониженными — Th, Nb и РЗЭ (рисунок, 1). Им свойственны повышенные значения параметра Sr/Rb (65—612) и достаточно стабильные значения отношения Zr/Hf (21,5—29,3). Суммарные содержания РЗЭ в породах массива варьируют в интервале 1,7—15,5 г/т и они обеднены ими по сравнению с базальтами N-MORB.

Они характеризуются незначительным фракционированием элементов при относительной обедненности легкими элементами. В большинстве образцов значения параметра $(La/Yb)_n < 1$, причем почти все они обнаруживают избыток Eu (рисунок, 2). Суммарные содержания ЭПГ в породах массива колеблются в интервале 0,62—18,7 мг/т. При этом наблюдается значительное их фракционирование: хондрит-нормированные содержания элементов существенно возрастают от тугоплавких Os и Ir к менее тугоплавким Pt и Pd (рисунок, 3). Породам массива свойственны высокие значения параметра Pd/Ir, причем в большинстве из них значения параметра Pd/Pt > 1. Полученные новые данные позволяют предполагать, что мантийный источник расплавов для пород Кокпектинского массива был предварительно деплетирован в отношении РЗЭ. Полученные новые данные будут способствовать дальнейшей более детальной геохимической типизации пород из офиолитовых ассоциаций Урала.



Диаграммы распределения элементов-примесей в породах Кокпектинского массива (по данным таблицы). 1 — спектры распределения элементов-примесей, нормированных на их содержания в примитивной мантии, по [4]. 2 — спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных на их содержания в хондрите, по [5]. 3 — спектры распределения элементов платиновой группы, нормированных на их содержания в хондрите, по [6]

ЛИТЕРАТУРА

1. Балыкин П. А., Кривенко А. П., Конников Э. Г., Леснов Ф. П. и др. Петрология постгартсбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолито-

Содержание элементов-примесей в породах Кокпектинского дунит-троктолит-габбрового массива, г/т

Элементы	Номера образцов пород											
	Л-53	Л-54	4445	5605	5518	5508	5517	5468	5603	4499	5579	5602
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
La	0.24	0.14	0.32	0.48	0.26	0.25	0.24	0.55	0.24	0.14	0.16	0.53
Ce	0.41	0.33	0.99	1.37	0.63	0.59	0.74	1.81	0.68	0.37	0.52	1.78
Pr	0.057	0.051	0.21	0.25	0.096	0.11	0.12	0.40	0.12	0.052	0.11	0.39
Nd	0.35	0.27	1.39	1.39	0.46	0.48	0.76	2.6	0.74	0.28	0.85	2.5
Sm	0.17	0.076	0.61	0.53	0.14	0.11	0.28	1.15	0.24	0.098	0.43	1.12
Eu	0.075	0.085	0.41	0.37	0.21	0.18	0.28	0.54	0.29	0.11	0.28	0.71
Gd	0.29	0.14	1.01	0.72	0.17	0.13	0.50	1.88	0.33	0.12	0.67	1.70
Tb	0.057	0.028	0.19	0.13	0.033	0.016	0.098	0.36	0.061	0.023	0.12	0.33
Dy	0.40	0.19	1.29	0.86	0.22	0.11	0.67	2.3	0.39	0.16	0.93	2.2
Ho	0.084	0.039	0.27	0.18	0.044	0.025	0.14	0.51	0.10	0.033	0.20	0.52
Er	0.26	0.12	0.81	0.53	0.14	0.076	0.40	1.54	0.25	0.10	0.57	1.51
Tm	0.043	0.021	0.13	0.090	0.024	0.016	0.060	0.24	0.042	0.016	0.096	0.24
Yb	0.27	0.13	0.76	0.55	0.13	0.11	0.41	1.42	0.26	0.094	0.53	1.53
Lu	0.040	0.018	0.11	0.070	0.020	0.016	0.055	0.18	0.035	0.013	0.073	0.20
Сумма	2.75	1.65	8.51	7.52	2.57	2.22	4.76	15.50	3.79	1.60	5.53	15.35
(La/Yb) _n	0.60	0.73	0.28	0.9	1.38	1.52	0.39	0.26	0.62	0.98	0.20	0.23
(Eu/Eu*) _n	1.01	2.45	1.57	1.80	4.02	4.42	2.28	11.1	3.13	3.18	1.62	1.57
Rb	0.33	0.58	0.59	0.75	0.78	0.83	0.93	0.74	0.26	0.55	1.73	1.38
Sr	24	59	145	176	182	109	127	145	162	115	113	122
Y	2.6	1.28	8.6	6.2	1.94	0.72	4.7	16.8	2.6	1.16	6.1	14.8
Zr	55	68	171	194	179	96	293	409	159	173	172	158
Nb	0.080	0.095	0.083	0.23	0.087	0.069	0.11	0.21	0.051	0.099	0.22	0.10
Cs	0.053	0.14	0.13	0.21	0.17	0.14	0.23	0.18	0.13	0.24	0.11	0.11
Ba	2.4	20	3.3	5.4	5.1	15.3	2.2	4.3	5.3	3.2	14.0	9.2
Hf	2.530	3.1	7.5	8.5	7.7	3.3	12.9	17.9	7.4	7.4	7.8	7.3
Th	0.010	0.025	0.009	0.046	0.014	0.013	0.007	0.021	0.010	0.017	0.011	0.015
U	0.032	0.028	0.027	0.026	0.037	0.084	0.016	0.026	0.013	0.032	0.024	0.058
Sr/Ba	9.97	2.90	44.51	32.72	35.28	7.16	58.11	33.43	30.71	35.37	8.05	13.31
Sr/Rb	73.17	101.3	248.1	233.7	232.3	131.5	135.7	196.7	612.1	209.1	65.09	88.85
Zr/Hf	21.65	21.51	22.95	22.74	23.17	29.30	22.69	22.85	21.52	23.27	22.10	21.58
Zr/Y	20.91	52.59	19.93	31.48	92.33	133.4	61.79	24.31	62.31	148.7	28.24	10.67
Ta/Nb	2.35	1.55	0.86	0.34	0.53	3.38	0.44	0.34	1.34	0.46	0.33	0.57
U/Th	3.32	1.12	2.98	0.56	2.70	6.48	2.17	1.26	1.34	1.86	2.23	3.86
Os, мг/т	н.о.	н.о.	н.о.	0.13	0.1	1.00	0.07	0.13	0.06	0.15	0.12	0.05
Ir, мг/т	0.05	0.06	0.03	0.11	0.06	0.06	0.11	0.05	0.05	0.04	0.11	0.02
Ru, мг/т	0.16	0.28	0.01	0.23	0.01	н.о.	н.о.	0.01	0.02	н.о.	0.06	0.11
Pt, мг/т	0.36	0.23	0.33	2.89	2.68	1.96	1.02	1.68	1.97	0.12	9.06	0.3
Pd, мг/т	0.85	0.71	0.36	3.19	2.31	2.58	0.47	2.84	0.76	0.29	9.18	0.44
∑ ЭПГ	1.42	1.28	0.73	6.55	5.16	5.60	1.67	4.71	2.86	0.60	18.53	0.92
Re, мг/т	0.08	0.35	0.24	0.89	0.35	0.16	0.26	0.05	0.38	0.02	0.13	0.21
Pd/Pt	2.36	3.09	1.09	1.10	0.86	1.32	0.46	1.69	0.39	2.42	1.01	1.47
Pd/Ir	17.00	11.83	12.00	29.00	38.50	43.00	4.27	56.80	15.20	7.25	83.46	22.00

Примечание. 1, 2 — верлиты; 3—8 — оливиновые габбро; 9 — лейкотроктолит; 10 — анортзит; 11 — габбро, частично сосюритизированное и актинолитизированное; 12 — габбро с клинопироксеном, интенсивно замещенным актинолитом. Анализы выполнены в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН методом ICP-MS (из растворов) на масс-спектрометре модели «Element» фирмы «Finnigan» (Германия). Аналитики И. В. Николаева, О. А. Козьменко, С. В. Палесский.

вой ассоциации (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 160 с.

2. Балыкин П. А., Лавренчук А. В., Леснов Ф. П., Петрова Т. Е. Условия формирования и особенности состава Кокпектинского дунит-троктолит-габбрового массива кемпирской офиолитовой ассоциации Южного Урала // Литосфера (в печати).

3. Ферштатер Г. Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С.195—218.

4. Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins (Ed. A.D. Saunders, M.J. Norry). Geol. Soci. Spec. Public. 1989. N 42. P. 313—345.

5. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199—1212.

6. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. Vol.53. P.197—214.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО ПРОЦЕССА ХЛОРИРОВАНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ (В АСПЕКТЕ МАГМАТОГЕННЫХ РУДОБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ)

В. И. Белеванцев², С. М. Жмодик¹, Н. А. Росляков¹

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

² Институт неорганической химии СО РАН, Новосибирск

1. Постановка задачи. В обсуждениях условий формирования магматогенных рудных месторождений большое внимание обращают на роль летучих компонентов и продуктов их термической диссоциации, которые при высоких P и T вступают в реакции с металлами, переводя их в состав подвижных форм. Возникающие соединения легко удерживаются эманациями, способными осуществлять перенос металлов, что, в полной мере, может быть отнесено к Au и PGE. Перенос Au в составе высоко температурной газовой фазы низкого давления с достаточно высоким химпотенциалом и буферностью по Cl_2 рассматривают как ключ к его мобилизации [6], однако публикации по этому вопросу весьма ограничены. Действительно, процесс хлорирования в природных условиях вполне возможен при наличии во флюидной фазе свободного хлора, количество которого, к примеру, в газах вулкана Augustine, Аляска) оценивается на уровне $Cl_2 = 3.0 \cdot 10^{-10}$ и $Cl = 4.3 \cdot 10^{-8}$ моль/л [7], тогда как основная масса галогенов в вулканических и магматических газах представлена преимущественно их водородными соединениями типа HCl и HF. Полагают, что главными мигрантами Au и PGE служат их простые и комплексные соединения с галогенид-ионами. Учитывая изложенное, авторами было проведено экспериментальное и термодинамическое моделирование газового транспорта благородных металлов в системах, содержащих источники свободного хлора при различных температурах и давлениях.

2. Методика экспериментальных и термодинамических исследований. Тонкие пластинки золота (99,99 % Au) и иридия (99,9 % Ir), меченные радионуклидами ^{198}Au и ^{192}Ir , помещали в кварцевую лодочку, установленную в центральной части реактора (кварцевая трубка, $L=300$ мм, $L_{нагревателя}=195$ мм), вместе с порошком NaCl. Через реактор пропускали 3 дм³ в час газа Cl_2 . Температуру (T) в центральной части зоны нагрева поддерживали достаточно стабильной в пределах 900—950 °C. Кривая изменения T в краевой части зоны нагрева свидетельствует об очень больших градиентах, более 200 °C на 1 см. Время хлорирования 2,5 часа. На выходе поток Cl_2 нейтрализовывали 30 % раствором NaOH.

Термодинамическое моделирование транзита золота и иридия в равновесии с молекулярным и атомарным хлором в газовых системах при высоких T и P до 100 бар было выполнено методом минимизации свободной энергии Гиббса с помощью программного комплекса «Селектор» [3, 4]. Флюид рассматривали как

идеальную смесь газов, в составе которых присутствует исследуемый набор макро- и микрокомпонентов.

Термодинамические характеристики для системы $P=1$ бар и $T=298$ °K включали: энтальпию образования ($\Delta_f H_{1,298}$); мольные энергии Гиббса ($\Delta_f G_{1,298}$); энтропию ($S_{1,298}$); объем ($V_{1,298}$); коэффициенты a, b, c, d, e, f, g для уравнения $C_p = a + b \cdot 10^{-3}T + c \cdot 10^{-3}T^2 + d \cdot 10^{-6}T^3 + e \cdot 10^{-9}T^4 + f \cdot 10^{-12}T^5 + g \cdot 10T^{0.5}$; критическую температуру (T_c в К), давление (P_c в бар), объем (V_c в см³); уравнение мольного объема для газов: $V_{p,T} = V_{1,298} [1 + T_c (T - 298) + P_c (T - 298)^2 + Z_c (T - 298)^3] (1 - V_c P + \psi P^2)$ где Z_c — сжимаемость, ψ — коэффициент сжимаемости, ψ — Pitzer's centric factor; уравнение мольного объема для минералов и пород: $V_{p,T} = V_{1,298} [1 + b (T - 298)] (1 - \beta P)$ где β — коэффициент термического расширения.

В реакциях, генерирующих Cl_2 , рассмотрено возможное участие $O_2, MnO_2, CO_2, Fe_2O_3, CaSO_4$, и Fe_2SiO_4 .

3. Результаты исследования. Установлена высокая растворимость и миграция золота и иридия в газовом флюиде на основе хлора. Уже при T нагрева до 50 °C в опытах с золотом и до 100 °C с иридием в газовом потоке наблюдались подвижные формы ^{198}Au и ^{192}Ir . Через 0,5 часа фиксировалось перемещение зоны максимальной радиоактивности по ^{198}Au и ^{192}Ir от центра нагрева по направлению движения газового потока брутто Cl_2 . С понижением T содержание ^{198}Au и ^{192}Ir в газе снижалось.

По термодинамическим расчетам в газовой фазе при максимальной T и давлении 1 бар присутствуют $AuCl$ и $Na_2[IrCl_4]$. С понижением T появляются $AuCl_3, AuCl_2^-$ и $IrCl_4^{-2}$. Расчитаны константы равновесия базисных реакций для систем, продуцирующих газовый флюид Cl_2 .

4. Обсуждение результатов. В поведении благородных металлов при высоких T в атмосфере Cl_2 выделяются три существенных момента: 1) высокая летучесть и возможность переноса Ir и Au в зону T ниже 600 °C с последующим их отложением; 2) осаждение Au и Ir контролируется T : для Ir — 600—350 °C, а для Au — 430—100 °C; 3) переход труднорастворимых соединений в водорастворимые; например, растворимость $Na_2[IrCl_6]$ в воде при 20 °C составляет 40 г на 100 мл H_2O ; 3) до 5—10 % Au и Ir переносится в газобразной форме при 20—30 °C и переходит в нейтрализующий раствор на удалении от зоны прогрева.

Полученные данные позволяют объяснить возникновение повышенных концентраций благородных металлов как в вулканических и магматических газах, так и в растворах и осадках, образовавшихся в низкотем-

пературных условиях. Перенос благородных металлов в газовой хлоридной форме возможен при наличии в системе Cl_2 . В работах последних лет возможность его существования практически не обсуждается. Имеющиеся в нашем распоряжении данные свидетельствуют о том, что генерация Cl_2 может происходить в результате различных процессов. Хлор в силу своей реакционной способности легко (благоприятные и термодинамика и кинетика) вступает во взаимодействие с благородными элементами в элементарном состоянии. Минералогическим доказательством этого могут служить многочисленные находки их хлоридов, в частности Au и Pt в продуктах эксгаляций современных флюидных систем [1, 2].

Генерация свободного хлора предпочтительнее всего осуществляется при наличии в системе изначально значительных количеств хлористого водорода, который в магматогенных флюидах является вероятнее всего продуктом высокотемпературного гидролиза NaCl. Следует отметить, что генерация O_2 и Cl_2 в присутствии оксидов Fe, Mn и S и ряда галогенидов свидетельствует о высоком окислительном потенциале в соответствующих высокотемпературных системах, что лежит в основе активизации процессов хлорирования благородных металлов [5].

Проведенные исследования позволяют объяснить опубликованные данные по аномально высоким концентрациям иридия, золота и платины в вулканичес-

ких и магматических газах, сублиматах и конденсатах, а также возникновение высоких концентраций благородных металлов в низкотемпературных условиях в растворах и углеродистых отложениях.

Исследования поддержаны: РФФИ 06-05-64957 и ИП СО РАН 83, 96, 119.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аношин Г. Н., Мельникова Р. Д. Благородные металлы в продуктах современного вулканизма // Геохимия золота, редких и радиоактивных элементов. Новосибирск: ИГиГ СО РАН СССР, 1981. С. 24—31.
2. Вергасова Л. П., Набоко С. И., Серафимова Е. К. и др. Эксгаляционное самородное золото // Доклады АН СССР. Т. 264. № 1. 1982. С. 201—204.
3. Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 88 с.
4. Павлов А. Л. Физико-химическое моделирование магматогенных флюидных рудообразующих систем. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1992. 116 с.
5. Шефер Г. Химические транспортные реакции (транспорт неорганических веществ через газовую фазу и его применение). М.: Мир, 1964. 182 с.
6. Puddiphatt R. J., Zhou S., Fyfe W. S. Transport of gold in high temperature, low pressure, gas phases with, Cl_2 , CO, H_2S : a clue to gold mobilization from the lower crust // Gold Forum Technol. and Pract. 1989. P. 123—129.
7. Symonds R. B., Reed M. H., Rose W. I. Origin, speciation, and fluxes of trace-element gases at Augustine volcano, Alaska: Insights into magma degassing and fumarolic processes // Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 56. № 2. 1992. P.633—657.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРУБООБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ИЗ БАЗАЛЬНЫХ ЮРСКИХ ЗОЛОТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ЛЕДНИКОВЫХ ОСАДКОВ БЕЗДУБОВО

Ю. В. Глухов, С. И. Исаенко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

О литологических и гранулометрических характеристиках золотоносных базальных юрских псефитов Бездубово и об их значимости в вопросах происхождения ценных минералов в Сысольской структуре мы уже сообщали ранее [1] (смотри также работу Ю. В. Глухова и др. “Феномен рудного золота...” в этом же сборнике). В данной работе был проведен подсчет встречаемости разновидностей крупных обломков пород, их степени окатанности и уплощенности для разреза шурфа Ш-2⁰⁴ (Бездубово, полевые работы 2004 г.), в котором в строении базальных юрских пород сысольской свиты (J_{2ss}) оказалось характерно двухъярусное размещение грубообломочных слоев, также как в соседнем разрезе шурфа Ш-5⁰³ (5⁰³), фотоизображение которого приведено в работе [5] вместе с описанием юрской части разреза Ш-2⁰⁴ (2⁰⁴). В качестве объекта сравнения использован грубокластический материал из перекрывающего ледникового тилла, для которого так-

же были рассчитаны вышеупомянутые характеристики обломков пород.

Изучение обломков пород (фракция — более 1 см) проводилось из промытых проб одного и того исходного объема — 0.02 м³, взятых при опробовании из нижнего и верхнего грубообломочных слоев юрских базальных отложений, а также из перекрывающего тилла. Были отобраны, соответственно, проба 2155-БЕЗ-04 (1/4 часть грубокластики, масса — 2189.69 г, N = 312) и проба 2154-БЕЗ-04 (1/2 часть грубокластики, масса — 1290.91 г, N = 183), а также проба 2151-БЕЗ-04 (вся грубокластика, масса — 1025.45 г, N = 159).

При расчете встречаемости типов пород использовались их массовые доли, выраженные в мас. %. Альтернативный поштучный подсчет, как известно, дает завышение или занижение значений встречаемости литотипов пород, существенно отличающихся между собой по гранулометрии. Для выяснения литологичес-

кой принадлежности визуально труднораспознаваемых пород использовался петрографический анализ шлифов, изготовленных в шлифовальной мастерской Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Для определения степени окатанности обломков как относительного показателя длительности и дальности массопереноса авторами использовался способ, описанный Л. В. Рухиным [4]. В этом способе окатанность обломков (галеков) оценивается глазомерно по пятибалльной шкале на трафаретной основе. После определения баллов окатанности по индивидуальным обломкам вычисляется средняя величина их окатанности по формуле (1):

$$p = \frac{1 \times n_1 + 2 \times n_2 + 3 \times n_3 + 4 \times n_4}{N} \times 25 \quad (1),$$

где p — средняя окатанность (%); n_1, n_2, n_3, n_4 — количество обломков с окатанностью соответственно в 1, 2, 3 и 4 балла, а N — общее количество обломков.

При подсчете степени окатанности вместо данных поштучной встречаемости типов обломков пород мы использовали их долевые вклады, выраженные в мас.%. Для этого применялась преобразованная нами формула (2):

$$p = \frac{1 \times m_1 + 2 \times m_2 + 3 \times m_3 + 4 \times m_4}{4} \quad (2),$$

где вместо значений количеств галеков с различной балльной окатанностью (n_1, n_2, n_3, n_4) в числитель подставлялись соответствующие их долевые вклады (m_1, m_2, m_3, m_4) выраженных в мас.%, а вместо значения общего числа обломков (N) в знаменателе, подставлялась сумма этих долевых вкладов. Затем формула (2) естественным образом была упрощена.

Важно также отметить, что при оценке баллов окатанности обломков учитывалось наличие свежих сколов, которые очевидно не связаны с окатыванием, а возникли при деформации пластов в результате гляциодислокаций, о чем мы сообщали ранее [3]. Из анализа окатанности обломков по понятной причине были исключены все аутигенные железо-оксигидроксидные образования.

Для определения уплощенности обломков как относительного показателя гидродинамической активности проводилось вычисление коэффициента уплощенности (D) по формуле (3):

$$D = \frac{\sqrt{a \times b}}{c} \quad (3),$$

где a, b и c — соответственно, длина, ширина и толщина обломков пород. По величине D всю совокупность обломков мы условно подразделили на две группы: “изометричные” и “уплощенные”. К уплощенным были условно отнесены обломки с величиной D ≥ 2.5 . При этом мы учитывали полученные структуры распределений, понимая, что близкое значение “2”, которое мы использовали в ранней работе [1], было также выбрано достаточно произвольно. Т.е. в данном случае мы предполагаем, что естественный отбор (аккумуляция) обломков происходил в связи с их массой, плотностью, геометрией и гидродинамикой водного

потока, что отражено в характере (структуре) полученных нами случайных выборок, на ранжирование которых в меньшей степени должно сказываться наше не совершенное знание (мнение) о природном процессе. Из анализа уплощенности обломков были исключены как аутигенные железо-оксигидроксидные образования, так и обломки со свежими сколами (за исключением обломков, которые можно было собрать из подходов друг другу их фрагментов), поскольку степень уплощенности и у тех и у других непосредственно к процессам транспортировки обломочного материала отношения не имеет.

По составу обломки пород были условно подразделены на восемь групп, которые как видно на рис. 1, имеют разное представительство в изученных пробах, а по структуре распределения выявляют различия между этими пробами.

В *первую группу* были включены гальки и щебенчатые обломки кварца (кварцево-жильных и редких метасоматически перекристаллизованных агрегатов), обычно белого (молочного) цвета, реже серых и полу-

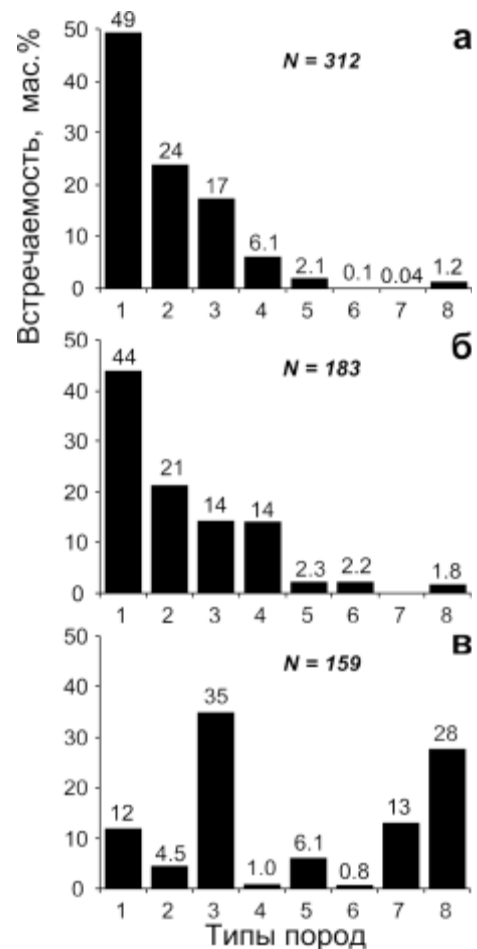


Рис. 1. Распределение типов обломков (групп пород) в нижнем (а) и верхнем (б) базальных слоях золотоносных юрских псефитов сысольской свиты и перекрывающем их тилле (в) разреза шурфа Ш-2⁰⁴ Бездубово. 1 — кварцевые агрегаты, 2 — кварциты и кварцитопесчаники, 3 — кремни, 4 — глиноземистые (сыпучие) песчаники и гравелиты, 5 — силифицированные опокоподобные биолиты (с протофоссилиями среднего карбона), 6 — глинисто-песчано-алевритовые породы раннего триаса, 7 — аутигенные железосодержащие образования, 8 — породы магматической, вулканогенно-осадочной и метаморфической природы

прозрачных. Для этой группы оказались нередко характерными разной насыщенности желтый или коричневый нацветы, обусловленные пленками железо-оксигидроксидов и примазками глин (в углублениях). Размерность индивидов кварца в агрегатах изменялась от криптозернистых до крупнозернистых (до 1—2 мм). В некоторых случаях было заметно присутствие слюдястых минералов. Во *вторую группу* объединены схожие макроскопически и нередко почти не различимые в шлифах обломки кварцитов и кварцитопесчаников. Широкая вариация цветовой гаммы этой группы по цвету (темно- и светло-серые, темно- и светло-коричневые, светло-фиолетовые, белесые и др.), очевидно, вызвана спецификой отражения и рассеяния света, связанной на степень окатанности поверхности обломков, прозрачность, размеры кварцевых зерен и аллохроматические примеси (тонкие минеральные выделения-пигменты) в агрегатах, а также железосодержащими нацветами. В *третью группу* включены кремни, которые также как кварциты и кварцитопесчаники, имеют разнообразные цветовые оттенки (почти черные фтанитоподобные, темно- и светло-серые, темно- и светло-коричневые, темно- и светло-зеленовато-серые, темно- и светло-зеленовато-коричневые, белесые и др.), обусловленные различной пигментацией и нацветами. В *четвертую группу* объединены серые и светло-серые песчаники и редкие гравелиты, нередко характеризующиеся повышенной сыпучестью и нацветами железосодержащих соединений, дающих желтоватые и коричневые оттенки. Объединяющей особенностью этой группы является повышенная глиноземистость обломков (по-видимому, подвыветрелых), приводящая к их пониженной устойчивости к механическим воздействиям (своеобразной “рыхлости”). *Пятая группа* представлена специфичными опокоподобными силифицированными белесыми, желтоватыми и коричневыми (последнее характерно для ледниковых осадков) биолитами. Ранее мы сообщали о нахождении в них сохранившихся карбонатных раковин фораминифер среднекаменноугольного возраста (C_2 , московский ярус) [2]. Еще одной характерной особенностью биолитов является специфичная диагностическая микропористость (липнут к языку). *Шестая группа* составлена плохо промытыми желто-коричневыми глинисто-песчано-алевритовыми породами раннего триаса, подстилающих юрские породы сысольской свиты. *Седьмая группа* представлена чисто аутигенными железоксигидроксидными (по нашим данным, в них встречается гетит) стяжениями и пустотелыми конкрециями (“погремушками”), возникшим в осадочных отложениях Бездубово в кислородных барьерных обстановках. В *восьмую группу* включены редкие (поштучные) специфичные разновидности пород магматической, метаморфической и вулканогенно-осадочной природы.

Анализ диаграмм распространенности типов пород (рис. 1) указывает на отчетливую близость структуры распределения и пропорционирования между породами различных групп из нижнего и верхнего золотонных псефитовых слоев сысольской свиты Бездубово. В обоих случаях характерно высокое содержание механически и химически устойчивых кварцевых облом-

ков (примерно половина от общей массы кластики). Повышенные концентрации характерны и для подобных эрозионно-стойких пород — кремней, кварцитов и кварцитопесчаников. Их вклад вместе с кварцевыми гальками и щебнем у обоих слоев составляет не менее 80 мас. %. Вместе с тем, есть и некоторые показательные различия. Так, очевидно, что верхний псефитовый слой формировался в условиях явно меньшей активности гидродинамики потока, переносившего обломки пород (рис. 1, б). Это хорошо видно по заметно большему (более, чем в два раза) относительному вкладу хрупких и рыхлых песчаников и гравелитов, а также по присутствию не успевших размокнуть при промывке пробы глинисто-песчано-алевритовым комкам кровли отложений триаса, масса которых на порядок превышает таковую для нижнего псефитового слоя. Резко отличительная структура распределения обломков характерна для ледникового тилла (рис. 1, в), эрозионно перекрывающего отложения юрские сысольской свиты. Так, если специализацию юрских псефитов можно определить как кремне-кварцит(кварцитопесчаник)-кварцевую, то в ледниковом осадке заметен другой мотив специализации, выраженный в заметном преобладании кремней (35 мас. %), в большем, чем в два раза количестве (6.1 мас. %) силифицированных опокоподобных биолитов, в значительном (13 мас. %) числе аутигенных железо-оксигидроксидных выделений, и также, как и в примере с кремнями, в большой концентрации (28 мас. %) обломков магма-вулканической и метаморфической природы.

Отдельно следует выделить спецификацию пород восьмой группы у проб из разных частей разреза Бездубово. В юрских пробах псефитов петрографически удалось определить лишь существенно кварц-кремнистые обломки пород. Так, в нижнем слое псефитов было обнаружено по одному обломку туффита кислого состава и метариолита обильно-порфирированного с вкрапленниками кварца на фоне раскристаллизованной стекловатой массы. В верхнем слое был выявлен единственный обломок сланцеватого кварцита.

В пробе из тиллов минеральный состав обломков пород восьмой группы в большей степени отвечает породам гипогенного и вулканического характера, не испытывавшим глубокого химического выветривания и интенсивного механического воздействия при транспортировке. Среди обломков в тилле были диагностированы следующие типы пород: мелкообломочный слоистый туффит кислого состава (один обломок), мелкообломочные туфы кислого (два обломка) и кисло-среднего состава (один обломок), а также единичные обломки среднезернистого амфиболового габбро, порфирированного лейкократового метадолерита с вкрапленниками плагиоклаза, метадолерита с обильными выделениями титанита.

Нельзя не отметить одну очень важную общую особенность изученного псефитового материала — наличие свежих сколов как продуктов ледниковой деятельности (гляциального сдавливания осадков) в Бездубово. Для нижнего и верхнего слоев псефитов сысольской свиты число обломков со свежими сколами необъяснимо дихотомичны — близки к половине от

общей массы (соответственно — 56 и 49 мас. %). У пробы отчетливо уплотненного тилла это число на удивление заметно меньше (23 мас. %). Но в этом примере, по крайней мере, часть обломков могла попадать в тилл после таяния ледника, из-за чего часть обломков могло не расколоться. Можно также предположить, что наибольшие сдавливающие усилия приходились на зону контакта ледовой массы с грунтом, т.е. эффективность сдавливания юрских осадков, контактирующих с движущей массой ледника, в большей степени зависела от кинетики движения последнего.

Анализ диаграмм степени окатанности обломков (рис. 2, а, б) обнаруживает сходство нижнего и верхнего слоев юрских золотоносных псефитов по этому признаку, выраженное в преобладании слабоокатанных обломков (более 85 мас. % имеют балльные оценки 1 и 2). Вместе с тем структуры распределений таковы, что, как и в случае с представительством типов пород, позволяют считать, что формирование верхнего слоя происходило в обстановке меньшей гидродинамической активности, так как в этом слое заметно больше совершенно неокатанных щебенчатых обломков и, напротив, заметно больше галек с высокими баллами окатанности 3 и 4. В согласии с этим, подсчет средней окатанности по формуле (2) дает следующие соответствующие значения для нижнего и верхнего псефитового

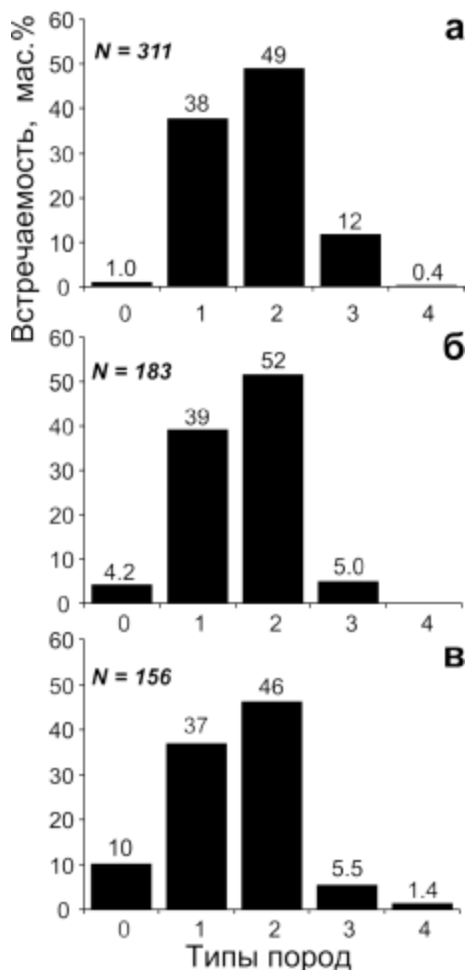


Рис. 2. Распределение обломков в нижнем (а) и верхнем (б) базальных слоях золотоносных юрских псефитов и перекрывающем их тилле (в) по степени окатанности. Значения 0, 1, 2, 3, 4 — числовой (балльный) прогрессирующей ряд степени окатанности обломков по Л. В. Рухину [4]

вого слоя — 43 и 39 мас. %. Очевидно, что последняя из обсуждаемых диаграмм (рис 2, в) демонстрирует степень окатанности материала, которой переносился не водными потоками, а ледником, который, в свою очередь, захватывал самый разнообразный кластический материал (от колювия до аллювия). Видно, что в пробе тилла имеется рекордно большое количество неокатанных щебенчатых обломков (10 мас. %), и в тоже время в ней оказалось самое большое количество хорошо окатанных галек с баллом 4 (две штуки — 1.4 мас. %). Однако, в целом, структура распределения его обломков по степени окатанности (даже несмотря на совершенно иное представительство групп обломков пород), близка к таковым у верхнего слоя псефитов юрских отложений. Значение средней балльной окатанности тоже практически такое же, как и у этого верхнего слоя юрских псефитов — 38 мас. %.

Анализ диаграмм значений уплощенности, рассчитанных по формуле (3), выявил, как и предыдущих примерах, близость свойств грубокластического материала у выборок из нижнего и верхнего слоев псефитов юрских отложений (рис. 3, а, б). Это заметно, прежде всего, в полимодальном характере их распределений как выражения широкого представительства раз-

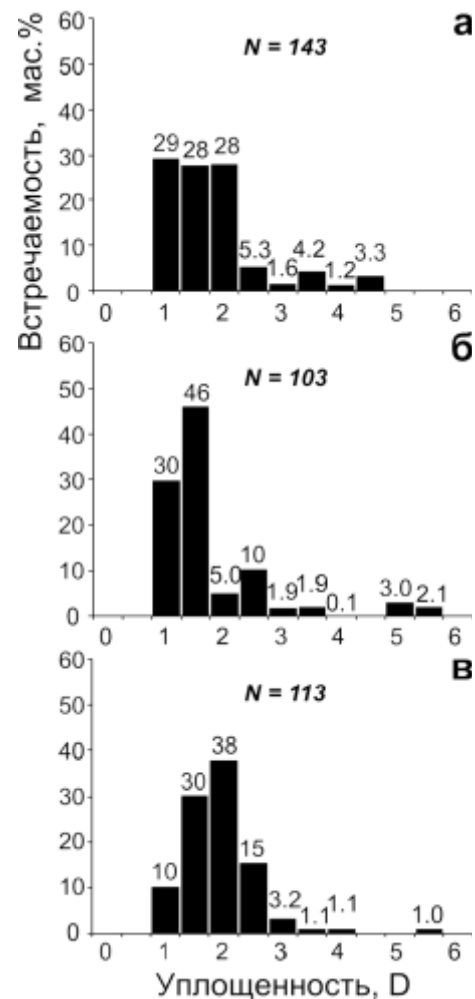


Рис. 3. Распределение обломков в нижнем (а) и верхнем (б) базальных слоях золотоносных юрских псефитов и перекрывающем их тилле (в) по уплощенности (D). D — коэффициент, равный отношению между среднегеометрическим латеральных размеров обломка (квадратный корень из произведения длины и ширины) и его толщины

личных литотипов (групп) пород. Различия же этих распределений, как и в предыдущих примерах, следует интерпретировать, очевидно, как различия гидродинамической активности потоков, отлагавших обломки пород. Так, неодинаковое количество условно изометричных ($D < 2.5$) обломков в нижнем и верхнем слое (соответственно, 81 и 76 мас. %), по-видимому, связано с тем, что скорость потока была сильнее при формировании нижнего слоя, и поэтому из него эффективнее вымывались более уплощенные обломки пород. Близкое к случайному (гауссоподобному) распределение обломков пород по уплощенности у тилла (рис. 3, б) мы, по-видимому, должны объяснить случайным характером захвата обломков пород разной степени окатанности и уплощенности в ареал ледниковой деятельности, что, разумеется, является ярким выражением отличия генезиса юрских золотоносных псефитов и изученного тилла Бездубово.

Полученные в данной работе результаты не меняют нашу прежде изложенную точку зрения [1] на происхождение грубообломочной кластики в золотоносных псефитовых слоях Бездубово. Как и прежде, мы считаем, что этот материал является результатом дальнего генерального массопереноса с расстояниями транспортировки, превосходящими сотни километров, или даже сопоставимыми с расстояниями до ближайших крупных питающих провинций (типа Фенноскандинавской). Существенно кварц-кремнистая специализация грубокластики также укрепляет нас в суждении о ней как о продукте глубокого (зрелого) химического выветривания, который был вынесен вместе с золотом в Сысольскую мульду в юрское время.

Авторы выражают глубокую признательность А. А. Соболевой, петрографически определившей маг-

матические, метаморфические и вулканогенно-осадочные обломки пород, Э. С. Щербакову, принявшему активное участие в полевых работах, а также А. Ю. Глуховой и Д. Ю. Глуховой — учащимся школы № 4 г. Сыктывкара, — кропотливо маркировавшим, измерявшим, взвешивавшим обломки пород и готовившим для обработки в электронных таблицах данные по ним (не менее 12000 ручных операций).

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-5191-2006.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глухов Ю. В., Щербаков Э. С., Макарова О. А. Характеристика галек из среднеюрских базальных отложений золотоносного россыпепроявления Бездубово // Кварц. Кремнез. Материалы международного семинара, Сыктывкар, Республика Коми, Россия, 21—24 июня 2004 г. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 144—149.
2. Глухов Ю. В., Щербаков Э. С., Ремизова С. Т. Находка транзитной каменноугольной фауны в биолитах из галечного материала золотоносных псефитов основания средней юры Сысольской структуры // Кварц. Кремнез. Материалы международного семинара, Сыктывкар, Республика Коми, Россия, 21—24 июня 2004 г. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 301.
3. Гляциогенные деформации золота из псефитов Сысольской мульды / Ю. В. Глухов, В. Н. Филиппов, С. И. Исаенко и др. // ЗРМО. 2006. № 3. С. 65—77.
4. Рухин Л. В. Основы общей палеогеографии. Л.: Гос. науч. тех. издат., 1959. 557 с.
5. Щербаков Э. С., Глухов Ю. В., Исаенко С. И. Золотоносные псефиты средней юры Сысольской котловины // Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения: Тезисы докладов XIII Международного совещания “Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения”. Пермь, 22—26 августа 2005 г. Пермь: Пермский ун-т, 2005. С. 322—324.

ФЕНОМЕН РУДНОГО ЗОЛОТА КОНТЕЙНЕРНОГО ТИПА КАК ЗОЛОТА ДАЛЬНЕЙ ТРАНСПОРТИРОВКИ

Ю. В. Глухов, В. Н. Филиппов, С. И. Исаенко, Б. А. Макеев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

При изучении золота из базальных среднеюрских псефитов останцового россыпного проявления Бездубово и аллювиальных псефитов рек Сысолы, Лузы и Вычегды, мы обратили внимание [2, 4, 7] на присутствие частиц мелких и тонких гранулометрических классов, имеющих признаки золота рудного типа (недавнего высвобождения). Несмотря на то, что при геолого-съёмочных работах масштаба 1:200 000 на рассматриваемой территории (лист Р-39: XXII, XXIII, XXVIII, XXXIV) никаких значительных золотоносных объектов коренного типа, потенциальных на золото магматических массивов и проявлений, или сопутствующих им гидротермальных полей с золотоносной минерализацией, выявлено не было [3], факт присутствия золота необычно “свежего” рудного облика всегда при-

влекает повышенное внимание и может привести исследователя к выводу о пространственной близости изучаемого объекта к золотоносному образованию коренного типа. Меж тем, обнаруженное нами золото, по всей видимости, относится к золоту дальней транспортировки, чему посвящено настоящее сообщение.

Среди основной массы кластогенного золота Бездубово была обнаружена весьма редкая популяция частиц (частота встречаемости — 11/1589, т. е. менее 1 %), которая обладала рядом отличительных признаков типичного рудного золота, не подвергавшегося значительному механическому и химическому преобразованию во время миграции к месту аккумуляции. Оно отчетливо выделялось при просмотре под оптическим микроскопом серебристо-желтыми цветовыми

оттенками, что сочеталось с его сереброносностью (до 16.7 мас. %; внутренние участки с пониженной пробностью). Как мы сообщали ранее [2, 7], среди этого золота встречаются частицы, имеющие кристаллические поверхности, а также частицы, похожие на агрегатные сростки. Отметим, что при этом не удалось выявить характерных для самого золота его кристаллических форм — кубов, октаэдров и других. По этой причине телесные формы частиц с кристаллическими поверхностями, по всей видимости, указывают на условия кристаллизации золота по механизмам совместного роста или (по-видимому, чаще всего) выполнения свободного пространства. Довольно эффектно редкое рудное золото Бездубово вычленилось из других частиц этого россыпепроявления анатомическим стро-

ением, а именно — прерывистым, фрагментарным (иногда даже точечно-локальным) развитием высокопробных участков (рис. 1). Области с высокой пробностью золота во многих случаях оказались приурочены к участкам отчетливого окатывания частиц. Отметим, что для низкопробных участков внутренних областей частиц оказались характерны гомогенные составы. В полированном поперечном срезе одной из окатанных частиц были обнаружены субмикронные выделения халькопиритовых фаз (рис. 2) с близкими для халькопирита зафиксированными стехиометрическими соотношениями основных элементов. В отличие от редкого золота Бездубово основную массу кластогенного высокопробного золота (пробность на срезах частиц — повсеместно 1000 ‰) этого россыпного проявления нередко характеризуют телесные формы со специфичными пустотами неростовой природы, иногда с захваченными фазами типичных минералов россыпи (например, кварца). Реже встречаются частицы со сплошными высокопробными оболочками (пробность — 1000 ‰) и центральными частями пониженной пробности. Наконец, редкое золото Бездубово отчетливо обособилось из основной массы одноименного проявления своими гранулометрическими характеристиками. Описываемое редкое золото, в сравнении с другими частицами Бездубово, в среднем меньше по латеральному среднегеометрическому размеру, имеет в среднем большую толщину и более высокий в среднем показатель изометричности [7]. Вместе с тем, неожиданно, у 84 % выборки весьма высокопробного кластогенного золота россыпного проявления Бездубово и у всего редкого золота этого же объекта, характеризующегося пониженной пробностью, оказалась одна яркая черта сходства — практически одни и те же бимодальный характер распределения, размах и средний показатель значений масс частиц (рис. 3).

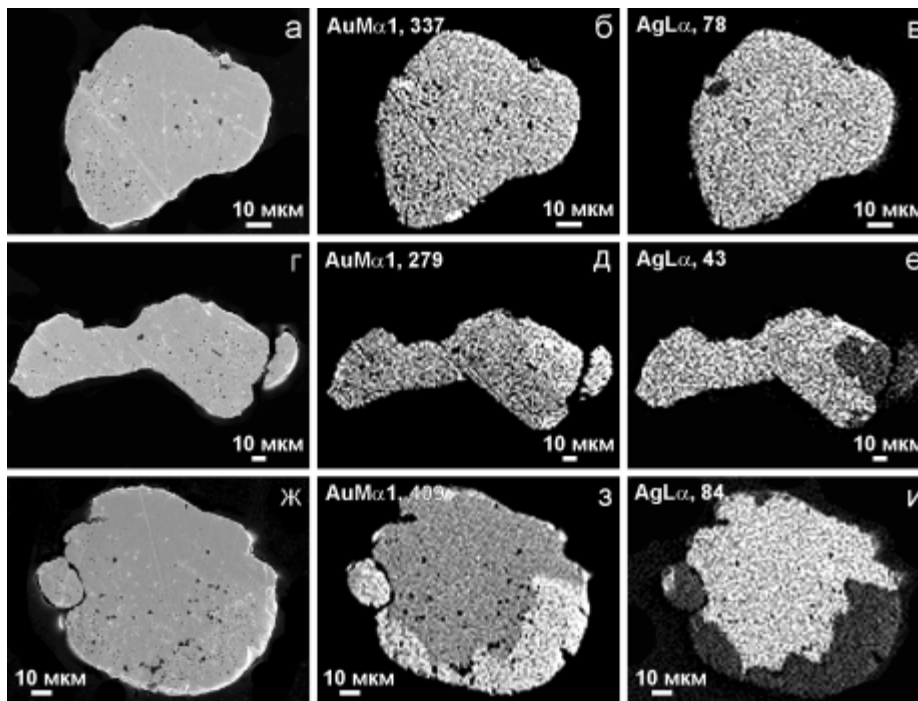


Рис. 1. Рудное (недавнего высвобождения) золото Бездубово с различными интенсивностью развития весьма высокопробных участков на его поверхности (ПВУ) и серебросодержащими составами его центральных областей (ЦСО). Образцы золота и соответствующие содержания элементов (мас. %): а—в — 1872/1-БЕЗ-03 (Au — 100, ПВУ), (Au — 96.2, Ag — 3.8, ЦСО); г—д — 2154/1-БЕЗ-04 (Au — 100, ПВУ), (Au — 92.0, Ag — 8.0, ЦСО); ж—и — 2155/1-БЕЗ-04 (Au — 100, ПВУ), (Au — 87.3, Ag — 16.7, ЦСО)

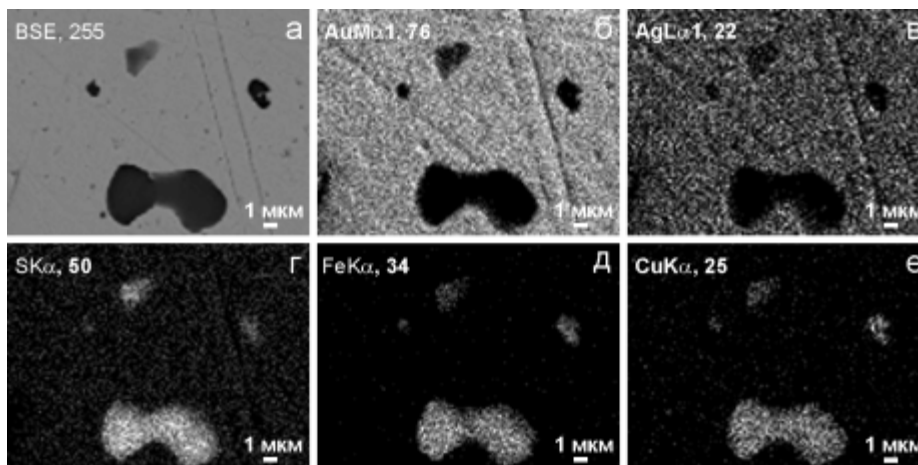


Рис. 2. Сканированные изображения включений фаз халькопирита в частице рудного золота Бездубово (образец 1869/2-БЕЗ-03). Режимы сканирования: а — упруго-отраженные электроны, б—е — накопление сигналов в основных линиях элемента в спектре рентгеновского характеристического излучения

явления нередко характеризуют телесные формы со специфичными пустотами неростовой природы, иногда с захваченными фазами типичных минералов россыпи (например, кварца). Реже встречаются частицы со сплошными высокопробными оболочками (пробность — 1000 ‰) и центральными частями пониженной пробности. Наконец, редкое золото Бездубово отчетливо обособилось из основной массы одноименного проявления своими гранулометрическими характеристиками. Описываемое редкое золото, в сравнении с другими частицами Бездубово, в среднем меньше по латеральному среднегеометрическому размеру, имеет в среднем большую толщину и более высокий в среднем показатель изометричности [7]. Вместе с тем, неожиданно, у 84 % выборки весьма высокопробного кластогенного золота россыпного проявления Бездубово и у всего редкого золота этого же объекта, характеризующегося пониженной пробностью, оказалась одна яркая черта сходства — практически одни и те же бимодальный характер распределения, размах и средний показатель значений масс частиц (рис. 3).

В сравнении с основной массой высокопробного кластогенного золота юрских базальных псефитов, также весьма высокопробное золото

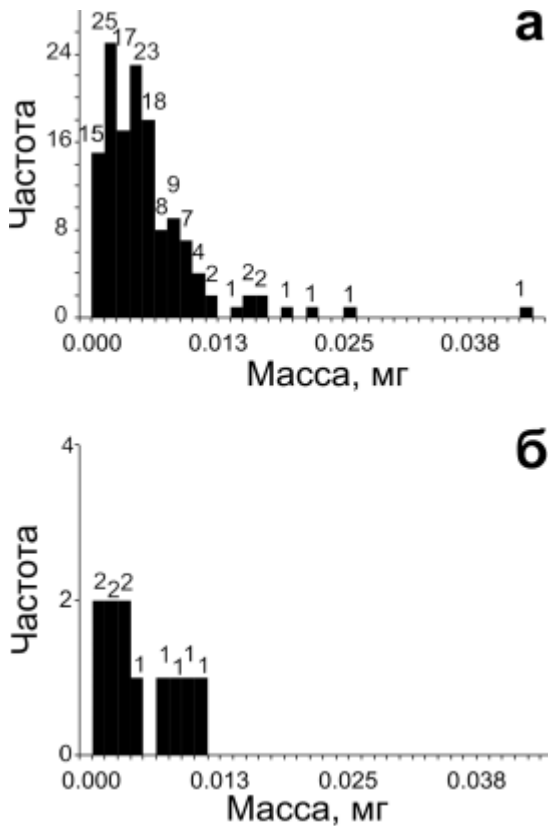


Рис. 3. Сходство в характере распределения масс частиц у кластогенного (а) и рудного (контейнерного) золота (б) Бездубово

(пробность — 1000 ‰), нередко тоже с неростовыми пустотами, с захваченными минеральными фазами и непрерывными весьма высокопробными оболочками (пробность — 1000 ‰), оказалось характерным для четвертичных аллювиальных осадков. Однако при этом, как мы отмечали ранее [5], среди этого золота феноменально чаще, чем в россыпном проявлении Бездубово, встречаются частицы золота с пониженной пробностью (рис. 4).

Особенностью сравнительно большой популяции золота с пониженной пробностью (16 ‰; выборка из 100 частиц — микронзондовое тестирование поверхности) из четвертичного грубокластического аллювия оказалось не только частая сереброносность, а также присутствие частиц с примесью ртути (два случая с локальным и площадным распространением элемента; выборка из 20 частиц — микронзондовое тестирование спилов). Также как в примере с рудным золотом из псефитов Бездубово, золото из четвертичного грубообломочного аллювия отчетливо выделилось присутствием микроминеральных включений рудных минералов. Так, например, была встречена частица (Мезенская структура, р. Вычегда, с. Гам) с довольно экзотической ассоциацией микропарагенезисов различных по составу равновесных фаз типа галенита, сульфовисмутитов и сульфотеллуридовисмутитов (рис. 5), которые по стехиометрии можно отнести к следующим минеральным видам: хейровскииту [heyrovskyite, $Pb_6Bi_2S_9$ (куб)], ашамальмиту [aschalmite, $Pb_6Bi_2S_9$ (мон)], алекситу [alexite, $PbBi_2Te_2S_3$ (триг.)], саддалебакиту [saddlebackite, $Pb_2Bi_2Te_2S_3$ (гекс.)]. В составе упомянутой частицы было также установлено выделение силикатной фазы со следующим элементным со-

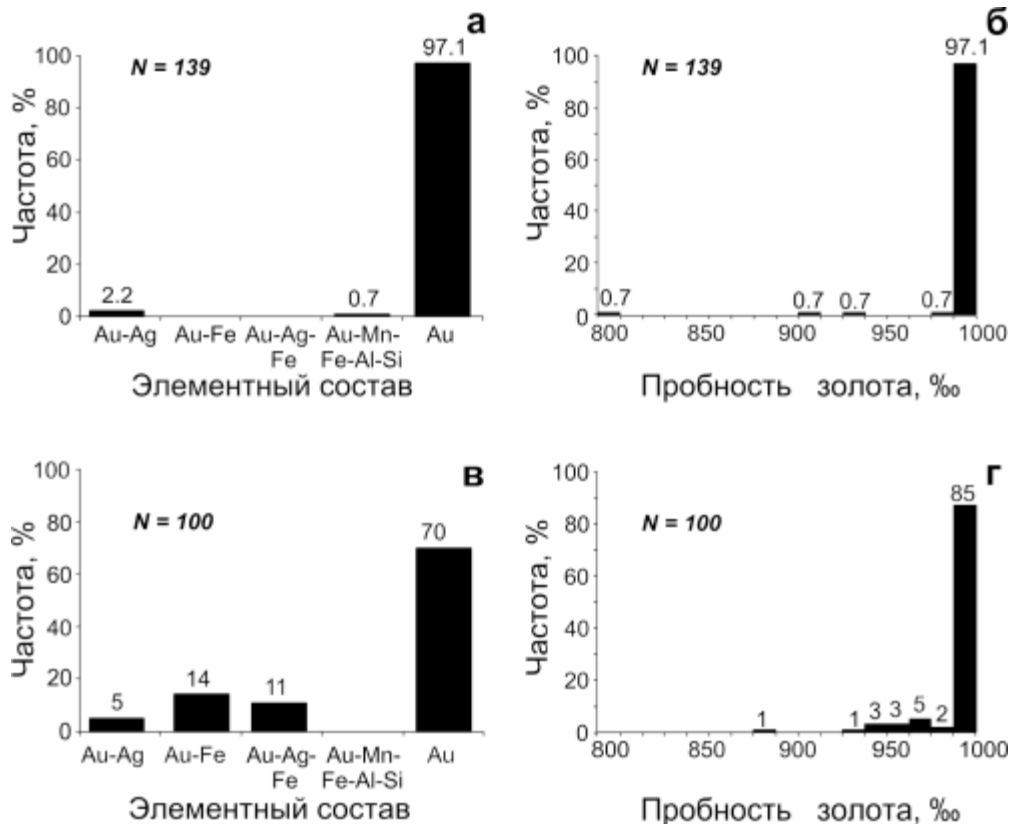


Рис. 4. Распределение золота из псефитов Бездубово (а, б) и четвертичных отложений (в, г) по встречаемости примесных элементов (а, в) и пробности (б, г) — данные микронзондового анализа поверхности частиц

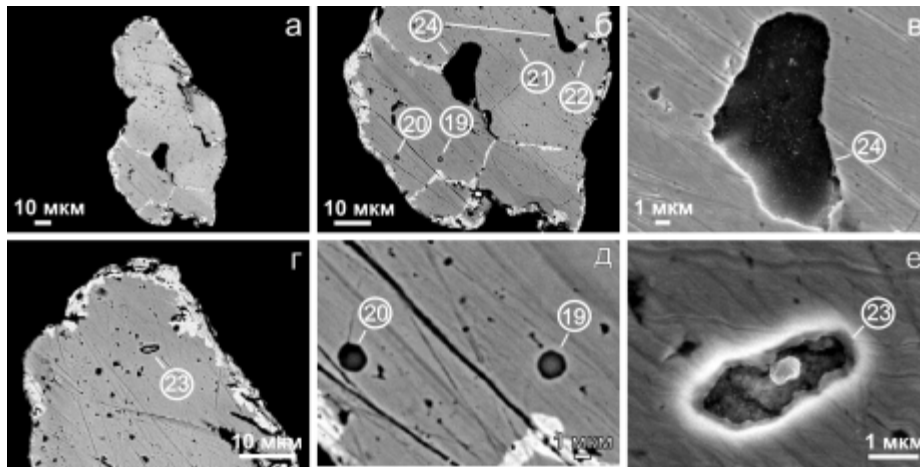


Рис. 5. Общий вид (а) и детали (б-е) частицы рудного золота (образец 1735/24-ГАМ-01) из грубокластического современного аллювия р. Вычегды (Мезенская структура, с. Гам) с ассоциацией микропарагенезисов различных по составам равновесных фаз (мас. %). Числовые обозначения фаз: 19 — Ag-содержащий хейровскиит (ашамальмит [?]), 20 — U-Ag-содержащий алексит (саддалебакит [?]), 21 — U-Ag-содержащий галенит, 22 — Ag-содержащий алексит (саддалебакит [?]), 23 — Ag-содержащий галенит, 24 — силикатные фазы [?]. Для получения изображений использован режим сканирования в упруго-отраженных электронах

ставом (мас. %): Ti — 0.5, Fe — 1.3, Al — 22.4, Si — 24.9, O — 50.9. В целом же специфику золота рудного типа из четвертичных псефитов можно охарактеризовать, как имеющего большую степень окатанности его телесных форм, при значительных вариациях пропорций между содержаниями элементов-примесей. Последнее, в отличие от устойчиво сереброносного рудного золота Бездубово, по нашему мнению, является выражением более широкой полигенности частиц рудного золота из грубообломочного четвертичного аллювия.

Присутствие частиц золота рудного типа в юрских и четвертичных псефитах, по нашим наблюдениям, никак не может быть связано с наличием в рассматриваемом регионе коренных источников золота. При этом феноменальная сохранность у частиц золота кристаллических поверхностей и даже включений рудных минералов привело нас к заключению миграции этого золота не свободным (“не плавучим”) путем, а в “упаковке” обломочного материала самих золотосодержащих псефитов, который, по нашим сведениям [1], в свою очередь, является результатом дальней транспортировки (смотри также работу Ю. В. Глухова и С. И. Исаенко “Характеристика грубообломочного материала...” в этом же сборнике). При таком объяснении обсуждаемое рудное золото терминологически следует определить как *контейнерное*.

Из числа галечных обломков пород базальных юрских псефитов, по нашему мнению, сыграть роль контейнера при транспортировке золота рудного типа к району Бездубово могли главным образом кварцевые гальки, прошедшие “естественный отбор” на механическую прочность и химическую стойкость при выветривании, переотложении в осадочных циклах и транспортировке. Другие типы обломков пород псефитов Бездубово для этого малопригодны. В примере с четвертичными грубокластитами, помимо прочных кварцево-жильных галек нередко присутствуют крупные обломки различных метаморфических и магматических пород, которые

гипотетически также могут играть роль контейнера для золота. Происхождение последних является общеизвестным. Такие обломки переносились плейстоценовыми ледниками, осадки которых размывались и продолжают размываться водотоками в регионе.

Можно отметить, что обнаруженная нами закономерность сходства структуры распределения масс частиц кластогенного и контейнерного рудного золота Бездубово, по-видимому, не является случайной и может являться ключевым моментом в новой интерпретации механизма транспортировки мелкого и тонкого золота уже

не только как золота плавучего, а еще и как контейнерного рудного золота. В этом нас убеждают полученные в данной работе экспериментальные данные, продемонстрировавшие саму возможность высвобождения мелкого золота из галечного материала юрских псефитов при формировании россыпного проявления Бездубово. Если принять во внимание возможность более динамичного переотложения золота в неоднократных осадочных платформенных циклах, а также возможность принципиально различного характера транспортировки не только самого золота, но и грубокластического золотосодержащего материала, то, очевидно, что роль контейнерного переноса золота (и не только ледниками) как россыпеобразующего фактора может быть гораздо значительнее, чем это принято считать [6]. Разумеется, для доказательства генеральной сопоставимости свободного (плавучего) и контейнерного способов переноса тонкого и мелкого золота необходимы определенные фактические данные и, прежде всего, прямое обнаружение контейнерного рудного золота в галечных обломках.

Авторы выражают признательность В. И. Ракину, давшему ценные консультации по вопросам кристалломорфологии золота, а также работникам шлифовальной мастерской А. Е. Шмырову и В. В. Задорожной, производившим рутинную шлифовку мелких частиц золота.

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-5191-2006.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глухов Ю. В., Щербakov Э. С., Макарова О. А. Характеристика галек из среднеюрских базальных отложений золотоносного россыпепроявления Бездубово // Кварц. Кремнез. Материалы международного семинара, Сыктывкар, Республика Коми, Россия, 21—24 июня 2004 г. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 144—149.
2. Глухов Ю. В., Филиппов В. Н., Исаенко С. И. и др. Гляциогенные деформации золота из псефитов Сысольской мульды // ЗРМО. 2006. № 3. С. 65—77.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-38, 39. Сыктывкар. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 266 с. + 6 вкл. (МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГНПП «Аэро-геология»).

4. Глухов Ю. В., Лютнев В. П., Филиппов В. Н. и др. Золото аллювиальных отложений юга Республики Коми // Сыктывкарский минералогический сборник № 32. Сыктывкар, 2002. С. 104—116. (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО Российской академии наук. Вып. 110).

5. Глухов Ю. В., Щербатов Э. С., Филиппов В. Н. и др. Золото Сысольской мульды // Россыпи и месторождения кор вы-

ветривания: факты, проблемы, решения: Тезисы докладов XIII Международного совещания «Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения». Пермь, 22—26 августа 2005 г. Пермь: Пермский университет, 2005. С. 47—49.

6. Петровская Н. В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: Наука, 1973. 347 с.

7. Глухов Ю. В., Филиппов В. Н., Исаенко С. И. и др. Редкое золото рудного облика россыпепроявления Бездубово // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Международного минералогического семинара. Сыктывкар, Республика Коми 17—20 мая 2006 г. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 104—106.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ АЛЬКЕСВОЖСКОЙ СВИТЫ НА УЧАСТКЕ НЕСТЕРОВСКИЙ (ХРЕБЕТ МАЛДЫНЫРД, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Л. И. Ефанова, Л. В. Онищенко

ЗАО «Голд Минералс», Сыктывкар

На межформационной границе двух крупнейших тектонических комплексов: рифей-вендского (доуралиды) и палеозойского (уралиды) на хр. Малдынырд (Приполярный Урал), обнаружен ряд крупных золоторудных объектов. В геологическом строении района принимают участие образования байкальского фундамента и палеозойского чехла. Первые представлены эффузивами основного и кислого состава саблегорской свиты (R_3 -Vsb). Разрез чехла в подошве сложен глиноземистыми и железистыми сланцами с пиррофиллитом, серицитом, диаспором, хлоритоидом и гематитом (метаморфизованная кембрийская кора выветривания — C_3 kv), на которых залегает терригенная золотоносная алькесвожская свита (C_3 -O₁al) [1—4]. Между фундаментом и алькесвожской свитой зафиксировано резкое угловое, стратиграфическое и азимутальное несогласие.

В зоне межформационного контакта, в риолитах саблегорской свиты, развиты прожилковые (штокерковые) безсульфидные, палладисто-золото-фукситовые зоны — *золотопроявление Чудное* [6]. В породах чехла в терригенных отложениях алькесвожской свиты, золотое оруденение рассматривается как ископаемая россыпь со стратиформными и эпигенетическими рудными залежами — *золотопроявления Нестеровское, Самшитовое*, а также ряд более мелких пунктов минерализации (рисунок). Все названные золотопроявления находятся на сравнительно небольшой площади, с одновременными или близкими по возрасту, генетически связанными между собой, сближенными в пространстве рудными зонами (телами?), приуроченными как к локальным тектоническим элементам, так и к участкам с благоприятными для оруденения вмещающими породами. Общность золоторудной минерализации на всех участках подчеркивается сходным характером оруденения, имеющим палладий-золотую специализацию. Все перечисленное позволяет считать слабо разрозненные золоторудные объекты единым месторождением. Г. Г. Черепановым, Б. А. Такташкиным

(ин-т экономики УрО РАН, г. Екатеринбург) составлен технико-экономический доклад (ТЭД), в котором дана экономически обоснованная оценка промышленной ценности месторождения. Разработаны и в 2004 году защищены на ГКЗ временные кондиции на золото. Изучены технологические свойства руд, намечена схема их переработки с применением разнообразного гравитационного оборудования. В октябре 2005г. территориальная комиссия утвердила запасы золота категории C_2 , объекту был официально присвоен статус месторождения под названием Чудное. Часть месторождения, в рамках участка Чудное, в настоящее время представляет интерес, как объект для промышленного освоения. На площади где утверждены запасы золота, намечается блок первоочередного освоения, для добычи открытым способом.

Крайне высокие перспективы золотоносности связаны со стратиформной и эпигенетической золотоносностью алькесвожской свиты, развитой в пределах месторождения Чудное на участке Нестеровский, которая и является предметом нашего рассмотрения.

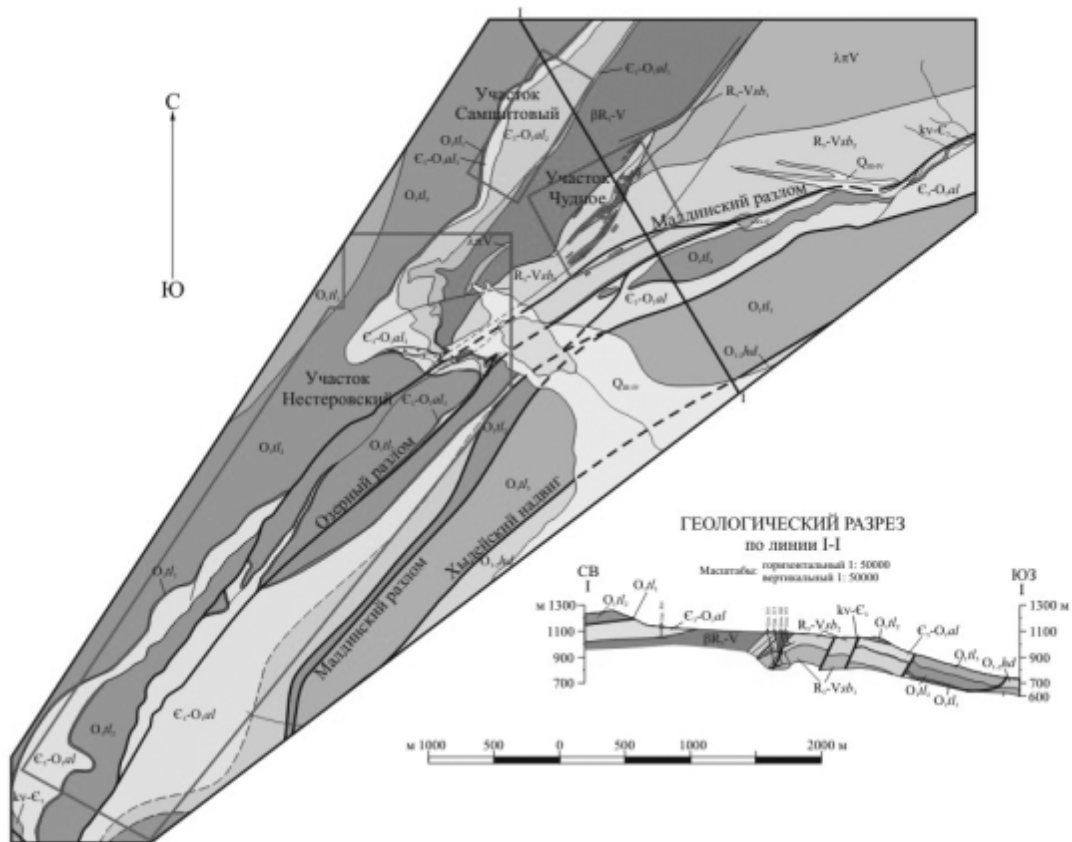
Стратиформные (стратифицированные) рудные залежи.

Характерными особенностями рудовмещающих отложений алькесвожской свиты являются наличие в их составе продуктов ближнего переотложения кембрийской КВ и присутствие самородного золота. Проведенное в последние годы детальное изучение свиты показало резкую фациальную изменчивость слагающих ее полимиктовых гравелитов, песчаников и алевросланцев, комплекс которых можно трактовать как делювиально-пролювиальный. В алькесвожской свите мощностью до 150 м удается выделить как минимум три пачки (снизу вверх), получивших условные названия *базальной* (2—7 м), *псефитовой* (40—70 м) и *ритмичной* (28—70 м). Выше лежат конгломераты обейской свиты (O₁ob), которые отличаются от алькесвожских более светлой окраской, существенно квар-

цевым составом (до 95—97 % SiO₂) и почти полным отсутствием алевросланцев.

Резкая фациальная изменчивость пород алькесвожской свиты на коротких расстояниях, отсутствие литологических или других внешних признаков, позволяющих отличить пустую породу от золотоносной, затрудняет выявление и прослеживание рудных залежей типа метаморфизованных россыпей. Они определяются только по данным опробования. Самородное золото отличается высокой пробностью, крайне неравномерным распределением в терригенных породах алькесвожской свиты, не сопровождается сульфидами и несет отчетливые черты стратификации, позволяющие выделить рудные залежи (пласты). Наиболее золото-

носными являются верхи алькесвожской свиты — пачка ритмитов, которая по продуктивности в 5 раз выше нижних слоев. Содержание золота в рудных телах низкое, а вариации значительные. В пределах рудных залежей, выделяемых по бортовому содержанию золота 0.1 г/т, выделены рудные тела с заданным бортовым содержанием 1 г/т, имеющие линзовидную или лентовидно-уплощенную форму. Содержание золота в рудных телах от 1 г/т до 4.80 г/т. Мощность рудных тел варьирует в значительных пределах (от 0.4 до 19 м), протяженность их составляет 20—30 м и достигает 100 м. С учетом указанных признаков золотоносности, выделяется более 10 прерывистых рудных залежей. Ресурсы метаморфизованного, россыпного золота ка-



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Q_{п-тв} Современные делювиально-солифлюкционные отложения	R₅-Vsb₂ Риолиты, лавобрекчии, ксенокластолавы кислого состава
O_{1,2}hd Ранне-среднеордовикские отложения хмлейской свиты: песчаники, алевролиты, алевросланцы	R₅-Vsb₁ Метабазиты и метаандезиты
Раннеордовикские отложения тельпосской свиты	
O_{1l} Верхняя подсвита: кварцевые сероцветные и вишневые песчаники	βR₅-V Метадолериты, метагаббро-долериты. Манарагский комплекс
O_{1l} Средняя подсвита: кварцевые конгломераты мелко-крупногалечные	λπV Риолиты, риолитовые порфиры. Малдинский комплекс
O_{1l} Нижняя подсвита (воротинский горизонт): кварцевые песчаники розовые, косослоистые	Участки развития фукситовых прожилков
kv-C₁ Позднекембрийские метаморфизованные коры выветривания: высокоглино-земистые сланцы с хлоритомом, пиррофилом, диаспором, гематитом	Рудные тела с бортовым содержанием 1 г/т
Позднекембрийско-раннеордовикские отложения алькесвожской свиты	
Є₁-O_{1al}₁ Ритмичная пачка: алевросланцы, мелкозернистые песчаники в тонком переслаивании	Зоны разломов: а - установленные б - предполагаемые
Є₁-O_{1al}₂ Псефитовая пачка: гравелиты, песчаники, редкие прослои конгломератов	Геологические границы: а - установленные; б - предполагаемые
Є₁-O_{1al} Базальная пачка: гравелиты, конгломераты, песчаники, сланцы	Контур участка детальных работ
Є₁-O_{1al} Нерасчлененная	

Схематическая геологическая карта. Месторождение Чудное. Масштаб 1:50000

тегории P_3 на участках Нестеровское и Самшитовое составляют 10 тонн.

Эпигенетические рудные залежи в минерализованных зонах.

На участке Нестеровский мощно проявлены вторичные процессы, искажающие и нередко затушевывающие первичное, стратиформное распределение металла. Здесь можно говорить о связи эпигенетического оруденения в породах алькесвожской свиты с группой разломов малдинской ориентировки, которые протягиваются от участка Чудное [5]. Наиболее интенсивно эпигенетические процессы проявлены в сводовой части Риолитовой горст-антиклинали на ЮЗ стенке кара оз. Грубепендиты. В ядре антиклинали вскрываются сильно измененные саблегорские риолиты, выведенные на поверхность по двум обрамляющим их древним разломам, одним из которых является Контактный (контролирующий рудную зону Людную на участке Чудное). На крыльях и сводовой части горста обнажаются терригенные отложения алькесвожской свиты, которые сильно дислоцированы — смяты в опрокинутые складки, а пласты компетентных пород будинированы. При удалении от кара на северо-запад, с выходом из зоны влияния разломов, алькесвожские породы имеют практически ненарушенное, слабо волнистое залегание, где и обнаружены ископаемые россыпи золота.

В результате изучения тектонизированных рудоносных отложений в стенке и на бровке кара выявлены локальные (площадью до первых м²) участки фуксизации и осветления в терригенных алькесвожских породах, с высокими, вплоть до ураганных (до 1 кг/т) содержаниями золота. Расположение зон эпигенетических изменений в пространстве контролируется кливажом и расщеплением. Переслаивание пород с различными физико-механическими свойствами приводит к образованию межслоевых и внутрислоевых дополнительных зон дислокаций. Вероятно, поэтому расположение участков изменения окраски пород подчиняется определенному структурному контролю. Это плоскости расщепления, элементы слоистости, плоскости сместителей мелких сбросов, шарниры складочек волочения. Самой продуктивной является область изменения пород, тяготеющих к контакту псефитовой и ритмичной пачек алькесвожской свиты. Характер распределения рудных концентраций золота прожилковый, гнездовый, пятнистый, полосовидный, вкрапленный. Появление внешних признаков изменчивости пород, позволяет уже на стадии поисков выявить и проследить минерализованные зоны, а после, по данным опробования, оконтурить рудные тела при заданных бортовых содержаниях. Проведенными работами, в трех пересечениях, удалось достаточно уверенно выделить конкретные рудные тела (при борте 1 г/т) с вариациями в содержании от 1.1 г/т до 31.5 г/т и мощности от 0.35 м до 12.8 м. Рудные тела залегают субсогласно слоистости, однако, достоверно проследить их по простиранию пока не удается из-за чрезвычайной нарушенности слоев. В настоящее время можно

говорить только о параметрах минерализованной зоны, истинная мощность которой изменяется от 20 до 45 м, а прослеженная длина — 400 м. Ресурсы золота категории P_3 в минерализованных зонах участка Нестеровский составят 64 тонны.

Золото в алькесвожской свите, в отличие от участка Чудное, исключительно высокопробное (проба 950-990), содержит медь (0.55—1.35 %) и незначительно серебро. Как и на участке Чудное, в золотилах эпигенетических залежей повсеместно встречается палладий (0.9—1.47 %), которого практически нет в золотилах метаморфизованных россыпей. В сростках с золотилами появляются атенеит и мертиит. Часто встречаются пористые золотины, где углубления заполнены розовато-желтым РЗЭ-фосфатом, как бы «окатанным» цирконом, лейкоксеном и кварцем-маршаллитом, которые могут и цементировать мелкие золотины.

По нашему мнению, первично кластогенное золото в терригенных породах могло быть мобилизовано и переотложено в локальных проницаемых зонах с образованием богатого гнездового оруденения (бонанца). Другими словами, в зонах разломов Малдинской ориентировки в породах алькесвожской свиты выявлены участки с регенерированным золотом, относимые к группе постмагматически-гидротермальных, парагенетически связанные с тектоническим расщеплением пород и складчатыми дислокациями. Наиболее рудоносными по-прежнему следует считать верхи слоев алькесвожской свиты. Перспективы золотого оруденения на площади месторождения более всего связаны именно с зонами эпигенетически измененных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ефанова Л. И. Алькесвожская толща Кожымского района и проблемы ее отличия от лаптопайской свиты // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России, XIII геологический съезд Республики Коми. Сыктывкар, Т. 2. 1999. С. 10—13.
2. Ефанова Л. И., Повонская Н. В. Алькесвожская толща Хребта Малдынырд (Приполярный Урал) // Народное хозяйство Республики Коми. №3. 1999. С. 470—485.
3. Ефанова Л. И., Повонская Н. В. Базальная часть разреза уралид — строение и золотоносность. Хребет Малдынырд, Приполярный Урал // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Материалы Всероссийской конференции, 17—19 февраля 1998 г. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 22—24.
4. Ефанова Л. И., Повонская Н. В., Швецова И. В. Золотоносность и типоморфные особенности минералов алькесвожской толщи на участке Нестеровский // Геология Европейского севера России. Сб. 4. Сыктывкар, 1999. С. 102—125. (Труды ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; вып. 103).
5. Ефанова Л. И., Юдович Я. Э. Бонанцевые руды золота на месторождении Нестеровское // Геохимия древних толщ Севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 285—292.
6. Кузнецов С. К., Ефанова Л. И., Тарбаев М. Б., Соболева А. А., Юхтанов П. П. Золоторудные проявления Западного склона Севера Урала и особенности Алькесвожского участка // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Материалы Всер. конференции, 17—19 февраля 1998 г. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 70.

ЗОЛОТО И АЛМАЗЫ В ЭКСПОЗИЦИИ И ФОНДАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМЕНИ А. А. ЧЕРНОВА

Л. Р. Жданова, С. И. Плоскова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Одним из самых популярных мест при проведении экскурсий в геологическом музее являются витрины с благородными металлами. Они пользуются неизменным успехом у посетителей всех категорий.

Основу, как экспозиции, так и фондового собрания золотосодержащих образцов (35 экземпляров) составляет монографическая коллекция М. Б. Тарбаева, сданная к диссертации «Жильный тип золоторудной минерализации Приполярного Урала». Более поздние исследования, проведенные в верховьях ручья Алькес-Вож в середине 90-х годов XX века, позволили дополнить эту коллекцию новыми образцами с рудопроявления «Чудное» и «Нестеровское».

В экспозиции зала полезных ископаемых представлено, в основном, золото с Приполярного Урала. Ключом является схематическая карта расположения золоторудных проявлений Кожимского района. Демонстрируется как материал с коренных месторождений, так и из россыпей практически всех выявленных рудопроявлений района. Например, с Синильги выставлены фрагменты кварцевых жил с вкрапленностью сульфидов и золота, золото из протолок и золотоносные конгломераты. С рудопроявления Караванного имеется седловидный кварцевый прожилок с пиритовой минерализацией и золотом, а с Желанного — золото в кристаллах горного хрусталя. В зале можно увидеть золотоносный кварц с верховья ручьев Сюрась-рузьвож и Бол. Каталамбию, крупногалечный золотоносный конгломерат и золотоносный гравелит с руч. Пелингичей рудопроявления «Амфитеатр», а в фондах хранятся образцы кварца с золотом из рудопроявления Пологое. Очень эффектно крупные образцы, переданные ЗАО «Голд Минералс» и М. Б. Тарбаевым с золото — палладиевого рудопроявления Чудного, где видимое золото содержится в фукситовых прожилках риолитов. Дополняют экспозицию отдельные самородки золота размером около полутора сантиметров с ручья Алькес-Вож, которые подарили в музей представители Фонда экономических и политических технологий. К сожалению, полярноуральское золото представлено в фондах пока лишь одним образцом кварцевой жилы

с Лонготьюганского рудопроявления из коллекции Д. Н. Литошко.

Помимо образцов гидротермального происхождения, в фондах имеются и экспонаты с контактовых и магматических месторождений золота. Б. А. Голдиным в музей сдана монографическая коллекция образцов к отчету по теме: «Магматические формации севера Урала, Пай-Хоя и Тимана и связанные с ними рудопроявления». При исследовании образцов с сedyского комплекса щелочных базальтоидов в сидеритсодержащем диабазе наряду с вкрапленниками пирита было встречено золото, как и в рассланцованном метабазальте.

Россыпное золото представлено в экспозиции образцами из аллювия и делювия с рек Балбан-ю и Пелингичей Приполярного Урала. Наиболее эффектно самородки с месторождений Кыв-вож и Ичет-Ю. Общий вес этих экспонатов составляет сорок четыре грамма. Они были переданы В. Т. Шаметько из ПК ТОО «Терра-2». Дополняется экспозиция тиманского золота грубозернистым песчаником с колумбитом с р. Умбы, сданным В. В. Келим.

Последним приобретением музея является две пробирки с золотинками, намытыми командой Республики Коми в составе И. Н. Бурцева, М. Б. Тарбаева, И. В. Деревянко на Чемпионате мира 2006 года по промывке золота в Финляндии, в местечке Танкаваара.

Самородная платина демонстрируется на основе монографической коллекции А.Б.Макеева с Кыввожского россыпного месторождения Среднего Тимана. Она представлена шлихом изоферроплатины, разделенным на 2 фракции — магнитная и слабомагнитная. Вес каждой фракции: 1.980 и 0.964 грамма.

В музейных фондах насчитывается четыре алмаза. Три кристалла природных алмазов ювелирного качества месторождения Ичет-Ю весом 99 мг, 95 мг, 106 мг были подарены производственно-коммерческим товариществом с ограниченной ответственностью «Терра-2», а один привезен Н. П. Юшкиным из Китая из терригенных пород окрестностей г. Далян, которые схожи с отложениями Архангельской алмазаносной провинции.

К ВОПРОСУ ОБ УЧАСТИИ «ЮВЕНИЛЬНОЙ» ВОДЫ В ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Н. Н. Зыкин

Московский государственный университет, Москва

Будучи эффективным растворителем, а также в силу своей распространенности на Земле, вода была и является основным элементом практически всех рудных процессов, в том числе процессов, ответственных за формирование коренных золоторудных месторождений. Определение свойств воды рудообразующих растворов во многом способствует выявлению источника полезного компонента, установлению причин и механизмов формирования месторождений благородных металлов.

Установить механизм и особенности формирования месторождений, их природу и степень участия в рудных процессах «ювенильной» составляющей сегодня возможно изучая первичные газowo-жидкие включения (ГЖВ) в минералах гидротермального генезиса. Вода газowo-жидких включений с момента их образования находится в «законсервированном» состоянии и, таким образом, может нести информацию не только как растворитель (плотность раствора, состав, температура и т.д.), но и указывать на источник рудного вещества. Между тем, при изучении свойств рудообразующих растворов, в том числе и в ГЖВ, исследования, как правило, концентрируются на определении химического состава растворов, газовой фазы и механических взвесей, т.е. изучается не собственно вода, а растворенные в ней вещества. Вода же, не редко составляющая больший объем включений, часто остается вне внимания исследователей.

Изотопный состав кислорода и водорода воды является единственной характеристикой собственно сингенетичной с рудообразующим раствором воды и при этом наиболее ее консервативным параметром. Фракционирование в паре «вода — органическое вещество» наименее значимое, в тоже время изотопный обмен в системе «вода — вмещающие толщи» чрезвычайно медленный и практически не проявляется при низких температурах. Таким образом, при подавленных процессах, способных привести к значительным изменениям первичного изотопного состава, геохимические свойства воды наиболее достоверно отражают источник ее поступления и условия формирования месторождений. Для выявления источника вод золоторудных месторождений важно сравнить их изотопный состав и закономерности его изменения с таковыми для вод иных резервуаров.

Как известно [2], для изотопного состава воды атмосферных осадков и метеорных вод на континентах устанавливается корреляционная зависимость между δD и $\delta^{18}O$, которая описывается уравнением $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10 \text{‰}$ (SMOW), получившая в литературе название линии метеорных вод = Meteoric Water Line = MWL или «прямой Крейга». При этом установлено, что наиболее «тяжелые» метеорные воды развиты в экваториальных широтах. По своему изотопному составу эти

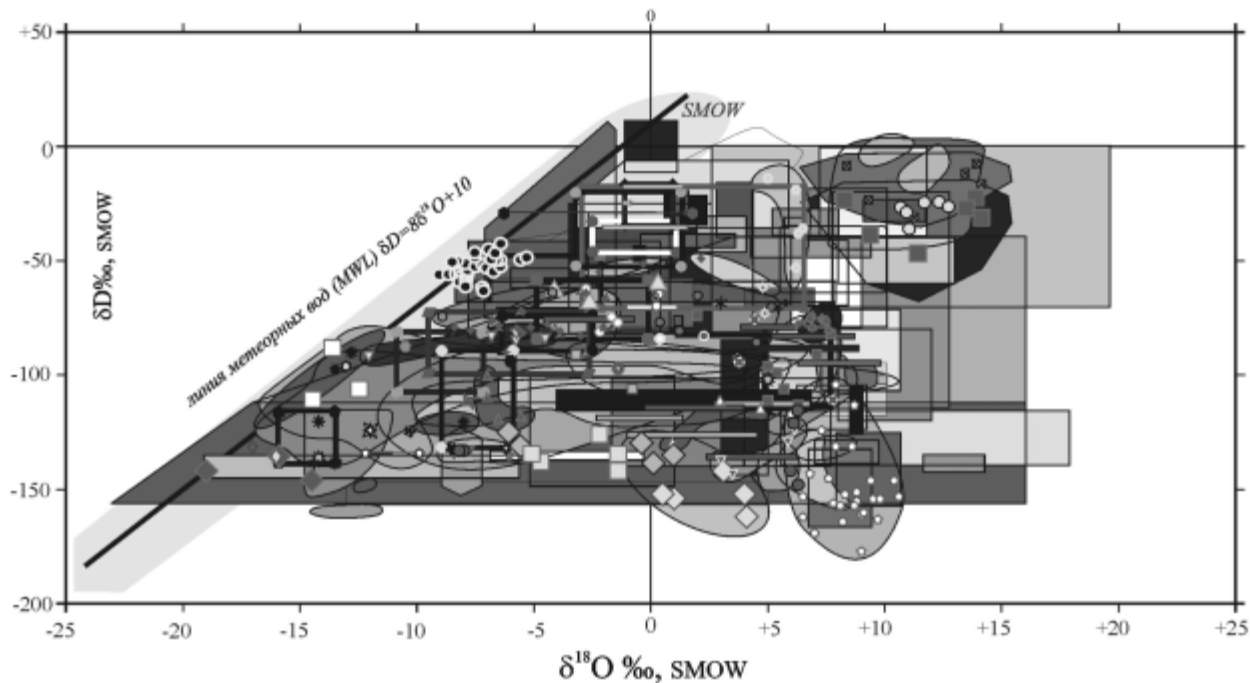
воды близки к изотопному составу средней океанической воды, δD и $\delta^{18}O$ которой в изотопных исследованиях принимаются за стандарт ($\delta D = 0 \text{‰}$, $\delta^{18}O = 0 \text{‰}$ SMOW — Standard Mean Ocean Water). Так же установлено, что по мере удаления от экватора изотопный состав метеорных вод и по кислороду -18 , и по дейтерию испытывает обеднение (континентальный эффект). Наиболее «легкие» значения $\delta^{18}O$ и δD для воды установлены в атмосферных осадках, ледниковых покровах и айсбергах на северном и южном полюсах Земли. Здесь отмечены самые низкие содержания тяжелых изотопов, достигающие значений $\delta D = -420$ и $\delta^{18}O = -55 \text{‰}$ (SMOW).

Изучение воды современных гидротермальных систем (действующие вулканы, гейзеры, фумаролы, термальные источники, кипящие котлы и т.д.) показало, что в подавляющем числе случаев вода этих систем имеет метеогенную природу и, более того, в каждом конкретном случае по изотопному составу соответствует воде местных атмосферных осадков [1]. Можно отметить, что в современных геотермальных системах ювенильной составляющей для воды установить не удается. Большинство исследователей для мантийной воды принимают значения $\delta^{18}O = +6 \text{‰}$ и $\delta D = -75 \text{‰}$ (SMOW). В случае гомогенного состава ювенильной воды и значительного участия ее в деятельности современных геотермальных систем изотопные характеристики воды последних тяготеют бы к этой области. Но поскольку этого не наблюдается, можно заключить, что источником этих вод является в основном инфильтрационная вода атмосферных осадков.

Для выявления механизмов образования золоторудных месторождений и степени участия в их формировании «ювенильной» составляющей показательны данные по изотопному составу воды газowo-жидких включений в сингенетичных минералах этих объектов. На графике (рисунок) приводятся результаты исследований изотопного состава воды ГЖВ золоторудных месторождений мира различного возраста. Как можно видеть, $\delta^{18}O$ и δD воды включений:

- 1) не превышают значений изотопного состава современной океанической воды;
- 2) составляют весь диапазон, характерный для наиболее распространенных современных континентальных (метеорных) вод;
- 3) ограничены значениями изотопного состава кислорода горных пород;
- 4) строго контролируются линией современных метеорных вод (MWL).

При этом также выявляется, что изотопный состав воды включений из минералов эпитеpмальных месторождений наиболее близок к линии метеорных вод и располагается вдоль этой линии. Значения $\delta^{18}O$ и dD



Изотопный состав воды газовой-жидких включений (прямые измерения) и вычисленные значения δD и $\delta^{18}O$ водных флюидов для золоторудных месторождений мира.

По данным: Ветштейн В. Е., 1982, Витык М. О., Демихов Ю. Н., Коптюх Ю. М., Скакун Л. З., 1990, Девирц А. Л и др., 1999, Коваленкер В. А., Покровский Б. Г., Чернышев И. В., 1994, Коваленкер В. А., Сафонов Ю. Г. и др., 1997, Константинов М. М., Варгунина Н. П., Косовец Т. Н., Стружков С. Ф., Сынгаевский Е. Д., Шишакова Л. Н., 2000, Материалы III—XVI Симпозиумов по геохимии изотопов. М., 1968—2001, О'Нил Дж.Р. и Зильберман М. Л., 1977, Омото Х. и Рай Р. О., 1977, Робинсон Б. В., 1977, Стабильные изотопы и проблемы рудообразования., 1977, Тейлор Х. П., 1977, 1982, Уайт Д., 1977, Холл У., Фридман И. и Дж. Наш, 1977., Bohlke J. K. and Kistler R. W., 1986, Chil-Sup So, Seong-Taek Yun, K. L. Shelton, 1995, Ding T. P., Yonge C., Schwarcz H. P. and Cheng P. Z., 1986, Emsbo P., Hofstra A. H., Lauha E. A., Griffin G. L., and Hutchinson R.W., 2003, Godfrey J. D., 1962, Heinrich C. A., Andrew A. S., Wilkins R. W. T., 1989, Heitt D. G., Dunbar W. W., Thompson T. B. and Jackson R. G., 2003, Kerrich R. and Wyman D. A., 1990, Kerrich R., 1989, Kokubu N., Mayeda T. and Urey H.C., 1961, Mitchell P. A., Silberman M. L. and O'Neil, J. R., 1981, Nesbitt B. E., Murowchick J. B. and Muehlenbachs K., 1986, Nesbitt B. E., 1988, Nutt C. J. and Hofstra A. H., 2003, Ojala V. I., Groves D. I., Ridley I. R., 1995, Peters S. G., Golding S. D., and Dowling K., 1990, Richardson C. K., Rye R. O., Wasserman M. D., 1988, Ripley E. M., Butler B. K., Taib N. I. and Lee I., 1993, Rushton R. W., Nesbitt B. E., Muehlenbachs K. and Mortensen J. K., 1993, Rye D. M., Rye R. O., 1974, Rye R. O. and Sawkins F.J., 1974, Rye R. O., Hall W. E., Ohmoto H., 1974, Rye R. O., Schuiling R. D., Rye D. M. and Jansen J. B. H., 1976, Rye R. O., 1966, Shelton K. L., So C.-S., and Chang J.-S., 1988, Stable Isotope Geochemistry: Special Publication №3, 1991, Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists: № 6, 1974, Taylor H.P. jr, Magaritz M., and Wickham S.M., 1991, Vennemann T.W., Muntean J.L. et al., 1993, Whelan J. F., Cobb J. C., and Rye R. O., 1988, Zhang X., Nesbitt B. E. and Muehlenbachs K., 1989

воды включений из минералов более глубоких и высокотемпературных мезотермальных месторождений, в соответствии с температурами их формирования, наиболее удалены от линии метеорных вод. В целом же поле развития значений $\delta^{18}O$ и δD воды из ГЖВ рассмотренных месторождений аналогично изотопным характеристикам воды современных геотермальных систем. Таким образом, изучение изотопного состава воды газовой-жидких включений золоторудных месторождений позволяет установить, что в образовании этих месторождений через механизм конвекции в основном принимала участие вода метеорного происхождения. Определяющим моментом при решении вопроса о доле глубокой воды в рудообразующих растворах является то обстоятельство, что даже в случае её существования, степень участия такой воды в гидротермальной системе исчезающе мала. Так, по имеющимся наблюдениям количество воды, как для современных, так и для древних магм составляет 0.5 % и менее и даже по крайним оценкам не превышает 3 % от объёма расплава. В то же время количество метеорной воды, успевающей проконтактировать с интрузи-

ей за время её кристаллизации и остывания, в 10—15 раз превышает объём самого интрузива, т. е. количество инфильтрационной воды в тысячи раз превышает количество воды “ювенильной”.

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что в большинстве своем изотопный состав воды ГЖВ рассмотренных месторождений отличается от современных метеорных вод этих районов. Это указывает на иной климат в период образования ГЖВ и соответственно рудных формирований (по аналогии с изотопными метками современных геотермальных систем). С другой стороны, эти данные, по нашему мнению, можно использовать с целью палеорекострукций, поскольку приобретаемые водой изотопные метки соответствуют палеошироте, на которой находился район месторождения в период его формирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 213—294.
2. Craig H. Isotopic Variations in Meteoric Waters // Science. Vol. 133. 1961. P. 1702—1703.

НОВЫЙ ТИП ЗОЛОТО-ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДОКЕМБРИЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТАХ ЮЖНОГО УРАЛА

С. Г. Ковалев¹, И. В. Высоцкий²

¹ Институт геологии Уфимского НЦ РАН, Уфа

² Государственное унитарное предприятие «Башгеолцентр», Уфа

В пределах западного склона Южного Урала конгломераты докембрийского возраста известны в составе машакской свиты (R_2), наиболее полный разрез которой представлен в районе Шатакского грабена, входящего в состав среднерифейской палеорифтогенной структуры. В ее строении принимают участие терригенные, магматические и вулканогенно-осадочные образования. По литологическому составу и последовательности напластования свита расчленяется на восемь подсвит, из которых первая и шестая являются вулканогенно-осадочными, вторая и четвертая — существенно вулканогенными, а третья, пятая, седьмая и восьмая — терригенными [4]. Терригенные породы, слагающие около 75 % объема свиты представлены преимущественно грубозернистыми образованиями (песчаниками и конгломератами кварц-кварцитового состава) при подчиненной роли алевролитов и углеродсодержащих сланцев. Конгломераты широко развиты в составе кузьелгинской (R_2ms_1), куянтавской (R_2ms_3) и каранской (R_2ms_6) подсвит, слагая горизонты мощностью до 20—25 м и протяженностью 10—12 км. Они представлены мелко- и валунногалечными разновидностями, между которыми существуют все переходы. Обломочный материал состоит из хорошо окатанных галек и валунов кварцитопесчаников, кварцитов и реже кварца. Цемент конгломератов кварц-серицитовый и кварц-серицит-хлоритовый, реже кварц-эпидот-хлоритовый с переменным содержанием магнетита и гематита и небольшим количеством сульфидных минералов.

Магматические породы, входящие в состав свиты, представлены вулканиками основного и кислого состава в покровной (эффузивной и пирокластической) и субвулканической (силлы и дайки) фациях. Кроме того, в основании свиты ранее было описано дифференцированное тело диабаз-пикритового состава [2].

В результате детального изучения терригенных толщ (в первую очередь конгломератов кузьелгинской и каранской подсвит), проведенных в последнее время, нами были получены оригинальные материалы по их металлоносности и выделен новый для Урала тип благороднометалльного оруденения.

Кузьелгинская подсвита распространена на западном склоне хребта Большой Шатак и прослеживается в виде субмеридиональной полосы шириной от 300 до 700 м на расстоянии свыше 11 км. Внутреннее строение подсвиты характеризуется переслаиванием пачек конгломератов и песчаников в нижней части разреза (85—100 м), конгломератов и диабазов в средней ее части (130—140 м) и риолитов (до 180 м) — в верхней.

По минеральным парагенезисам, слагающим осадочные породы и характеру рудной минерализации в составе подсвиты выделяются две толщи — нижняя и верхняя. Для первой характерен регрессивно-трансгрессивный тип разреза при колебаниях мощности от 80 до 100 м. Наиболее распространенным рудным минералом в этих породах является гематит. Он встречается как в гальке, так и в цементе. В монофракциях гематита, отобранных из цемента конгломератов нижней толщи кузьелгинской подсвиты атомно-абсорбционным методом было установлено до 10.77 г/т Au и 1.12 г/т Ag. В валовых пробах содержание золота составляет 1.8 г/т, серебра — 1.4 г/т, платины — до 1.25 г/т, палладия — до 0.35 г/т (таблица), при массовой доли железа — 8.22 %.

В верхней толще выделяется до трех горизонтов валунногалечных конгломератов суммарной мощностью около 50 м в переслаивании с потоками или силлами диабазов, перекрывающихся в верхней части разреза риолитами. Отличительной особенностью конгломератов является присутствие в цементе новообразованных минералов эпидот-цоизитовой группы в ассоциации с хлоритом галек. Рудная минерализация, приуроченная как к цементу, так и к галькам, представлена идиоморфными кристаллами магнетита размером 0.5—2 мм, в монофракции которого содержание золота составляет 4.9 г/т, а серебра — 0.2 г/т. В валовых пробах количества благородных металлов составляют: платины — до 1.75 г/т, палладия — до 0.30 г/т, золота — до 2.15 г/т, серебра — до 5.25 г/т, при массовой доле железа — 6.54 %.

Каранская подсвита по литолого-петрографическому составу во многом сходна с отложениями кузьелгинской подсвиты, прослеживаясь в виде относительно выдержанной полосы в субмеридиональном направлении по восточному склону хребта Большой Шатак.

По преобладающему составу рудных минералов конгломераты каранской подсвиты, так же как и кузьелгинской, подразделяются на гематитовые и магнетитовые разновидности. В первых гематит является наиболее распространенным рудным минералом. Его содержание колеблется от нескольких зерен (гальки) до 15—20 % (цемент). В разновидностях с магнетитом, кристаллы последнего неравномерно рассредоточены в цементе, а их количество достигает 60—65 %.

В обоих типах конгломератов встречены включения самородного золота, приуроченные к хлорит-железистым выделениям, цементирующим зерна кварца. Форма золотинок неправильная с резко изрезанными краями, дендритовидная, каплевидная. Размер их в основной массе 1—5 мкм, но встречаются и более

Содержания благородных металлов в осадочных и магматических породах Шатакского грабена (г/т)

№	Название породы	Au	Ag	Pt	Pd
1	конгломерат с магнетитом	0.20	5.25	1.75	0.30
2	песчаник с гематитом	0.25	1.00	<0.5	<0.1
3	диабаз с магнетитом	<0.1	1.75	<0.5	<0.1
4	конгломерат с сульфидами	0.10	1.00	<0.5	<0.1
5	конгломерат	0.35	1.25	н/о	н/о
6	конгломерат с гематитом	1.80	1.45	н/о	н/о
7	конгломерат с магнетитом	1.60	2.50	1.30	0.30
8	конгломерат с магнетитом	1.20	1.00	1.50	0.20
9	магнетитовая руда	1.20	1.75	<0.5	<0.1
10	конгломерат с магнетитом	2.15	1.20	1.40	0.20
11	конгломерат	0.30	1.25	<0.5	<0.1
12	углеродистый сланец с сульфидами	0.20	1.36	<0.5	<0.1
13	конгломерат	0.20	1.25	<0.5	<0.1
14	конгломерат	0.20	1.00	н/о	н/о
15	конгломерат	0.20	0.75	0.85	0.20
16	конгломерат	0.20	0.75	0.60	0.20
17	конгломерат	1.80	1.40	1.25	0.35
18	конгломерат	1.60	2.55	1.30	0.30
19	конгломерат с гематитом	1.85	1.70	0.50	0.10
20	гравелит с гематитом	0.20	0.50	<0.5	<0.1
21	песчаник с гематитом	0.20	1.25	н/о	н/о
22	конгломерат	2.00	0.75	0.80	0.30
23	конгломерат	0.10	1.00	н/о	н/о
24	диабаз с магнетитом	<0.1	1.75	<0.5	<0.1
25	углеродистый сланец	0.20	1.38	н/о	н/о

Примечание: Анализы выполнены в ОАО «Унипромедь» атомно-абсорбционным методом.

крупные выделения. Кроме того в двух образцах цемента конгломератов были обнаружены платиноиды, определенные оптическим методом в минералогической лаборатории ОАО «Унипромедь» как нигглиит (PtSn₃). Форма их выделений идиоморфная с правильными и ровными двумя и тремя гранями, средней твердостью, очень сильным двуотражением (R = 20—40 %) и анизотропией с ярким цветным эффектом от оранжевого до темно-серо-синего.

О генетических условиях формирования данного оруденения можно судить по сделанным нами ранее находкам в цементе конгломератов самородного железа, в составе которого микронзондовым методом установлены (в атомных %): золото (0.3 %), платина (0.4 %) и хром (0.34—1.14 %) [1]. На наш взгляд первичным источником металлов были восстановленные мантийные флюиды [3], проникавшие в верхние горизонты коры на ранних стадиях рифтогенеза. Последующая инверсия окислительно-восстановительных ус-

ловий привела к перераспределению благородных металлов и окислению железа. То есть процессы образования оруденения включали в себя несколько этапов и были полигенными и полихронными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ковалев С. Г., Высоцкий И. В. Первые находки самородного железа в породах машакского комплекса и их петрогенетическое значение // Геологический сборник № 1. Информ. мат.-лы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. С. 86—87.
2. Ковалев С. Г., Высоцкий И. В. Новые данные по магматизму Шатакского грабена // Геологический сборник № 3. Информ. мат.-лы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 117—119.
3. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1971. 229 с.
4. Парначев В. П., Ротарь А. Ф., Ротарь З. М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 105 с.

НОВЫЙ ТИП ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ХРЕБТЕ МАЛДЫНЫРД (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

И. В. Козырева, И. В. Швецова, Я. Э. Юдович

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В течение ряда лет мы занимаемся изучением горных пород-гидролизатов (продукты природного гидролиза, их метаморфизованные аналоги — метагидролизаты, а также тесно ассоциирующие с ними остаточные продукты глубокого выщелачивания), развитых на контакте двух крупнейших тектонических комплексов: рифей-вендского (доуралиды) и палеозойского (уралиды). В низах комплекса уралид залегает терригенная континентальная алькесвожская толща (C_3-O_1), для которой характерно присутствие метаморфизованных продуктов ближнего переотложения древней (кембрийской) коры выветривания доуралид. На хребте Малдынырд алькесвожская толща золотоносна; вследствие этого с 1995 г. ОАО «Полярноуралгеология» (впоследствии ЗАО «Голд Минералс») ведет здесь интенсивные геолого-поисковые и поисково-разведочные работы [1, 2, 4].

В каре оз. Грубепендиты (юго-восточный склон хребта), при изучении глиноземистых и железистых стяжений из зоны Озерного разлома нами было найдено самородное золото. Оно было обнаружено в протолочках стяжений двух типов: гематит-диаспор-пирофиллитовых и гематит-пирофиллитовых. Кроме описанного ниже, золото в аналогичных конкрециевидных образованиях было встречено нами и на риолитовом плато хр. Малдынырд в 2 км к СВ — у северной оконечности «Гряды Альбова» (по В.С.Озерову).

Гематит-диаспор-пирофиллитовые конкреции (обр. 9913) представляют собою овальные тела с типовыми размерами $8 \times 10 \times 15$ см, слегка вытянутые по сланцеватости вмещающих диаспор-гематит-пирофиллитовых сланцев. Нормативный пересчет химического анализа (табл.) показал соизмеримые количества трех главных минералов, а также присутствие малых примесей серицита (в шлифе неотличимого от пирофиллита) и хлоритоида (% мас.): гематит (+ гетит) 35.1, диаспор 30.9, пирофиллит 25.8, серицит 4.2, хлоритид 2.9, лейкоксен 0.3, апатит 0.3. Минералогический анализ тяжелой фракции протолочки выявил (кроме породообразующих гематита и диаспора) наличие циркона, агрегатного «сланцеподобного» монацита-1 [3], хлоритоида и 20 зерен золота. *Гематит-пирофиллитовые конкреции* (обр. 9930 и 9931) представляют собой тела размером от $5 \times 8 \times 10$ см до $10 \times 15 \times 20$ см. Некоторые из них обнаруживают отчетливую зональность: существенно гематитовое ядро и существенно пирофиллитовая мантия. Форма конкреций либо овальная, либо «галактическая» — с раздувом по экватору. Состав обр. 9930 и 9931 отличается только соотношением породообразующих минералов: в более глиноземистом обр. 9931 (таблица) больше пирофиллита, хлоритоида и соответственно меньше гематита (и продуктов его окисления).

Минералогический анализ тяжелой фракции протолочки показал (кроме породообразующего гематита) наличие циркона, лейкоксенизированного рутила, монацита-1, хлоритоида, нескольких зерен золота, а в обр. 9931 — также пирита. Присутствие рутила (лейкоксена) согласуется с повышенной титанистостью конкреций (чем они сильно отличаются от обр. 9913). Важным отличием состава этих конкреций от пирофиллит-диаспор-гематитовых является также высокое содержание бора (230—250 г/т), примерно соответствующее содержанию турмалина 4 кг/т. Ранее в каре оз. Грубепендиты нами уже были описаны бороносные хлоритидные сланцы [3]. В соответствии с высказанными ранее соображениями, можно думать, что пирофиллит-диаспор-гематитовые конкреции сформировались в сланцах по кислому (апориолитовому) субстрату, а гематит-пирофиллитовые — по основному (апобазитовому). Нормативный пересчет химических анализов показал (% мас.) доминацию пирофиллита (48.4), гематита (15.4), серицита (14.0), с ощутимыми примесями хлоритоида (11.5), диаспора (7.4) и лейкоксена (2.9).

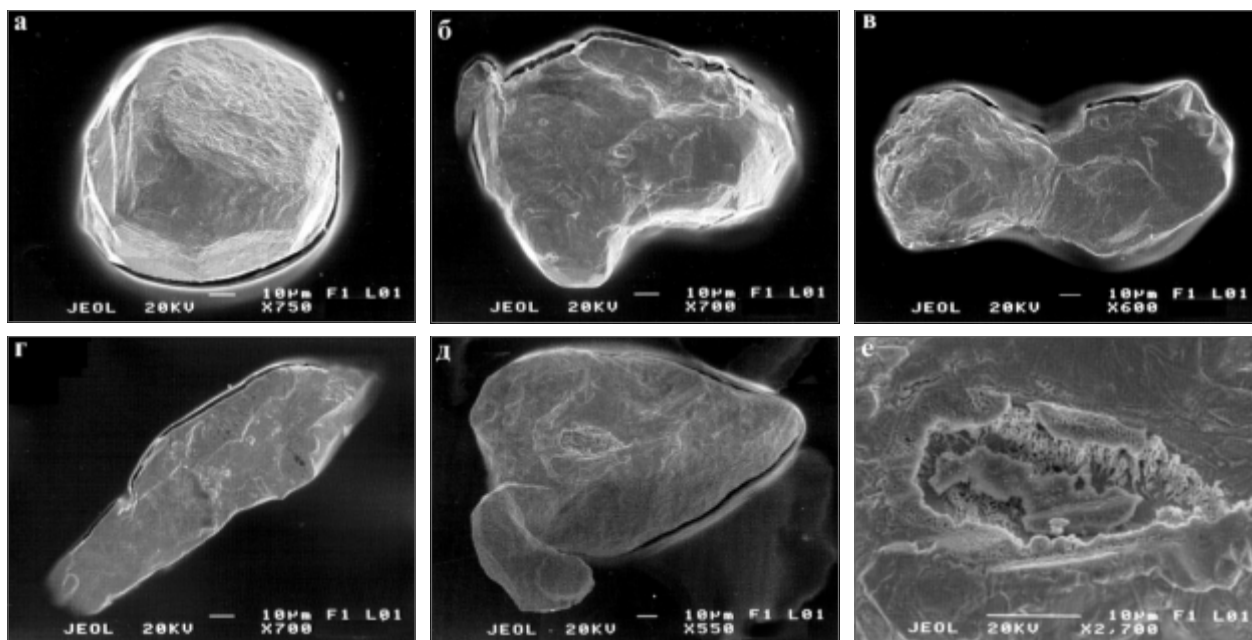
Химический состав конкреционных образований, мас. %

Компонент	9913	9930	9931
SiO ₂	19.40	42.48	40.75
TiO ₂	0.50	2.63	2.64
Al ₂ O ₃	36.81	25.97	29.66
Fe ₂ O ₃	32.71	18.73	14.58
FeO	0.84	1.90	2.50
MnO	0.02	0.10	0.16
MgO	0.13	0.02	0.34
CaO	0.17	He обн.	0.05
Na ₂ O	0.12	0.20	0.22
K ₂ O	0.30	1.17	1.23
P ₂ O ₅	0.18	0.09	0.09
П.п.п.	8.52	6.27	7.24
Сумма	99.70	99.56	99.46
CO ₂	0.02	0.03	He обн.
H ₂ O	0.58	1.37	0.69

Электронно-микроскопическое исследование зерен золота (рисунок) показало, что они представлены в основном двумя морфотипами. округлым и удлинённым. Первый тип — это субизометричные зерна, средним размером около 0.10—0.13 мм, представляющие собой уплощенные по октаэдру (111) кристаллы, и изометричные кристаллы, напоминающие додекаэдры. На поверхности часто видны шестигранные субиндивиды (рис., а, б). Второй морфотип представлен удлиненными сростками (чаще всего двух кристаллов), нередко имеющими гантелевидную форму. Длина таких сростков составляет 0.15—0.20 мм (иногда до 0.35 мм)

при ширине в узкой части до 0.20 мм, а в широкой — 0.50—0.70 мм (рис., в). Нередко на поверхности зерен наблюдается микрополосчатость, обусловленная слоями роста (рис., а, в). Неровный рельеф зерен связан, скорее всего, с выщелачиванием (травлением) поверхности. Вне связи со своей формой, по химическому составу (микронзонд JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link, оператор В. Н. Филиппов) золотины могут быть разделены на две группы. Первая группа количественно преобладает и представлена средне-высокопробным золотом (950—990) с примесями Cu (в среднем 1.5—2.0 %), гораздо реже — Pd и Ag (около 0.8 % каждого). В одном случае на поверхности золотины размером 0.18×0.11 мм наблюдалась каверна выщелачивания размером 0.030×0.015 мм, выполненная, судя по анализу, арсенидом палладия — атенеитом, с примесью брома (Fe 0.46, As, 11.32, Pd 47.42, Au 16.59, Hg 3.29 %, Br — 3.51 %). Вторая группа представлена серебристым золотом, близким к электруму — содержащим (по двум анализам) от 12 до 20 % Ag. Такое золото, в частности, было обнаружено в обр. 9930 (рис., г).

ление в разрезе, золото алькесвожской толщи является новообразованным — скорее всего метаморфогенным [1, 3, 5]. Очевидно, описанное нами золото имеет такую же природу. Видимо, золото, первоначально сорбированное конкреционными гидроксидами железа и алюминия в кембрийской коре выветривания, в процессе зеленосланцевого метаморфизма кристаллизовалось в самородном виде, с теми примесями, которые были захвачены вместе с ним. Весьма интересно наше наблюдение (рис., д, е) о более позднем выделении атенеита по отношению к золоту, что может указывать на полихронность рудного процесса [5]. Иной точки зрения придерживается В. С. Озеров. Многолетние детальные исследования золота на Чудном, по его мнению, доказали, что выделения в золоте атенеита, мертеита, иглолечек самородной меди, аурикуприта, участков, обогащенных серебром, представляют собой продукты распада твердых растворов Au, Pd, Cu, Ag. В. С. Озеров не сомневается, что обнаруженное нами золото в исходном виде включало достаточно равномерно распределенные атомарные примеси Pd, Cu, Ag, и этот твердый раствор начал распадаться с выделени-



Формы золотины в глиноземистых и железистых стяжениях.

а — кристалл додекаэдрического облика; б — кристалл с шестигранными субиндивидами на поверхности; в — гангелевидное зерно, сложенное двумя кристаллами; г — удлиненно-пластинчатый кристалл электрума; д — зерно с отростком (заполнение микропрожилка?) и каверной; е — деталь рис. д — каверна выполнена более поздним атенеитом

О генезисе золота можно судить, прежде всего, по факту обнаружения его в заведомо аутигенных образованиях — глиноземистых и железистых конкрециях. Это значит, что золото никак не может быть кластогенным — оно в любом случае новообразованное. Об этом же свидетельствует доминанция явно кристаллических форм золота. Что касается состава золота, то обе встреченные нами разновидности (низкопробное с Ag и средне-высокопробное с Cu, Ag и Pd) ранее уже были установлены в алькесвожской толще рудопроявления «Нестеровское» [2].

Все, кто писал о золоте, обнаруженном как в самом каре, так и на плато выше кара, были единодушны в том, что несмотря на явно стратиформное распреде-

ем самостоятельных минеральных фаз только в процессе зеленосланцевого метаморфизма пород и руд.

Авторы выражают признательность М. П. Кетрис, выполнившей нормативные пересчеты результатов химических анализов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ефанова Л. И., Повонская Н. В. Минералогические особенности и золотонность базальной части разреза уралид хребта Малдындыр // Сыктывкарский минералогический сборник № 28. Сыктывкар, 1999. С. 155—164. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 101).
2. Ефанова Л. И., Повонская Н. В., Швецова И. В. Золотонность и типоморфные особенности минералов алькесвожской толщи на участке Нестеровском // Геология евро-

пейского севера России. Сб. 4. Сыктывкар, 1999. С.102—125. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 103).

3. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты / Я. Э. Юдович, Л. И. Ефанова, И. В. Швецова, И. В. Козырева, Е. А. Котельникова. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 97 с.

4. *Озеров В. С.* Метаморфизованные россыпи золота При-

полярного Урала // Руды и металлы. № 9. 1996. С. 28—37.

5. *Тарбаев М. Б., Кузнецов С. К.* Генетические типы золоторудной минерализации Приполярного Урала // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Матер. XIII Геол. съезда Респ. Коми. Сыктывкар, 1999. Т. IV. С. 118—120.

ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПОЗДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАСЕЙНА

В. Г. Колокольцев¹, А. И. Ларичев¹, М. В. Мордвинцев²

¹ ФГУП ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

² ООО «Лукойл-Западная Сибирь», Когалым

Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн занимает значительную часть территории России, но его минерагения изучена слабо, а сведения о коренных проявлениях благородных металлов, насколько нам известно из литературных источников, и вовсе отсутствуют. Отсюда очевидно, что предлагаемые материалы могут иметь определенный интерес для решения как региональных, так и отраслевых задач металлогении.

Впервые установленная нами золото-полиметаллическая минерализация вскрыта разведочной скважиной в интервале глубин 2940.0—2943.9 м в пределах Нонг-Еганского нефтяного месторождения, расположенного в центральной части Западно-Сибирского бассейна. Она локализована в породах георгиевской свиты, которая подстилается васюганской и перекрывается баженовской свитами. Во вскрытом этой скважиной разрезе георгиевская свита, сложенная известняково-мергельно-аргиллитовой (толщиной 3.3 м) и залегающей под ней песчаной (0.6 м) пачками, ложится на васюганскую свиту с отчетливо проявленным размывом, а сверху контактирует с породами, которые обычно развиты в зонах так называемых «аномальных разрезов баженовской свиты». Эти светло-серые псаммо-алевритовые микститы с обломками и глыбами темно-серых почти черных углеродисто-пелитовых пород типичных для баженовской свиты, являются, по нашему мнению, продуктами поздне-мезозойской грязевулканической деятельности. Жерловые фации внедряясь в георгиевскую свиту срезают ее верхнюю часть.

Линзы и желваки биоморфного известняка георгиевской свиты разбиты густой сетью кальцитовых прожилков и интенсивно изменены гидротермальными процессами с образованием ооидных и колломорфных (в том числе оолитовых) текстур. Ооиды выполнены гидрослюдой либо тонкокристаллическим кварцево-гидрослюдистым агрегатом. Колломорфные текстуры контрастно очерчены оксидами (и гидрооксидами ?) железа. Основным породообразующим минералом оруденелых пород является марганцовистый кальцит, имеющий сферолитовую структуру и содержащий до 7.52 % Mn. В межсферолитовом про-

странстве сохранились изначальная биоморфная структура известняка и зерна глауконита, характерные для безрудных известняков и подстилающих песчаников.

Из рудных минералов преобладают сфалерит, миллерит, пентландит, барит, пирит, золото, серебро, аргентит, апатит.

Золото примечательно очень высокой пробностью (от 99.36 до 99.7 % Au и соответственно от 0.64 до 0.04 Ag). В изготовленных из оруденелых пород прозрачно-полированных шлифах оно фиксируется единичными неоднородными (в катодных лучах на микроанализаторе) золотиными до 20 микрон по длинной оси (см. рисунок).

Серебро присутствует в двух минеральных видах: самородном и сернистом (аргентите). В прозрачно-полированных шлифах обе минеральные формы серебра представлены зернами до 5—7 микрон. В самородном серебре присутствует до 7.42 % Cu.

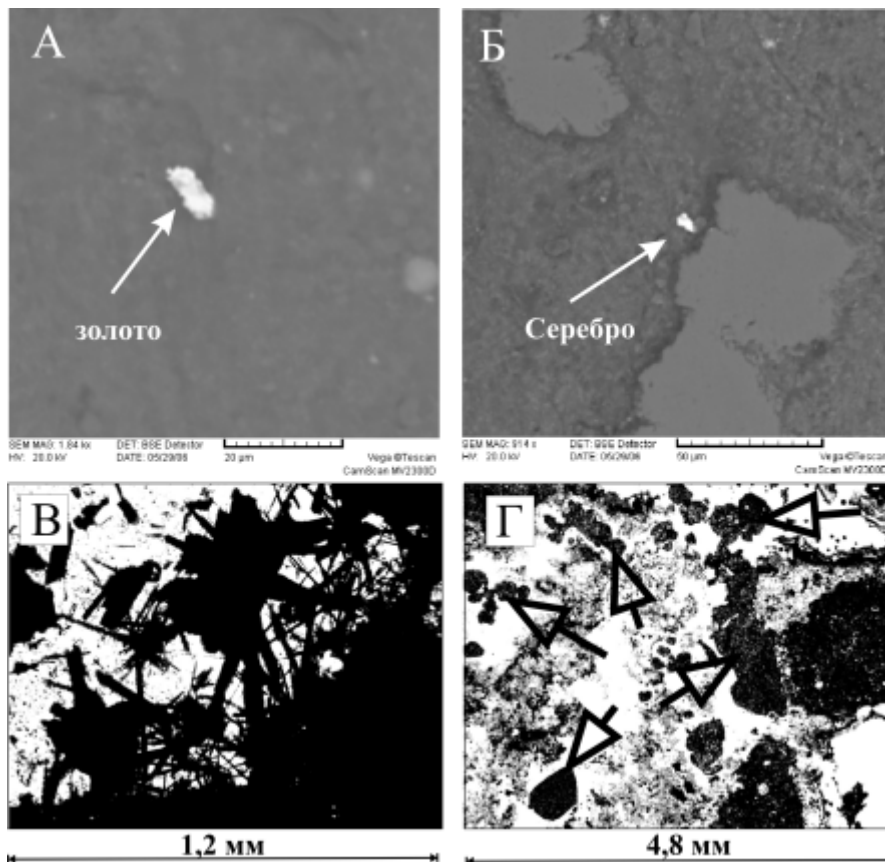
Доминирующим рудным минералом является сфалерит, который образует идиоморфные кристаллы (от сотых долей до 0.5 мм), их сростки и зооморфозы по микрофауне. Некоторые индивиды сфалерита содержат кадмий (до 0.43 %). На долю сфалерита приходится до 3 % площади шлифа.

Из никелевых минералов преобладает миллерит, в меньшем количестве присутствует пентландит. Состав игольчатых кристаллов миллерита (мас. %): S — 49.72; Mn — 0.16; Fe — 0.74; Ni — 49.34; Ag — 0.03. В скрытокристаллических агрегатах миллерита определен кобальт, концентрация которого достигает 1.59 %. Кристаллы пентландита чаще образуют агрегаты с пиритом.

Кроме «чистого» (в пределах порога чувствительности микроанализатора) пирита встречаются никель (до 0.37 %) и марганецсодержащие (до 1.07 %) его разновидности.

Размеры пластинчатых кристаллов барита варьируют от нескольких микрон до 0.5 мм. Фосфатные минералы образуют морфологически сложные изотропные агрегаты.

Залегающие под известняками разнозернистые глауконит-содержащие песчаники характеризуются мас-



Минерализация в гидротермально измененных известняках георгиевской свиты. Широтное Приобье, Нонг-Еганская площадь.

А, Б — золото и серебро в катодных лучах, В — игольчатые кристаллы миллерита в проходящем свете без анализатора, Г — кристаллы сфалерита в проходящем свете без анализатора

совыми захоронениями скелетных остатков белемнитов и на всю толщину (0.6 м) заражены игольчатыми кристаллами миллерита, фосфатными минералами с

добных руд на обрамлении Западно-Сибирской плиты и при решении проблемы источника рудных компонентов (в их числе и золота) в нефтях.

концентрациями P_2O_5 до 38.99 %, Mn-содержащим (до 1 %) пиритом. Примечательной особенностью тонких иголок миллерита является их своеобразное взаимоотношение с кварцем, мелкие зерна которого часто оказываются нанизанными (как на шашлычном шампуре) на эти иглы. Для уточнения природы пустотного пространства нефтяных коллекторов было важно определить временное взаимоотношение этих двух минералов: кварц пронизывается миллеритом или обрастает его. На данном этапе нам не удалось решить такую задачу.

Золото-полиметаллическое оруденение пока что встречено в кернах единственной скважины, но улавливаемая тенденция уменьшения концентрации рудных минералов по мере удаления от контакта с рвущими микститами свидетельствует скорее всего о его не случайной пространственной связи с продуктами позднемезозойской грязевулканической деятельности. Это обстоятельство полезно учитывать и при изучении по-

К ПРОБЛЕМЕ ПОИСКОВ СЕРЕБРА НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ

Е. В. Колониченко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

На рис. 1 представлена мемориальная доска (мрамор), установленная в деревне Нонбург, Усть-Цилемского района Республики Коми в ознаменование 500-летия первых в истории России рудников меди и серебра. Не вдаваясь в критический разбор текста (240 или 340? рудознатцев), обратим внимание на связность серебра и меди. В настоящее время каждым летом на одном из 3-х исторических разработок (А. Шренк, 1855) — «Заводы», что находятся в семи километрах выше устья левого притока Цильмы — р. Рудянка, можно собрать от 1 до 20 килограммов богатой медной руды. Представлена она фитоморфозами халькозина по углефицированному древесному остаткам. Количество руды зависит от уровня паводковых вод, а также от мощности размываемых линзовидных прослоев голубых глин, в которых эта руда сосредоточена. Однако, серебра в этих рудах нет.

В отличие от меди, серебро часто встречается в литературе (Оловянишников, 1998 и др.) в качестве самородного акцессорного минерала. Лишь в 80 годы прошлого века в ходе проведения комплексной геологической съемки 1:50 000 масштаба в северной части Среднего Тимана количество «анализируемого» серебра возросло до 50 г/т и даже до 2000 г/т (Юдин и др., 1976—1980). Это больше чем, чем приводимые А.А.Черновым: 1 золотник в пуде; 80 долей на 100 пудов породы; 0.009 %; 0.026 %, (Чернов, 1926), (1 доля = 0.00444 г, 1 золотник = 96 долей, прим. автора). Наибольшие содержания серебра связаны с верхнерифейскими карбонатными породами. Приуроченность к приразломным зонам на границе сланцы-карбонаты является наиболее перспективным геологическим фактором, известным, например, при формировании месторождений полиметаллических месторождений.

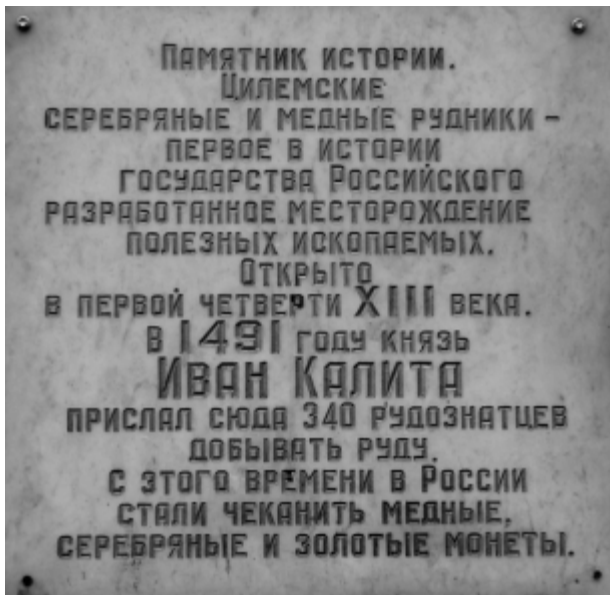


Рис. 1. Мемориальная доска в деревне Нонбург

Во время проведения тематических работ (Вильчик, Колониченко, 1985) на р. Верхняя Сенка, правом притоке р. Цильма, в кварцевой жиле с галенитом было обнаружено серебро в количестве 0.1 % (ПСА), а в воде, в ряде проб, аномальное (тах по данным спектрального анализа фильтрата, метод АК, ВСЕГИНГЕО, составило 5.2мкг/л) содержание серебра. Наиболее богатая сульфидная минерализация на р. Димтемьель условно разбита на три комплекса. Связываются они с разно стадийными или с разно этапными образованиями. 1 — метасоматический (пирит, халькопирит, лигирующие примеси, породообразующие); 2 — пирротин-халькопирит-марказитовая ассоциация (с платинидами); 3 — условно полиметаллический комплекс: халькопирит-галенит-сфалеритовый (гренакит, борнит, халькозин, ковеллин, церуссит, серебро, блеклая руда,



Рис. 2. Кварцевая будина в сланцах

сульфасоли мышьяка, теллура, висмута, маухерит, кобальтин, скуттерудит). Носителем серебра, вероятно, являются халькозин и блеклые руды.

Прошедшим летом на р. В. Сенка найдены три старые штольни протяженностью 8—10 м. Пройдены они по кварцевым и кварц-карбонатным жилам среди верхнерифейских сланцев. Жилы имеют вид будинированных крутопадающих тел, согласно слоистости. По рассказам местных жителей имеется штольня протяженностью 17 м. Рядом с одной из штолен обнаружен шурф, глубиной 3—3.5 м, также пройденный по выклинивающейся жиле. В жилах обнаружен галенит и др минералы (находятся в стадии исследований). На рисунках 2 и 3 показаны одна из трех штолен и кварцевая будина над входом. Время заложения штолен мы относим к началу прошлого века. Об этом свидетельствуют останки большого (5х6 м.) бревенчатого дома близ штолен, от которого хорошо сохранилось два венца. Вряд ли дом, построенный на террасе Цильмы, мог простоять два и более веков. В связи с этим возникает предположение о добыче свинца во время Второй мировой войны.



Рис. 3. Вход в штольню, стрелкой показана кварцевая будина

Историческое упоминание о серебре на Тимане имеет ряд специфических особенностей. Во-первых, территории медных промыслов и серебрянных не совпадают. Местонахождение серебрянных рудников, в настоящее время, является проблематичным. Во-вторых, серебро тяготеет к рифейским породам. Особенно к контактовым зонам сланцев с карбонатами. Такие зоны, не редко, осложнены тектоническими подвижками, окварцеванием, сопровождаются радиоактивными аномалиями (до 900 мкр/час, Юдин и др. 1976—1980).

Поисковая стадия, в которой сейчас находятся поиски серебра имеет продолжительность во времени. Учитывая, что древние рудознатцы имели дело с видимым серебром, следует признать, что проблема поисков серебра остается актуальной и в наше время.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСАХ КАРЕЛИИ

Л. В. Кулешевич

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

Докембрийские (3.1—1.65 млрд. л.) золоторудные объекты Карелии связаны преимущественно с остро-водужными и окраинно-континентальными обстановками аккреционного и с зонами сдвиговых деформаций, рассланцевания и метасоматоза коллизионного этапов развития. Сдвиговые зоны обычно бывают сопряжены или оперяют более крупные региональные смещения и являются каналами для проникновения глубинных и метаморфических флюидов. При формировании месторождений и проявлений золота наиболее благоприятными оказались поздние стадии лопийского и свекофеннского орогенических циклов. Архейские рудные объекты локализуются в субмеридиональных и субширотных зонах сдвиговых деформаций, протерозойские — в СЗ и СВ. Минеральный состав руд и их формационные типы усложняются со временем. Рудные тела, связанные с вулканизмом, образуют стратифицированные, либо линзовидно-пластовые залежи. Рудные тела, ассоциирующие с гранитоидным магматизмом или локализованные в зонах сдвиговых деформаций, представлены жилами, прожилковыми или вкрапленно-прожилковыми типами и штокверками. В архейских зеленокаменных поясах находится более трети рудных объектов, среди них 4 небольших месторождения — Педролампи, Лобаш-1, Рыбозеро, Таловейс. В протерозойских толщах размещаются остальные рудопроявления, большинство комплексных и два собственно золоторудных месторождения — Майское и Воицкое.

Позднеархейские зеленокаменные пояса (3.1—2.55 млрд л.) объединяют линейные вытянутые структуры трех возрастных групп с повторяющимися рядами гранитоидов известково-щелочного и Na-K-ряда в верхних частях разрезов и ассоциациями колчеданных, молибденовых, золото-полиметаллических, золото-сульфидных и золото-кварцевых руд. С вулканогенно-осадочными комплексами ранних стадий развития Суомозерско-Кенозерского и Сегозерско-Ведлозерского зеленокаменных поясов в восточной и центральной Карелии связаны колчеданы с низкими концентрациями полиметаллов и золота (проявления Ведлозерское, Нялмозерское, Северо- и Верхне-Вожминское). С вулканизмом кислого-среднего состава ассоциируют наиболее известные вкрапленно-прожилковые, брекчиевидные и массивные золото-колчеданно-полиметаллические рудопроявления: Северо-Вожминское (Au до 2.8 г/т, ср. 0.9 г/т, P₁ — 0.6 т) и Верхне-Вожминское (до 20 г/т). Минерализация этих рудных объектов представлена пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пирротинном, борнитом, халькозином, ковеллином с незначительным количеством арсенопирита и кобаль-

тина. На раннеорогенной стадии развития Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса формирование плагиогранитов шилосского комплекса (2.86 млрд л.) и порфировых даек (2.81 млрд л.) сопровождалось пропилитами, березитами, листовенитами и золото-сульфидно-кварцевой минерализацией. Проявления Заломаявского, Тайгиницкого и Рыбозерского рудных полей содержат 1—25 г/т Au (ср. 1.82—10 г/т, ресурсы каждого из объектов категории P₂ составляют 10—15 т). Рудная минерализация месторождения Рыбозеро представлена пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, бурнонитом, стибно-висмутотеллуридами, тетраэдритом, алтаитом, золотом и более редкими минералами.

В Костомукшской структуре (Костомукшско-Гимольский зеленокаменный пояс в северо-западной Карелии) коллизия на рубеже 2.72—2.65 млрд лет привела к смятию всех толщ, образованию субмеридиональных и субширотных сдвиговых зон, внедрению гранитов в обрамлении структуры, диоритов-гранит-порфиров таловейсского комплекса (2.72 млрд л.), фельзитов (геллефлинт) и микропорфиров раугаойского комплекса (2.705 млрд л.) и затем К-гранитов (2.7—2.65 млрд л.). С диоритами-гранит-порфирами и метасоматитами сдвиговых зон связана золото-сульфидная, золото-сульфидно-кварцевая минерализация участков Факторный, Берендей, С-16П и Южно-Костомукшское, золото-сульфидные и золото-кварцевые руды месторождения Таловейс (Au 1—47 г/т, ср. 10.8—12.9 г/т, P₂ 12 т). Рудная минерализация этих участков представлена золотом, пиритом, халькопиритом, галенитом, цумоитом, тетрадимитом (Таловейс), а также арсенопиритом и шеелитом (Берендей, С-16П). Южно-Костомукшское золото-сульфидное проявление контролируется субширотной зоной рассланцевания. Оруденение этого участка представлено арсенопиритом, леллингитом, электруммом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, сам. висмутом, цумоитом, мальдонитом, ауростибитом и др.

Тикшезеро-Парандовский зеленокаменный пояс (2.8—2.65 млрд л.) заложился и развивался как окраинно-континентальный на границе Карельского кратона с Беломорским подвижным поясом в северо-восточной Карелии. На орогенной стадии развития внедрение гранитов сопровождалось грейзенизацией и медно-молибденовым оруденением в надкупольной зоне Лобашского массива в западном борту Лехтинской структуры Авнеозерско-Парандовской части пояса. На участке Лобаш вблизи контактов порфировых даек в зонах рассланцевания и биотитизации сформировалось золото-полисульфидное (с Ag, Bi и Te) орудене-

ние месторождения Лобаш-1 (Au 0.5—216 г/т, ср. 2.64—3.04 г/т, P_2+C_2 8.7 т). Золото-полисульфидное оруденение находится в единой зональности с медно-молибденовым (Лобаш). Рудная минерализация представлена пирротинном, халькопиритом, золотом, электрумом, галенитом, висмутотеллуридами (верлит, жозеит, хедлейит, цумоит), сам. висмутом, висмутином, гесситом, встречаются пентландит, кобальтин.

Зеленокаменный пояс Ялонвара-Хатту-Тулос на юго-западе Карельского кратона формировался в интервале времени 2.76—2.7 млрд л. С кислым-средним вулканизмом в Ялонварской структуре связаны колчеданно-полиметаллические руды с повышенными концентрациями золота. Внедрение гранитоидов (2.74—2.72 млрд л.) сопровождалось полиметаллическими и Cu-W-Au-Mo (с Bi и Te) рудами Ялонваары (0.1—3.4 г/т Au) и золото-кварцевыми жилами пояса Хатту (ср. 4—18 г/т, запасы 5—10 т). Основными рудными минералами этих месторождений являются пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, кубанит, золото, электрум, молибденит, Pb-Bi-теллуриды, галенит, висмутин, сам. висмут, шеелит, алтаит, гессит, петцит и некоторые более редкие минералы [1, 2].

Континентальная коллизия Карельского кратона и Беломорской подвижной области в позднем архее вызвала формирование зон сдвиговых деформаций (на глубинных уровнях) и заложение внутриконтинентальных бассейнов. Позднеорогенные события (2.7—2.55 млрд л.) завершили внедрением К-гранитов и сие-

нитов в пределах центральной части кратона, интенсивным метасоматозом, формированием золото-кварцевых жил и золото-сульфидной минерализации. Метасоматические преобразования в связи с позднеархейской (а затем с протерозойской коллизией) оказали существенное влияние на формирование таких месторождений золота, как Педролампи (Au 1—40 г/т, ср. 1—5.9 г/т, P_2+C_2 7.97 т), рудопоявления Золотые Пороги (0.5—20 г/т) и некоторые другие. Месторождение Педролампи относится к золото-сульфидному формационному типу. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, золотом, минералами МПГ, халькопиритом, галенитом, электрумом, сам. серебром. В зоне окисления обычны халькозин, ковеллин.

Золоторудные объекты в зеленокаменных поясах Карелии относятся к золото-сульфидному или золото-кварцевому рудно-формационным типам, к низко-, среднетемпературным гидротермальным, связанным с вулканизмом, гранитоидным магматизмом или зонами деформаций, расщепления и метасоматоза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иващенко В. И., Лавров О. Б. Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск, 1994. 128 с.

2. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the Late Archean Hattu Shist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Ed. by Pekka A. Nurmi and P. Sorjonen-Ward // Geological Survey of Finland. Sp. paper 17. Espoo. 1993. 386 p.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОВОГОДНЕНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

В. А. Лючкин¹, А. В. Толоконников¹, О. В. Водоватов¹, В. М. Распопин²,

¹ ОАО «Ямальская горная компания», Салехард

² ОАО «Ямалзолото», Лабытнанги

«Новогодненское» рудное поле, включающее залежи золоторудных месторождений «Новогоднее-Монто» и «Петропавловское», расположено в пределах т.н. Тоупугол-Ханмейшорской площади, по своим размерам отвечающей рудному узлу, который входит в состав Войкаро-Щучьинской структурно-формационной зоны палеозоид. Эта площадь представляет собой тектонически деформированную и в значительной степени эродированную вулканоплутоническую депрессию, входящую в Войкарский (Малоуральский) краевой вулканоплутонический пояс.

Рудное поле сложено вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами андезито-базальтового состава тоупугольской свиты (S_2) и частично перекрывающимися их карбонатными и флишоидными осадками тоуполегартской свиты (D_3), прорванными интрузиями габбро-диорит-тоналитового состава и дайками

диоритовых порфиритов собского (S_2-D_1), силлами и дайками порфировидных габбро и монзонитовых порфиритов коногорского (D_3-C_1) и дайками долеритовых порфиритов и лампрофиров малоханмейского (C_{1-2}) комплексов. Возраст стратифицированных образований является дискуссионным: некоторые исследователи приводят данные об их возрасте не позднее нижнего девона.

Оба месторождения сформировались в сложном узле пересечений разрывных и складчатых деформаций субмеридионального, субширотного и запад-северо-западного направлений при активной рудоконтролирующей и рудолокализирующей роли сопряженных с ними тектонических структур более высоких порядков.

Гидротермально-метасоматические процессы по вмещающим оруденение породам являются полифор-

мационными и полихронными долгоживущей рудно-магматической системы. Наиболее ранние их проявления представлены слабо золотоносными хлорит-альбит-карбонатными пропилитами, имеющими площадное распространение. Позднее сформировались инфильтрационные известковые пироксен-гранатовые, пироксен-гранат-везувиан-эпидотовые и других ассоциаций скарны. Завершает скарновый процесс магнетит-сульфидная с золотом ассоциация, которая при наложении заключительной кварц-сульфидной стадии определила промышленную золотоносность месторождения «Новогоднее-Монто». При этом сформировались золотоносные березитизированные породы, вмещающие последовательные стадии рудообразования: сульфидные прожилково-вкрапленные зоны, кварцевые, кварц-карбонатные с сульфидами зоны, сульфидно-кварцевые жилы и жильные зоны с золото-теллуридным оруденением. Rb/Sr изохрона, полученная сотрудниками ЦНИГРИ в рамках договорной работы, из березита по монцодиоритовому порфириду конгорского комплекса, отвечает возрасту 360.3 с погрешностью 1.3 млн лет. С учетом ранее определенного таким же способом возраста пород собского комплекса, процессы метасоматизма и рудообразования в «Новогодненском» рудном поле протекали в период 400—360 млн лет.

На месторождении «Новогоднее-Монто» выделены следующие геолого-вещественные и морфологические типы оруденения золота, сформировавшиеся в два этапа, разделенные некоторым временным промежутком:

— зоны сульфидизации, местами — сульфидизации и окварцевания, скарново-магнетитовых руд (залежь «Магнетитовая») раннего этапа вдоль контактов с подстилающей линзой рифогенных мраморизованных известняков (отмечено оруденение и по мраморам). Залегание золоторудных тел субсогласное контактам, выделяются они только по данным опробования и поэтому относятся к типу минерализованных зон сложной морфологии;

— зоны окварцевания и сульфидизации также раннего этапа по стратиформной залежи, названной «Скарновой», магнетитоносных скарнов и скарнированных вулканогенных пород, подстилающей упомянутую выше линзу мраморов. Здесь выделены два вещественных типа руд: зон окварцевания и сульфидизации по скарнам и зон окварцевания и сульфидизации по линзо- и пластообразным телам магнетитовых руд. Взаимоотношения между обоими типами не вполне ясны, наиболее вероятно, что это единый тип оруденения, по времени следующий за завершающим скарновым и наложенный как на скарны и магнетиты, так и на смежные мраморизованные известняки по ослабленным зонам типа межплоскостных срывов;

— преимущественно субмеридиональные и субширотные зоны березитизации, сформировавшиеся по зонам разрывных нарушений («Разведочная», «Центральная», «Восточные 1—3» и серия более мелких, далеко не всегда золотоносных, по своей морфологии относящиеся к крутопадающим жильно-прожилковым зонам), окружающие «Магнетитовую» залежь.

«Магнетитовая» залежь, как «слепое» железорудное тело и вместилище наложенного оруденения золо-

та, в южной части имеет ширину до 350 м, на севере не превышает 100 м, протяженность с юга на север составляет 250—280 м, т.е. ее форма близка к изометричной. Южный фланг по широтному разлому опущен относительно северного крыла на 80—100 м, изучен лишь в двух пересечениях и не несет промышленного оруденения. Магнетитовые руды и вмещающие их скарны и скарнированные вулканогенные породы окаймляют морфологически сложную северо-западную зону выклинивания линзы рифогенных мраморизованных известняков, моноклиально падающей на восток-юго-восток. Моноклиаль в зоне выклинивания осложнена валообразным выступом и сопряженным с ним флексуорообразным прогибом ее юго-западной части с осью СЗ 310—340° простираения. Амплитуда прогиба достигает 120 м. Западнее прогиба магнетитовые руды резко поднимаются вверх вплоть до образования цепочки выходов на дневную поверхность по близмеридиональной линии, в целом совпадающей с трассировкой зон березитизации «Центральная» и «Восточная». Наибольшие мощности магнетитовых тел установлены на юго-западном крыле флексуры: от валообразного выступа мраморов до центра прогиба, а также в зоне выклинивания мраморов. Их внутреннее строение достаточно сложное, линзовидно-гнездовое. К этим же участкам приурочена представляющая промышленный интерес основная часть залежи золото-сульфидно-магнетитовых руд. Их золотоносность определяется кобальтином и кобальтсодержащим пиритом, а также самородным золотом высокой и средней пробы, а основными попутными компонентами являются: серебро — в среднем 5.0 г/т, медь — в среднем 0.065 % и кобальт — в среднем 0.06 %. Типоморфная геохимическая ассоциация для этих руд представлена рядом Au—Co—Cu—As—Ag [1].

«Скарновая» залежь представляет собой литологически неоднородную пачку мощностью от 30—40 м до 100 м скарнированных, вплоть до образования известковых скарнов, основных вулканитов, туфопесчаников, туфогравелитов, подстилающая линзу мраморизованных известняков. Вдоль контакта с последними, а также в нижней части пачки прослежены невыдержанные пласто-, линзообразные и гнездовые тела магнетитовых руд. На юго-западном фланге месторождения, в зоне флексуорообразного прогиба, «Скарновая» залежь сливается с «Магнетитовой» залежью. Как на магнетитовые тела, так и на скарны без магнетита, в т.ч. находящиеся в экзоконтактах с магнетитами, наложена кварц-пирит-халькопиритовая с золотом минерализация в виде достаточно протяженных, кулисообразно сопряженных зон без четких границ. Примером интенсивности этого процесса может служить пересечение залежи скважиной 20/11, где на мощность 31.3 м содержание золота составило 2.15 г/т. «Скарновая» залежь, как и «Магнетитовая», повторяет контуры линзы мраморов и погружается на восток и юг на глубины свыше 300 м и в этих направлениях не оконтурена. Западной границей залежи является полоса выходов на дневную поверхность скарнов, магнетитовых тел и скарнированных пород вдоль зон метасоматитов «Разведочная» и «Восточная», включая известную по пред-

шествовавшим поисковым работам одноименную медно-магнетитовую залежь.

Зоны гидрослюдисто-кварц-карбонатных метасоматитов представляют собой систему субмеридиональных и поперечных к ним, очень крутых, сложно продольно ветвящиеся жильно-прожилковых зон березитизации с сульфидно-кварцевыми жилами и прожилками по основным вулканитам с довольно четкими границами, переменной — от первых десятков см до десятка метров в раздувах — мощности, с устойчивыми низкими средними содержаниями золота. Золото преимущественно самородное, ассоциируется с пиритом, галенитом и жильными минералами, реже — с халькопиритом. Отмечаются теллуридно-кварцевые руды, в которых золото сконцентрировано в петците и гессите, реже — в пирите. Геохимическая ассоциация для сульфидно-кварцевых руд существенно отличается от ассоциации руд золото-сульфидно-магнетитовых и представлена рядом $Au—Ag—Mo—Pb—As$ [1].

На южном фланге месторождения имеется несколько пересечений скважинами подобных зон. Пространственное положение этих зон не вполне ясно; наиболее вероятно их субмеридиональное направление, т.е. упомянутые зоны могут представлять продолжение уже относительно изученных зон «Центральная» или «Восточная». Впрочем, не менее вероятно их принадлежность к трудно устанавливаемой скважинами системе пологих поперечных нарушений.

Повышенный интерес вызывает зона «Западная», расположенная всего в 600 м к западу от «Магнетитовой» залежи месторождения «Новогоднее-Монто». Она прослежена в меридиональном направлении на 2.7 км и ее южная и северная границы еще не установлены. Возможная ее протяженность — до 4 км. Зона представляет собой линейное штокверкоподобное образование шириной в раздувах до 500—600 м, сформировавшееся между двумя валлообразными субмеридиональными выступами интрузии кварцевых диоритов-габбро-диоритов собского комплекса в поле вулканогенных пород: туфов основных вулканитов, туфопесчаников, базальтов, андези-базальтов. Ее меньшую, осевую часть, слагают золотоносные березит-лиственитоподобные породы, получившие название кварц-карбонат-гидрослюдистых метасоматитов или просто метасоматитов и выделенные как месторождение «Петропавловское». Вначале месторождением считалась лишь центральная часть зоны «Западная», однако в дальнейшем установлено, что границами месторождения по простиранию можно считать золоторудную зону «Западная» в целом. При этом его центральная часть протяженностью 650—700 м, заключающая потенциально промышленные руды для открытой разработки, представляет собой штокверковую зону общей шириной до 150—200 м совмещенного раннего жильно-прожилково-вкрапленного, последующего жильного кварц-карбонат-сульфидного и завершающего жильного кварц-сульфидно-теллуридного с серебром оруденения. В северном направлении она переходит в кварц-сульфидные жилы и жильные зоны относительно небольшой мощности общей протяженностью более 1250 м; в южном — превращается в широкий — до

600 м — первичный ореол с содержаниями золота выше 0.1 г/т протяженностью 800—900 м над предполагаемыми глубоко погруженными рудами, ограниченный с юга разломом и пересекаемый широтными золотоносными кварц-сульфидными жилами и жильными зонами.

Главным рудным минералом является пирит четырех последовательно образовавшихся разновидностей, из которых две последние — существенно золотоносны, а первая содержит лишь кобальт. Встречаются в резко подчиненном количестве кобальтин, галенит и халькопирит. Основной минеральной формой золота является самородное микроскопических размеров в классах -0.355 мм, преимущественно в классах менее 0.09 мм. Отмечено также золото в классе $-1...+0.355$ мм. Устанавливается не менее трех стадий продуктивного рудообразования, из них в двух последних присутствуют теллуриды золота и серебра: петцит, гессит и теллурувисмутит. По траншее-расчистке размером 100 x 60 м в северной части штокверковой зоны установлено наличие субширотных (поперечных к простиранию штокверковой зоны) жил и прожилковых зон мощностью 0.5—2.0 м белого кварца с теллуридами, с концентрациями золота в 3—5 раз выше, чем во вмещающих меридиональных зонах жильно-вкрапленной пиритизации.

Бедные руды со средним содержанием золота 0.5—1.2 г/т (однако и здесь встречены пробы с высокими и «ураганными» содержаниями, приуроченные к жилам и сериям прожилков белого кварца) преобладают в южной части штокверковой зоны, где они выходят на дневную поверхность или находятся на небольшой глубине. В северной ее части на поверхность выходят более богатые руды со средним содержанием от 3.0 до 7.5 г/т. С глубиной интенсивность оруденения и концентрации золота постепенно увеличиваются со средних 1.0—1.5 г/т до 2.5—4.0 г/т. Общее склонение золотого оруденения — на юг под углом 30—35°. По данным электроразведки ВЭЗ-ВП, представляющее интерес оруденение на южном фланге штокверковой зоны прогнозируется в интервале глубин 450—650 м. Распределение в пространстве участков, обогащенных золотом, неравномерное, глубина их распространения превышает достигнутую в южной части штокверковой зоны глубину изучения 340 м. В целом в поперечных сечениях распределение повышенных средних (1—5 г/т), реже — высоких (7—10 г/т) — концентраций золота в штокверковой зоне напоминает этажерку, пологие «полки» которой представлены преимущественно залежами вертикальной мощностью от нескольких метров до 30-40 метров. Границы таких залежей устанавливаются исключительно по данным опробования. Эти «полки» разделяются промежутками с концентрациями золота в сотые и десятые доли г/т.

В северном направлении штокверковая зона резко сокращается по интенсивности объемной жильно-вкрапленной сульфидной минерализации, но здесь преобладают продольные жилы и жильно-прожилковые зоны видимой мощностью преимущественно 1—2 м, сложенные белым кварцем завершающей стадии оруденения. Содержание золота в них колеблется от

1.2—1.3 г/т до 69.6 г/т, преимущественно находится в пределах 3—12 г/т. Отличительная особенность этих руд — наличие серебра в количествах, превышающее в 3—5 раз содержание золота.

Южный фланг месторождения представляет, вероятно, зону рассеянной минерализации над глубоко погруженными рудными залежами. Кроме того, здесь выявлены и частично прослежены скважинами, а также вскрыты на поверхности две субширотные кварц-сульфидные жильные зоны с золотоносным (до 80—90 г/т) ромбододекаэдрическим пиритом. Мощность жил и зон колеблется от 0.5 м до 12 м, содержания золота — от 1.5 до 94.0 г/т, а протяженность может составить до 2.5 км. Их изучение начнется в ближайшее время.

Охарактеризованными выше объектами золоторудный потенциал «Новогодненского» рудного поля не исчерпывается: в его пределах известно еще несколь-

ко скарново-магнетитовых и жильно-прожилковых кварц-сульфидных проявлений, изучение которых продолжается.

При подготовке материала использованы результаты подрядных работ ФГУП ЦНИГРИ, руководитель Волчков А. Г. и ОАО НПО «Геосфера», руководитель Черняев Е. В.

ЛИТЕРАТУРА

1. Трофимов А. П., Фунтиков Б. В. и др. Геолого-геохимические особенности золоторудного железо-скарнового месторождения Новогоднее-Монто на Полярном Урале // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: Материалы международной научной конференции. Екатеринбург, 2004. С. 449—452.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЩУГОРСКОМ РАЙОНЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Т. П. Майорова^{1,2}, В. Н. Филиппов²

¹ Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

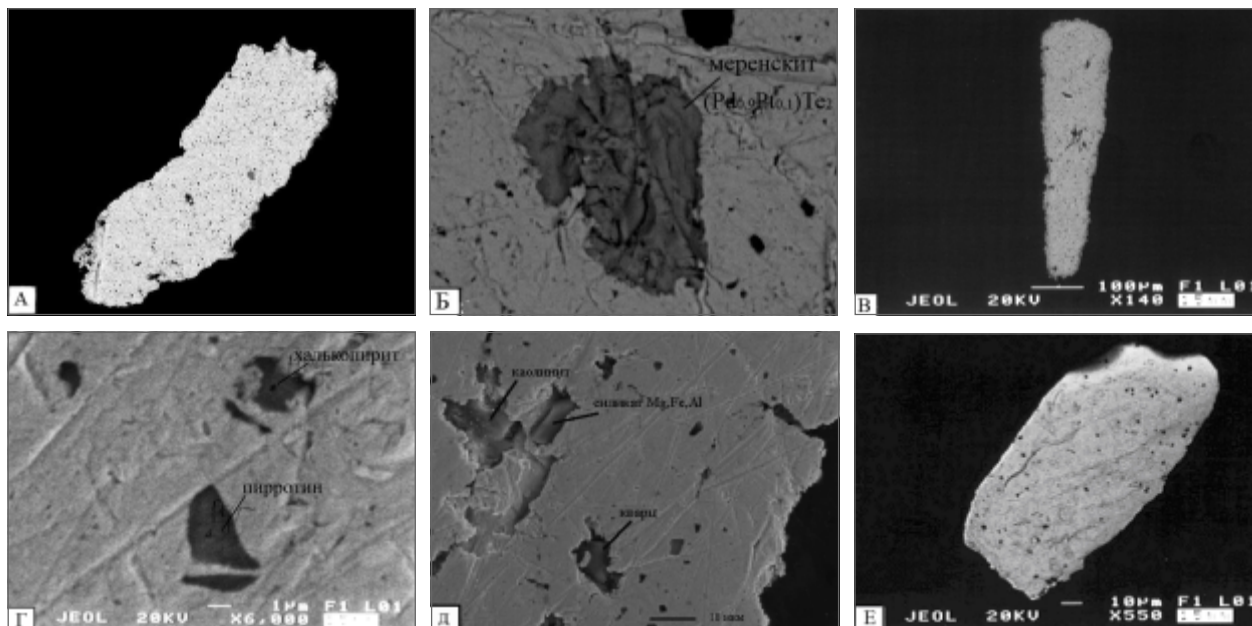
Использование типоморфных особенностей россыпного золота для оценки перспектив коренной золотоносности территорий и выявления формационных типов золотого оруденения, наряду с другими подходами, применяется давно и во многих районах достаточно успешно. Вместе с тем, при поисковых работах часто наблюдается недооценка этих признаков, особенно в отношении нетрадиционных типов золотого оруденения. Для севера Урала примером может служить десятилетний разрыв между находкой палладистого золота в аллювии Кожимского района [4] и открытием рудопроявления Чудного с новым типом золото-палладиевой минерализации [6].

В то же время, сведения о новых типах коренных источников золота в сопредельных районах Урала позволяют понять типоморфное значение особенностей состава и строения россыпного золота в таком, казалось бы, изученном районе, как Щугорский на Приполярном Урале. Доизучение химического состава россыпного золота из аллювиальных отложений р. Щугор на Приполярном Урале выявило совершенно необычные его особенности, на наш взгляд имеющие прогнозное значение. Из одной навески золота (8 знаков) было проанализировано три золотины.

Микрозондовый анализ стержневидной золотины (рис., а) показал присутствие в ней микронных включений платиносодержащего теллурида палладия (рис. 1 б) — меренскита [3]. Золото высокопробное с небольшим количеством примесей серебра и меди (табл. 1). В одной из пластинчатых золотины (рис., в) установлены микровключения халькопирита и пирротина размером 3—5 мкм (рис., г). По форме и отсутствию связей с трещинами их следует отнести к синге-

нетичным. Результаты химического анализа сульфидов вполне удовлетворительно пересчитываются на их кристаллохимические формулы (табл. 2) при некотором дефиците серы и присутствии золота, что объясняется малыми размерами включений и влиянием золотой матрицы. Золотина также высокопробная, но содержание серебра выше, медь и другие примеси не обнаружены (табл. 1). Кроме того, в этом же зерне обнаружены включения кварца (~ 3 мкм), силиката (Mg, Fe, Al) и каолинита (рис., д). Происхождение этих включений, скорее всего, является эпигенетическим по отношению к золоту, так как они локализируются в приповерхностной области золотины, в зоне механических деформаций и наклепа, поэтому могли быть захвачены при ее окатывании и смятии. Особенно это касается силикатов, которые явно приурочены к трещинке. На обеих золотилах фиксируется высокопробная оболочка (табл. 1). Состав еще одной проанализированной пластинчатой золотины (рис., е) отвечает высокопробному золоту с повышенным, по сравнению с другими зернами, содержанием серебра и отсутствием высокопробной оболочки (табл. 2). Включений других минералов в ней не обнаружено.

Несмотря на ограниченность представленного материала, нужно отметить впервые установленную специфическую ассоциацию микроминералов в золотилах, причем из одной точки опробования. Она представлена микровключениями платиносодержащего теллурида палладия (меренскита), халькопирита, пирротина и силиката Mg-Fe-Al состава (пока не идентифицированного). Присутствие каолинита, наряду с наличием достаточно мощных высокопробных оболочек на золотилах, может указывать на поступление золота



Облик золотин (А, В, Е), микровключения меренскита (В), халькопирита и пирротина (Г), каолинита и силиката Mg, Fe, Al (Д)

Таблица 1

Химический состав золота, мас.%

N п/п	Привязка, морфология	Центр/Край*	Au	Ag	Cu	Сумма
1	р.Щугор стержневидная золотина	Центр (1)	95.70	2.75	1.24	99.69
		Центр (2)	95.55	2.24	1.57	99.36
		Центр (3)	94.95	1.81	0.54	97.30
	с включениями теллурида палладия	Центр (5)	96.02	2.64	1.32	99.98
		Край (2)	97.89	-	-	97.89
		Край (4)	99.76	-	-	99.76
2	пластинчатая золотина	Центр (1)	96.97	5.93	-	102.90
		Центр (2)	95.48	3.55	-	99.03
		Центр (3)	97.49	1.78	-	99.27
	с включениями халькопирита и пирротина	Центр (4)	97.53	5.26	-	102.79
		Край (1)	99.99	-	-	99.99
		Край (2)	99.99	-	-	99.99
3	пластинчатая золотина	Центр (1)	93.87	6.67	-	100.54
		Центр (2)	93.54	7.08	-	100.62
	Край (1)	89.63	6.83	-	96.46	
		Край (2)	93.09	5.63	-	98.72

* Цифра — номер точки, в которой проводился анализ.

Таблица 2

Состав включений халькопирита и пирротина в золотине, ат.%

* В состав сульфидов не входит.

из коры выветривания, возможно палеоген-неогенового возраста.

Как на элементном (Au, Pd, Te, Cu, Fe), так и на минеральном (золото-меренскит-халькопирит-пирротин) уровне установленная ассоциация сопоставима с составом медно-золото-палладиевых руд рудопроявления Озерное, приуроченных к габброидной части Рай-изско-Войкарской офиолитовой ассоциации [5] и оруденения волковского типа, связанного с габбро-норитовой ассоциацией Палладиеносного пояса Урала [1].

В бассейне р. Щугор комплексная золото-платиноидно-теллуридная минерализация может быть связана с породами глубинных базальтоидных ассоциаций (базальтоидами, габброидами, гипербазидами) лорцемпейского и манаргского комплексов [2].

Находка россыпного золота с включениями меренскита, халькопирита, пирротина в аллювии р. Щугор указывает на россыпеобразующий характер предполагаемой золото-платиноидной минерализации и может служить поисковым признаком на этот новый, нетра-

диционный тип оруденения в других районах севера Урала.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта между УрО и ДВО РАН «Золото и платиноиды Тимано-Североуральского региона: уровни концентрации, условия и механизмы формирования, сопоставление с аналогичными типами золотого оруденения Сибири и Дальнего Востока».

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю. А., Коротеев В. А. Платинометальное оруденение палеоостроводужных комплексов Урала: платиновые и палладиеносные пояса // Металлогения и геодинамика Урала. Екатеринбург, 2000. С. 94—98.

2. Голдин Б. А., Калинин Е. П. Доордовикский магматизм севера Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980. С. 3—30.

3. Майорова Т. П., Филиппов В. Н. Включения теллурида палладия в россыпном золоте Щугорского района (Приполярный Урал) // Теория, история, философия и практика минералогии: Матер. IV международного семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 152—153.

4. Малюгин А. А. Типоморфизм россыпного золота и возможности его использования при поисках коренных источников (на примере бассейна р. Балбанью) // Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1984. 22 с.

5. Кузнецов С. К., Котельников В. Г., Онищенко С. А. и др. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2004. № 5. С. 2—4.

6. Тарбаев М. Б., Кузнецов С. К., Моралев Г. В. и др. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. Т. 38. №1. 1996. С. 15—30.

САМОРОДНОЕ ОЛОВО И КОЛЛОМОРФНЫЙ КАССИТЕРИТ В ЗЕЛЕНСЛАНЦЕВЫХ МЕТАМОРФИТАХ ХРЕБТА ПАЕ НА ПОЛУОСТРОВЕ КАНИН

Б. А. Мальков¹, В. Н. Филиппов², И. В. Швецова²

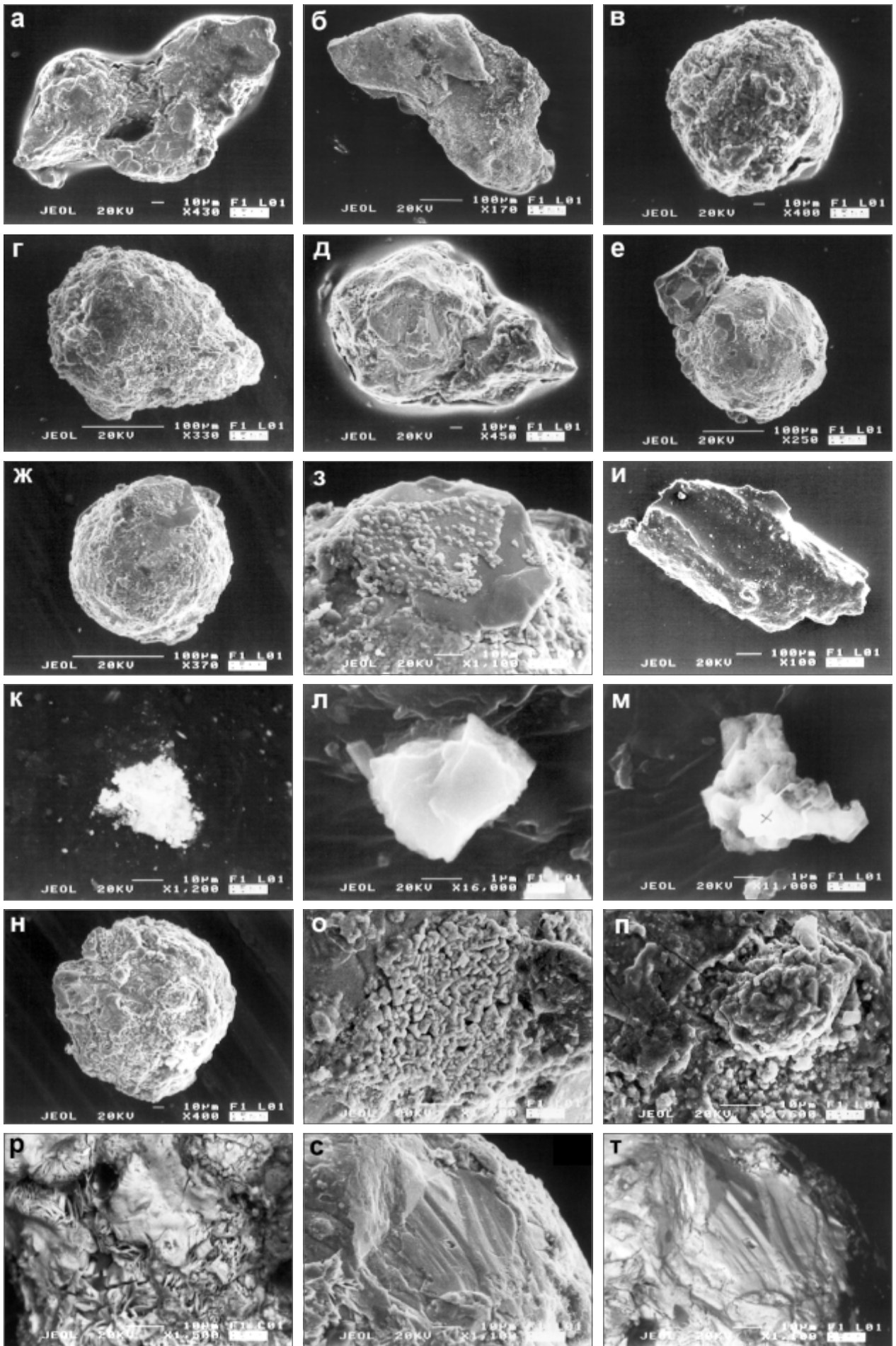
¹ Коми государственный педагогический институт, Сыктывкар

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Самородное олово в виде мельчайших шариков и желвачков было встречено в протолочных пробах метаморфических пород хребта Пае, в 35 км юго-восточнее мыса Канин Нос. Краткие предварительные сведения об этой находке были опубликованы [7]. Дальнейшее исследование на микрозонде позволило уточнить структуру и минеральный парагенезис канинского самородного олова и понять необычные условия его образования. Обобщение всех новых и опубликованных ранее результатов и составляет суть настоящей работы. Район наших исследований находится на северо-западной оконечности хребта Пае, где мощная (до 14 км) северо-западного простирания с северо-восточным падением моноклиальная толща рифейских терригенных пород тархановской серии представлена кварцитами, алевролитами и сланцами, метаморфизованными в условиях фации зелёных сланцев [8]. В ней присутствуют немногочисленные кливажированные тела метадиабазов. Породы верхов разреза в устьях рек Большой и Малой Пидерцелхи обрываются мощной зоной дробления, за которой в полосе прилива-отлива на берегу Баренцева моря обнажается метаморфическая толща, прорванная интрузиями сиенито-монцитов, грейзенизированных гранитов и пегматитов, содержащих мелкие зёрна касситерита [4]. Возраст гранитных пегматитов, определённый К-Аг методом по мусковиту, примерно 640 млн лет. Возраст гранитов лежит в пределах 550—535 млн лет [4, 8]. Возраст метаморфизма пород тархановской серии, определённый тем же методом, составляет 500—550 млн лет [4, 6, 8].

Изучение и опробование метаморфической толщи проводилось вдоль поперечного хребта Пае геологического профиля: от устья речки Песцовой, впадающей в Белое море (на юго-западе), до устья реки Малой Пидерцелхи, впадающей в Баренцево море (на северо-востоке). Истоки этих рек сходятся на узком водораздельном плато, и это позволяет наблюдать вдоль всего профиля почти непрерывный разрез рифейских отложений, залегающих круто моноклиально с преобладающим падением на северо-восток [8]. Моноклиаль осложнена флексурными перегибами с пологим, вертикальным или местами крутым обратным падением пластов. В тяжёлой фракции пяти изученных протолочных проб (массой 3—5 кг), взятых вдоль профиля, было обнаружено самородное олово в форме желвачков, шариков, лепёшек, проволочек и дендритов в количестве 20—30 мг на пробу (рис. 1—2). Размер (диаметр) оловянных желвачков и шариков варьирует от сотых долей до 0.8 мм, но чаще всего в пределах 0.1—0.3 мм. Некоторые зёрна несут следы позднейших механических деформаций, полученных при дроблении проб. Поверхность оловянных шариков и желвачков гладкая, шероховатая или мелкобугорчатая от многочисленных наростов матричных минералов. Изредка встречаются шероховатые шарики, более тёмные по цвету, серые, с тусклым блеском.

Оловянные шарики в кварцитопесчаниках и металевролитах обычно несут на поверхности минеральные коронки из зёрен кварца, калишпата, чешуек биотита (рис. 1—2). Состав всех этих минералов был изу-



чен на микрозонде. Анализ проводился на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link. Срастания олова с кварцем, калишпатом, биотитом взаимопроникающие и большей частью сингенетические. Интересны взаимоотношения самородного олова с графитом. Присутствие графитизированной органики в метаморфических сланцах и алевролитах тархановской серии кроме нас отмечали и другие исследователи. На поверхности продолговатых зёрен графита длиной 1 мм и поперечником 0.2 мм, напоминающих растительные фрагменты, находятся угловатые мелкие (около 30 мкм) включения самородного олова, покрытые тончайшими новообразованиями абхурита (рис. 1, и, к, л, м). В этой связи вспоминается присутствие самородного олова в углеродистых сланцах рифея машакской свиты на Южном Урале [5]. В обоих случаях угадывается барьерная функция углеродистого вещества при осаждении на нём самородного олова, как и ряда других минералов.

Оловянные шарики при рентгеновском изучении оказались шаровыми монокристаллами с микроблочной, судя по заметному астеризму точечных рефлексов, структурой. Величина блоков, вычисленная по длине пятен на лауэграммах, равна 70—100 Е, а параметры элементарной ячейки олова: a_0 — 5.80, c_0 — 3.18 Е. Лауэграмма серых шариков самородного олова, имеющая вид диффузных колец, свидетельствует об их поликристаллической структуре и микрослоистой текстуре. Астеризм рефлексов белого олова отражает первичное ростовое несовершенство монокристаллов.

Спектральный полуколичественный анализ зафиксировал присутствие в самородном олове 17 элементов-примесей, содержание которых в сумме достигает

5.4 % мас. [7]. Важнейшие из них — Pb, Cu, Bi, Ag — обусловлены наличием рудных минеральных включений. Примеси Ca, Mg, Al, Si, Ti, Fe явно связаны с микровключениями биотита, калишпата и кварца (табл. 1). Рудные минералы представлены микровключениями галенита, перита $PbBiO_2Cl$, абхурита $Sn_{21}Cl_{16}(OH)_{14}O_6$ и корочками «деревянистого» касситерита, пятнами абхурита и какого-то сульфата меди (табл. 1—2). На поверхности многих оловянных желвачков наблюдается тонкая корочка колломорфных почковидных выделений «деревянистого» касситерита (табл. 1).

Метаморфический парагенезис канинского самородного олова своеобразен. Он включает как метаморфические минералы: биотит, микроклин, так и «гидротермальные»: галенит, перит, «деревянистый» касситерит, абхурит и сульфаты меди. Колломорфный «деревянистый» касситерит обычно характерен для гидротермальных месторождений малых глубин. Абхурит впервые был обнаружен в 1993 г. вблизи селения Шарм Абхур в Красном море как продукт изменения оловянных слитков, извлечённых из трюмов затонувших кораблей. В нашем случае абхурит находится не только на поверхности оловянных шариков, но и внутри них, что зафиксировали микрозондовые анализы. То есть канинский абхурит в отличие от археологического аналога, имеет низкотемпературное эндогенное происхождение. В литературе абхурит и перит обычно упоминаются в списке скарновых и гидротермальных минералов [12].

Самородное олово присутствует во всех разновидностях зеленосланцевых метаморфитов тархановской серии, включая кварцитопесчаники, алевролиты и сланцы. Очевидно, что образование желвачков само-

Таблица 1

Химический состав калишпата, биотита, кварца, «деревянистого» касситерита из сростков и наростов на самородном олове, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
	Калишпат	Калишпат	Биотит	Кварц	Кварц	Касситерит
Al ₂ O ₃	17.95	18.83	24.26	0.89	0.97	-
SiO ₂	61.18	64.18	44.21	90.85	99.03	0.68
TiO ₂	-	-	2.40	-	-	-
K ₂ O	14.71	15.43	9.11	-	-	-
CaO	0.56	0.59	-	-	-	0.68
MgO	-	-	12.95	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	21.06	-	-	-
BaO	0.95	1.00	-	-	-	-
MnO	-	-	0.36	-	-	-
SnO ₂	4.14	-	0.33	11.68	-	98.33
CuO	-	-	-	-	-	0.68
Сумма	99.49	100.0	114.68	103.42	100.0	100.37

Примечание. 1—2 — калишпат бариевый в тесном срастании с оловянным шариком; 3 — биотитовая чешуйка на поверхности оловянного шарика; 4—5 — кварц из сростка с оловянным шариком; 6 — «деревянистый» касситерит, образующий корочку на оловянном шарике. Все минералы из кварцитопесчаников на р. Песцовой, п-ов Канин. Анализы 2 и 5 скорректированы после исключения примеси SnO₂. Плохая сумма анализа биотита вызвана рельефным фактором. Анализы выполнены на микрозонде.

← Рис. 1. Самородное олово в метаморфитах хребта Пае: а—г — основные морфотипы выделений самородного олова: шарики (в), желвачки (г), «лепёшки» (а, б); д—и — сростки самородного олова с калишпатом (д), кварцем (е), биотитом (ж, з), графитом (и, к), где «и» — выделение графита, «к» — самородное олово на поверхности графита; л—м — наросты абхурита (л) и самородного олова (крестик в центре) в оторочке абхурита (м) на поверхности графита (и); н—т — оловянный шарик (н), покрытый корочкой «деревянистого» касситерита (о, п), под которой видна рифлёная поверхность самородного олова (р, с, т). Сканирующий электронный микроскоп

Таблица 2

Химический состав абхурита, перита, галенита из включений и наростов на самородном олове, мас. %.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	Олово	Олово	Абхурит	Абхурит	Перит	Перит	Перит	Галенит
Al	0.27	-	0.54	0.43	-	-	-	-
Si	0.28	-	0.35	0.26	-	-	-	-
Ca	-	-	-	0.46	4.33	2.82	3.33	9.87
Sn	99.89	100.35	72.69	80.12	3.36	1.97	2.60	4.70
Cu	0.59	0.96	-	-	0.81	0.71	0.71	0.83
Pb	-	-	-	-	41.27	39.78	42.15	47.88
Bi	-	-	-	-	31.11	38.12	38.50	-
Cl	0.26	-	16.33	14.49	5.67	5.30	6.32	-
O	-	-	-	-	9.64	9.23	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	6.28
Сумма	101.29	102.72	90.28	95.76	96.22	97.93	94.28	69.56

Примечание. 1 — вкрапление самородного олова (~30 мкм) в графите (?) из кварцитопесчаника; 2 — самородное олово под микронной корочкой касситерита на оловянном шарике; 3 — абхурит с самым высоким (~41.25 ат. %) содержанием Cl, близким теоретическому (43.2 ат. %), образует тонкую корочку на самородном олове; 4 — абхурит с пониженным (~36.38 ат. %) содержанием хлора на поверхности оловянного шарика-сростка с кварцем; минералы 1—4 — извлечены из кварцитопесчаника, р. Песцовая, п-ов Канин; 5—7 — перит на поверхности оловянного шарика (D~180 мкм) из алевролита с р. М. Пидерцелхи, п-ов Канин; 8 — галенит-микронник на поверхности оловянного шарика в окружении кальцита. Присутствие Ca в анализах 5—8 связано с фоном кальцита.

родного олова связано с зеленосланцевым метаморфизмом оловосодержащих терригенных отложений. Метабластический рост шаровых кристаллов самородного олова происходил при участии метаморфогенных флюидов. Обрастание олова «деревянистым» касситеритом и абхуритом происходило, вероятно, уже при заключительных низкотемпературных стадиях процесса. Оловянные желвачки подобного состава и, вероятно, такого же происхождения установлены в углеродистых сланцах машакской свиты среднего рифея на западном склоне Южного Урала [5]. Самородное олово пользуется довольно широким распространением. Оно присутствует в аллювиальных платиноносных россыпях Среднего Урала на реке Ис [1] и в элювии, заполняющем современные трещины в коренных породах золотопалладиевого рудопроявления Чудного на Приполярном Урале [15]. По наблюдениям А. Г. Бетехтина, самородное олово встречается главным образом в россыпях вместе с самородной платиной, осмистым иридием, золотом и касситеритом. Ещё в начале прошлого века оно было обнаружено им на Северном Урале и в Миасском районе [2]. В виде округлых зёрен до 1 мм в поперечнике, похожих на дробинки, в ассоциации с касситеритом, арсенипиритом, галенитом, пиритом и самородным золотом оно присутствует в золотоносных россыпях Французской Гвианы, Нигерии, Нового Южного Уэльса (Австралия), Боливии [9]. Постмагматическое и гидротермальное самородное олово обнаружено в сиенитах, гранит-порфирах, кварцевых жилах Северной Киргизии [13]. Олово присутствует в кварцевых жилах по р. Коренной, левому притоку р. Цильмы, на Среднем Тимане [10]. Здесь же в верхнем течении р. Цильмы (ниже устьев Верхней Сенки и Коренной) самородное олово присутствует вместе с золотом и шеелитом в шлихах, взятых из аллювия [10]. Гидротермальное олово было найдено в урановых рудниках Биверлоджа в Саскачеване в трещинах среди глинистых сланцев в парагенезисе с урановой смолкой, пиритом, халькопиритом, борнитом, халькозином, сфалеритом, галенитом, поздним кальцитом. При этом

зёрна самородного олова величиной до 1.5 мм вдаются в виде язычков в трещины сопровождающих минералов, что позволяет считать его самым поздним низкотемпературным гидротермальным минералом [11].

Обсуждая возможный первоисточник самородного олова в метаморфитах хребта Пае, необходимо учитывать широкую геохимическую распространённость этого элемента в породах земной коры. Так, обширные данные свидетельствуют о вариациях содержания олова от 5 до 24 г/т в осадочных породах разного состава: в аржиллитах, алевролитах, песчаниках, кремнистых породах, современных пелагических осадках, а также в современных илах, обогащённых вулканогенным материалом, на дне океанов. В железомарганцевых конкрециях оно достигает 400 г/т, при среднем содержании 189 г/т. Среднее содержание олова в земной коре, по данным разных авторов, варьирует от 1.5 до 8.0 г/т [12]. При метаморфизме пород происходит, как известно, перераспределение многих элементов, в том числе и олова. В рассмотренном нами примере такое перераспределение олова происходило при слабом зеленосланцевом метаморфизме оловоносных терригенных пород тархановский серии с метабластическим образованием шарообразных телец самородного олова в парагенезисе с биотитом, калишпатом и рядом рудных низкотемпературных минералов: «деревянистым» касситеритом, галенитом, перитом, абхуритом. Это очень напоминает генезис порфиробластов ильменита в канино-тиманских метаморфитах, образующихся за счёт первично рассеянного титана в пелитах и алевролитах при их зеленосланцевом метаморфизме. Разница лишь в том, что многочисленные порфиробласты ильменита можно легко увидеть под микроскопом, а идиобласты самородного олова *in situ* в шлифах и аншлифах горных пород наблюдать не удаётся. Именно поэтому нам пришлось довольствоваться только извлечённым из протолок самородным оловом в сростаниях его с протогеничными и сингенетичными минералами. Существует большая вероятность встретить самородное олово в канино-тиманских россыпях

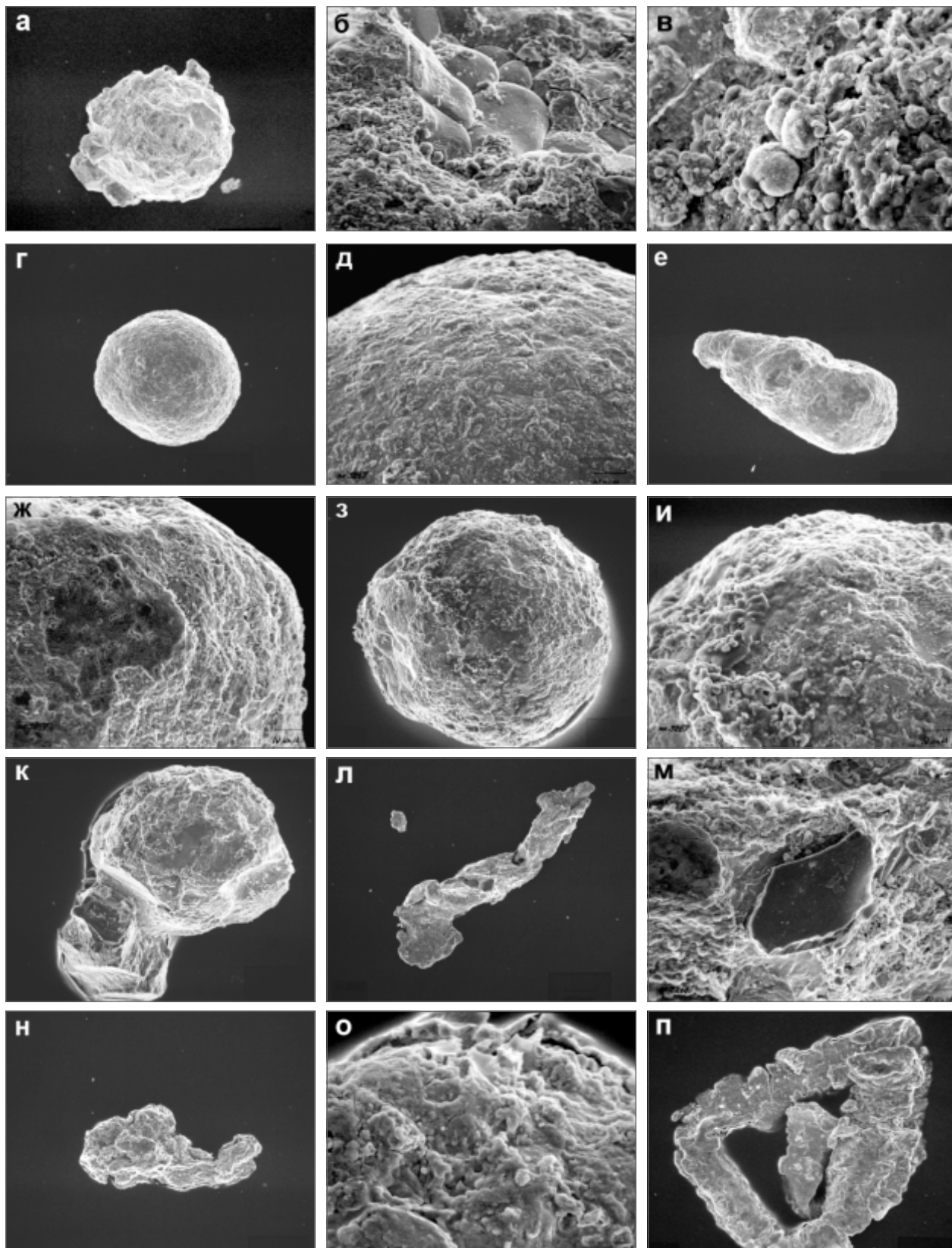


Рис. 2. Морфология и структура поверхности самородного олова: а — оловянный шарик с короной из зёрен кварца и “б, в” — детали его поверхности; б — самородное олово (в центре) под корочкой “деревянистого” касситерита; в — почковидные выделения “деревянистого” касситерита; г — относительно “гладкий” оловянный шарик и “д” — корочка “деревянистого” касситерита на нём; е — оловянная булава и “ж” — слюда на её поверхности; з — оловянный шарик с очень неровной поверхностью и “и” — почковидные наросты “деревянистого” касситерита на нём; к — сrostок оловянного шарика с равновеликим зерном кварца; л — оловянная проволочка с включениями-вростками слюды на её поверхности; м — включения слюды в корочке касситерита; н — оловянный “башмачок”; о — корочка “деревянистого” касситерита на “башмачке” и механические трещинки на ней; п — оловянный треугольник. Сканирующий электронный микроскоп

девонского возраста вместе с касситеритом и обильным метаморфогенным ильменитом, тем более, что отдельные находки касситерита, по данным Д.П.Сердюченко, известны среди метаморфических сланцев Ухтинского района [15]. В итоге проведенных нами исследований удалось выявить малоизвестный метаморфический тип парагенезиса самородного олова, объясняющий присутствие последнего во многих мировых россыпях вместе с золотом, платиной, осмистым иридием, касситеритом.

Мы весьма признательны специалисту по металлогении олова д. г.-м. н. С. М. Родионову за проявленный интерес, плодотворную дискуссию и полезную информацию по интересующей нас проблеме.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А. И. О самородном олове в аллювиальных россыпях реки Ис (Средний Урал) // Записки ВМО. Ч. 84. Вып. 4. 1955. С. 462.
2. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М.: Госнаучтехиздат, 1956. 558 с.
3. Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч. и др. Система минералогии. Т. 1. Элементы, сульфиды, сульфосоли. М.: Изд-во ИЛ, 1950. С. 149—150.
4. Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1964. 142 с.
5. Ковалёв С. Г., Сначев В. И., Высоцкий И. В. Новый тип благороднометальной минерализации на западном склоне Южного Урала // Ежегодник-1996. Информационные материалы. Уфа, 1998. С. 93—94.
6. Мальков Б. А. Петрология дайковой серии щелочных габброидов Северного Тимана. Л.: Наука, 1972. 128 с.

7. Мальков Б. А., Мельникова Е. М., Швецова И. В. Микроконкреции самородного олова в метаморфических породах хребта Канин // Геология северо-востока Русской платформы и Приполярного Урала (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; вып. 5). Сыктывкар, 1965. С. 67—69.

8. Мальков Б. А., Пучков В. Н. Стратиграфия и структура метаморфических толщ полуострова Канин и Северного Тимана // Вопросы геологии северо-востока Русской платформы, Печорского Урала и полуострова Канин. Сыктывкар, 1964. С. 46—56. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 4).

9. Минералы: Справочник. Т. 1. Самородные элементы, интерметаллические соединения и др. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 58—60.

10. Производительные силы Коми АССР. Т. 1. Геологическое строение и полезные ископаемые. Изд-во АН СССР, 1953. 464 с.

11. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во ИЛ, 1962. 1132 с.

12. Родионов С. М. Металлогения олова Востока России. М.: Наука, 2005. 327 с.

13. Туровский С. Д. О находке самородного олова в Северной Киргизии // Тр. Ин-та геологии Акад. Наук Кирг. ССР, Вып. 8. 1956.

14. Швецова И. В., Мальков Б. А. Касситерит и самородное олово на Тимане и полуострове Канин // Минералы и минеральные месторождения европейского северо-востока России. Сыктывкар, 1994. С. 102—107. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 1994. Вып. 83).

15. Шумилов И. Х., Остащенко Б. А. Минералогическо-технологические особенности Au-Pd-TR оруденения на Приполярном Урале. Сыктывкар: Геопринт, 2000. 100 с.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В КОЛЧЕДАНАХ: НОВЫЕ ДАННЫЕ

В. П. Молошаг¹, И. В. Викентьев²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва

Извлечение Au из колчеданных руд Урала составляет 20—50 %. Одной из предпосылок создания более совершенных технологий извлечения благородных металлов является информация о распределении их минеральных форм. Изучались руды месторождений Молодежное, Сафьяновское, Гайское, Узельгинское, им. III Интернационала, Барсучий лог, которые являются продуктом постдиагенетических метаморфических преобразований сульфидов. В рудах наблюдаются следующие парагенетические ассоциации сульфидов: 1) пирротиновая (пирротин + пирит ± халькопирит ± сфалерит); 2) халькопиритовая (пирит + халькопирит ± сфалерит); 3) борнитовая (пирит + борнит + халькопирит ± сфалерит). Выделенные ассоциации отвечают фациям метаморфических преобразований руд. Данными опробования руд, полученными в процессе из разведки и добычи установлено, что содержания золота и серебра в выделенных парагенетических ассоци-

ациях возрастают в следующем порядке: пирротиновая, халькопиритовая и борнитовая.

Определение примесей золота, серебра, платины и палладия в минералах проводилось А. И. Цепиным на микроанализаторе Camebax-microbeam (ИГЕМ РАН). Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток зонда — 20 нА, время счета 100 с (предел обнаружения элементов 0.02 мас. %). В качестве стандартов использовались чистые металлы и простые соединения. Анализы, выполненные на микроанализаторе Camebax SX-50 в бюро геологических исследований (BRGM), Орлеан, Франция, отмечены в таблице 1 звездочкой.

Для изоморфной примеси серебра в минералах в порядке увеличения его содержания намечаются следующие последовательности: галенит — блеклые руды — борнит для борнитовой фации и галенит — блеклые руды для халькопиритовой фации. В них обнаружены также примеси золота до 0.12, палладия до

Химический состав теллуридов и сульфотеллуридов

Образец	Минерал	Cu	Ag	S	As	Fe	Te	Sb	Se
M 122/90	Ag ₂ Te	1.06	60.97	0.16	0.00	0.00	36.75	0.00	0.02
M 113/88	Ag ₂ Te	0.20	61.47	0.00	0.00	0.08	37.28	0.00	0.09
M 131/81	Ag ₂ Te	0.81	61.06	0.04	0.00	0.45	36.67	0.00	0.06
M 49/88	Ag ₂ Te	0.44	61.78	0.02	0.00	0.26	37.34	0.00	0.12
C 2149/126.0	Ag ₂ Te	0.15	60.89	0.00	0.00	0.05	37.33	0.21	0.05
C 0152/137.7	Ag ₂ Te*	1.22	62.30	0.07	0.15	0.58	36.93	0.58	0.00
M 6/91	Bi ₂ Te ₃	0.52	0.70	0.10	0.03	0.25	45.15	0.02	0.85
M 131/81	Bi ₂ Te ₂ (Se,S)	0.64	0.43	1.31	0.00	0.47	35.05	0.00	6.20
M 113/88	Bi ₂ Te ₂ (S,Se)	0.46	0.23	4.02	0.00	0.30	36.45	0.08	1.02
M 49/88	Bi ₂ Te ₂ (S,Se)	0.20	0.50	2.98	0.04	0.13	36.16	0.02	2.78
	Bi ₂ Te ₂ (S,Se)	0.27	0.24	3.63	0.02	0.13	36.44	0.00	1.91
C 2149/126	Bi ₃ Te ₃ S	0.23	0.00	4.30		0.19	35.59	0.19	0.90
C 0152/137.7	Bi ₃ Te ₃ S *	1.40	0.08	4.45	0.00	0.51	35.65	0.25	0.57
	Bi ₃ Te ₃ S *	2.06	0.00	4.56	0.00	1.41	34.32	0.28	0.39
C 0152/137.7	Bi ₃ Te ₃ S *	0.91	0.08	3.98	0.00	0.45	36.83	0.37	0.77
M 21/89	PbTe	0.00	0.59	0.00	0.00	0.18	36.66	0.03	0.73
	PbTe	0.00	0.19	0.00	0.00	0.02	36.83	0.06	0.67
M 46/86	PbTe	0.39	0.47	0.06	0.00	0.00	37.58	0.00	0.17
	PbTe	0.00	0.67	0.00	0.00	0.00	37.41	0.00	0.20
M 21/89	PbTe	0.00	0.19	0.00	0.00	0.02	36.83	0.06	0.67
Уз 404/78	PbTe	1.68	0.07	0.00	0.00	0.06	37.27	0.05	0.14
Уз 418/78	PbTe	0.12	0.05	0.00	0.00	0.66	37.84	0.33	0.13
Уз 424/78	PbTe	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	37.17	0.18	0.04
	PbTe	0.07	0.05	0.00	0.00	0.70	37.19	0.06	0.25

Продолжение таблицы

Образец	Минерал	Zn	Au	Bi	Hg	Pb	Pd	Pt	Сумма
M 122/90	Ag ₂ Te	0.11	0.14	0.00	0.00	0.00			99.21
M 113/88	Ag ₂ Te	0.10	0.00	0.02	0.00	0.00			99.24
M 131/81	Ag ₂ Te	0.37	0.00	0.11	0.30	0.13			100.00
M 49/88	Ag ₂ Te	0.00	0.07	0.00	0.00	0.21			100.24
C 2149/126.0	Ag ₂ Te	0.02	0.16	0.00	0.00	0.09	0.00	0.14	99.09
C 0152/137.7	Ag ₂ Te*	0.00	0.00	0.00		0.09	0.00	0.04	101.96
M 6/91	Bi ₂ Te ₃	0.11	0.19	45.80	0.11	5.40			99.23
M 131/81	Bi ₂ Te ₂ (Se,S)	0.44	0.00	54.29	0.00	0.11			98.94
M 113/88	Bi ₂ Te ₂ (S,Se)	0.07	0.00	56.73	0.00	0.00			99.36
M 49/88	Bi ₂ Te ₂ (S,Se)	0.05	0.00	55.96	0.07	0.00			98.89
	Bi ₂ Te ₂ (S,Se)	0.06	0.00	56.60	0.00	0.00			99.30
C 2149/126	Bi ₃ Te ₃ S	0.00	0.00	57.76	0.02	0.00	0.12	0.06	99.36
C 0152/137.7	Bi ₃ Te ₃ S *	0.10	0.00	59.17		0.00	0.04	0.00	102.13
	Bi ₃ Te ₃ S *	0.00	0.00	57.91		0.00	0.00	0.00	100.93
C 0152/137.7	Bi ₃ Te ₃ S *	0.00	0.00	57.22		0.06	0.00	0.04	100.71
M 21/89	PbTe	0.30	0.09	0.24	0.18	59.70			98.70
	PbTe	1.47	0.04	0.20	0.43	60.76			100.67
M 46/86	PbTe	3.70	0.00	0.00	0.00	61.27			103.64
	PbTe	3.10	0.10	0.00	0.00	60.78			102.26
M 21/89	PbTe	1.47	0.04	0.20	0.43	60.76			100.67
Уз 404/78	PbTe	0.49	0.00	0.05	0.29	61.08	0.00	0.30	101.48
Уз 418/78	PbTe	0.09	0.00	0.00	0.05	60.99	0.00	0.00	
Уз 424/78	PbTe	2.08	0.00	0.00	0.31	60.83	0.00	0.00	
	PbTe	0.03	0.12	0.00	0.00	61.69	0.03	0.05	

Примечания: 1) буквами перед номерами образцов обозначены месторождения М — Молодежное, С — Сафьяновское, Уз — Узельгинское; 2) пропуски в ячейках обозначают, что анализы не проводились.

0.13 и платины до 0.12 мас. %. Основная часть золота в данных минералах, вероятно, присутствует в виде тонкодисперсных, субмикроскопических включений и сростков. В пользу чего говорит большой разброс полученных значений содержания золота и платиноидов.

Руды халькопиритовой и пирротиновой фаций характеризуются набором теллуридов, практически идентичным золото-сульфидным месторождениям. Они не отмечаются в борнитсодержащих рудах. Содержание примесей золота, серебра и платиноидов в теллуридах

и сульфотеллуридах свинца и висмута напрямую зависит от содержания данных металлов в рудах. Представительная выборка анализов минералов приводится в таблице. Повышенное содержание золота и серебра в рудах Молодежного Узельгинского месторождений по отношению к Сафьяновскому подтверждается анализами данных минералов.

Выполненные исследования подтвердили наличие примесей благородных металлов в сульфидах и теллуридах. В рудах Сафьяновского месторождения подтверждено наличие ранее неизвестного сульфотеллурида висмута $\text{Bi}_3\text{Te}_3\text{S}$. На Молодежном месторождении установлены селенистая $\text{Bi}_2\text{Te}_2(\text{Se},\text{S})$ и селенсодержащая $\text{Bi}_2\text{Te}_2(\text{S},\text{Se})$ разновидности тетрадимита $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$.

ЗОЛОТО-МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ КАГАНСКОГО МАССИВА АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

В. В. Мурзин¹, Д. А. Варламов², С. Н. Шанина³

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

² Институт минералогии РАН, Черноголовка

³ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Проявления золото-магнетитовых руд изученного массива рассматриваются как типовой объект золото-антигоритовой рудно-метасоматической формации [3].

Каганский массив ультраосновных пород принадлежит рифейским рифтогенным офиолитам, претерпевших позднекокембрийский региональный зональный метаморфизм и раннепалеозойский кремнекислый метасоматоз [1]. Метаморфизм пород Каганского массива зонален — в южной его части развиты тальк-оливиновые и оливин-антигоритовые породы, к северу они сменяются антигоритовыми серпентинитами с участками оливин-антигоритовых пород. Кремнекислотный метасоматоз проявлен слабо и проявлен в антофиллитизации тальк-оливиновых пород и отальковании оливин-антигоритовых пород и антигоритовых серпентинитов.

Линзы массивных и прожилково-шпировых магнетитовых руд содержащих до 2—3 % сульфидов длиной до 5—6 м и мощностью до 0.2 м располагаются цепочками вдоль тектонической зоны, протягивающейся вдоль восточного контакта массива на расстояние до 2 км. Вмещающие и околорудные породы — антигоритовые серпентиниты с реликтами оливина. Местами они амфиболлизированы, оталькованы и карбонатизированы. Скопления магнетита цементируются нерудной массой, в которой фиксируются блоки раннего петельчатого серпентина, свойственного также околорудным серпентинитам, а также сложенные крупными пластинками антигорита, талька, хлорита, тремолита. Вся масса руды и вмещающей породы разбита сетью прожилков позднего серпентина и хлорита, а также доломита.

Анализ данных о содержании золота и ЭПГ в рудах и околорудных породах (табл. 1) показал, что: 1) антигоритовый серпентинит характеризуется немного повышенной концентрацией Au и Pt (10 мг/т) относительно обычных уровней этих элементов в ультраосновных породах; 2) амфиболовый метасоматоз ведет к небольшому концентрированию золота и 3) в магнетитовых рудах концентрируются Au, Pd и Pt, а осталь-

ные платиноиды присутствуют на уровне чувствительности анализа или ниже его.

Сульфиды образуют два парагенезиса. Ранний парагенезис их синхронен с отложением магнетита. Минералы его — халькопирит, пирротин, талнахит, кубанит, Cu-Co-Ni-содержащий макинавит присутствуют в магнетите в виде мелких (менее 50 мкм) округлых или овальных включений. Сульфиды позднего парагенезиса — халькопирит, борнит, пирротин, кобальтпентландит, железистый сфалерит — выполняют межзерновое пространство среди агрегатов магнетита и образуют крупные выделения — до 2—3 мм.

В составе обоих парагенезисов присутствует самородное золото. Частицы мелкого золота раннего парагенезиса локализируются в магнетите. Иногда их скопления локализованы в метаморфогенных магнетитовых каймах замещения хромшпинелида. Они имеют очень невыдержанный состав даже в пределах единого их скопления (проба 563—946, до 1.33 % Cu, до 0.97 % Pd). Частицы золота позднего парагенезиса более крупные — до 2—3 мм и также не выдержаны по составу. Одни из них однородны, имеют среднюю-высокую пробу (808—996) и всегда содержат медь (0.4—10.5 %). Другие частицы низкопробны (304—718) и зональны — центральная их часть представлена пластинками медистого золота (8.1—30.0 % Cu) в массе серебристого, а краевая часть сложена ртутьсодержащим кюстеллитом (0.4—1.3 % Hg). Минералы Pd в магнетитовых рудах не обнаружены, однако достаточно высокое его содержание в пробе 1071 свидетельствует о том, что, этот элемент имеет собственные минеральные носители. Небольшая часть палладия входит в качестве изоморфной примеси в мелком золоте раннего парагенезиса.

Магнетит руд содержит 1—2.4 мас. % MgO, а магнетит околорудных пород, кроме того, 0.4—2.0 мас. % Cr_2O_3 . В руде присутствуют реликты оливина ($X_{\text{Fa}}=0,008$), петельчатого серпентина и хромшпинелида (0.8—2.4 мас. % MnO; 0.4—3.5 мас. % ZnO). Зафиксированы необычно высокие содержания меди в не-

**Содержания благородных металлов в породах и рудах Каганского массива
ультраосновных пород**

№ обр.	Порода, привязка	Содержания, г/т				
		Au	Pt	Pd	Rh	Os
1315	Рудовмещающий серпентинит	0.01	0.01	-	<0.01	-
1313	Серпентин-амфиболовый метасоматит	0.017	<0.01	-	-	-
888	Сплошная магнетитовая руда	-	-	0.005	-	-
1318	Сплошная магнетитовая руда	0.065	0.02	0.02	<0.01	-
1071	Густовкрапленная магнетитовая руда	0.16	0.01	0.77	<0.01	0.012
1312	То же	0.055	-	0.005	-	0.012

Примечания: По данным химико-спектрального (Au, Pt, Pd, Rh, Ir) и спектрофотометрического (Os, Ru) анализов, выполненных в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитики Ю.П. Любимцева, И.И. Неустроева, О.Березикова). Чувствительность методов: Pd — 0.005 г/т, Pt, Au, Rh — 0.01 г/т, Ir — 0.02 г/т, Os, Ru — 0.012 г/т. Прочерк — не обнаружено. Ir и Ru — не обнаружены во всех пробах.

рудных минералах (мас. % CuO): оливине — до 0.4, пельчатом серпентине — до 4.4, антигорите — до 6.9. В наиболее позднем хлорите и хризотиле концентрация меди менее 0.5 мас. % CuO. Для серпентинов характерна прямая корреляция Cu и Fe.

Рудоносный флюид по данным газовой хроматографии является водным с небольшой мольной долей углекислоты — $X_{H_2O}=0.975-0.978$, $X_{CO_2}=0.019-0.020$. Величина $CO_2/CO_2+CO+H_2+CH_4=0.84-0.86$, указывает на формирование руд в высоко окислительных условиях. Изотопный состав антигорита ($\delta^{18}O=5.2\%$, $\delta D=-127.7\%$) характеризуется сильно облегченным водородом, отвечающем изотопному составу континентальных офиолитовых серпентинитов лизардит-хризотилового типа. Изотопно легкий водород имеет также тальк рудной зоны ($\delta^{18}O=7.4\%$, $\delta D=-132.7\%$) и амфибол из амфибол-пироксеновых и пироксен-амфиболовых пород изученного массива — соответственно, $\delta^{18}O=9.3\%$, $\delta D=-124.6\%$ и $\delta^{18}O=7.1\%$, $\delta D=-126.2\%$. Предполагается метаморфогенное происхождение рудоносного флюида, образующегося при освобождении воды в процессе прогрессивного метаморфизма континентальных серпентинитов. Продукты высокотемпературного метаморфизма — оливин-энстатитовые,

тальк-оливиновые, оливин-антигоритовые породы широко распространены в изученном массиве, особенно в его южной части. Механизм десерпентинизации привлекался нами для объяснения природы флюида при формировании золотоносных родинитов Карабашского массива на Ю.Урале [2], однако в этом случае исходными породами были океанические серпентиниты.

Исследование осуществлялось при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ № 04-05-64679), Гранта Минобрнауки РНП.2.1.1.1840, Гранта «Поддержка ведущих научных школ» НШ-4210.2006.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варлаков А. С. Рифтогенные офиолиты, метаморфизм гипербазитов и строение Вишневогорско-Ильменогорского комплекса. Миасс: ИГЗ, 1995. 66 с.
2. Мурзин В. В. Происхождение флюида при формировании золотоносных родинитов по изотопным данным (на примере Карабашского массива альпинотипных гипербазитов, Южный Урал) // Доклады АН. Т. 406. № 5. 2006. С. 683—686.
3. Сазонов В. Н. Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов. Екатеринбург: УГГА, 1998. 181 с.

ЗОЛОТО В ПОРОДАХ ТЕЛЬПОССКОЙ СВИТЫ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Н. Ю. Никулова¹, Л. И. Ефанова², И. В. Швецова¹

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²ЗАО «Голд Минералс», Сыктывкар

На хр. Малдынырд многочисленные проявления золоторудной минерализации приурочены к позднекембрийско-раннеордовикским терригенным отложениям алькесвожской свиты (C_3-O_1al) [1, 7, 8, 15] и в подстилающим их кислым вулканитам саблегорской свиты (R_3-Vsb) [2, 3, 12, 13]. В перекрывающих алькесвожскую свиту терригенных отложениях тельпосской свиты (O_1tp) золото ранее находили крайне редко и лишь в знаковых количествах [8, 11]. В 1996 г. Я. Э. Юдовичем были описаны содержащие золото кианитовые кварциты на западном склоне г. Карпинского [14], относящиеся к третьей пачке (O_1tp_3) тельпосской свиты [10].

В 1999 г. году С. А. Онищенко обнаружил золото в базальных конгломератах (O_1tp^b) на северной оконечности гряды Альбова (хр. Малдынырд). В том же году золото было встречено нами в песчаниках (O_1tp) на ручьях Крутом и Каменистом, расположенных на кварцевом месторождении Желанное. В 2000 г. знаковых количествах золото было обнаружено Рудной партией ОАО Полярноуралгеология в конгломератах тельпосской свиты, вскрытых скв. 223 на хр. Малдынырд. В 2001 г. высокие содержания золота (до 86 г/т!) были обнаружены А. Ф. Карчевским в базальном слое тельпосской свиты — в пробах из маркирующего горизонта вишневого косослоистых песчаников (обн. 6), кото-

рый мы выделяем сейчас в самостоятельную *воротинскую* толщу в составе тельпосской свиты.

Если золото рудопоявлений хр. Малдынырд изучено довольно хорошо [1, 2, 7, 13 и др.], то золото в воротинской толще и в тельпосской свите до недавнего времени было вообще не исследовано [4, 6].

Золотоносность воротинского горизонта (O_1tr^a)

В изученном нами обн. 6, в водораздельной части хр. Малдынырд в песчаниках содержится видимое золото, на долю которого приходится около 20 % тяжелой фракции; содержание Au по данным атомно-абсорбционного анализа достигает 86 г/т породы [6]. В песчаниках с подчиненными прослоями гравелитов золото составляет примерно 2 % тяжелой фракции (110 мг/т), а в знаковых количествах оно было обнаружено и в подошве конгломератов, залегающих непосредственно над горизонтом вишневых песчаников. Единичные знаки золота были встречены в песчаниках и гравелитах маркирующего горизонта в обрывистой стенке гряды Скалистой (обн. 2), а также в скв. 223.

Выделены три морфотипа золотин: 1) удлиненно-уплощенные кристаллы со следами роста на гранях; 2) дендритовидные зерна, сложенные несколькими субиндивидами, 3) октаэдрические и кубооктаэдрические кристаллы (см. фототаблицу). Поверхность зерен пористая с большим количеством микровключений кварца, гематита и слюдястых минералов. Микронзондовый анализ 15 золотин (сканирующий микроскоп JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link, оператор В. Н. Филиппов) показал, что химический состав золота однороден. Оно весьма высокопробное (96.4—98.3 %), в качестве примеси содержит только палладий (от 1.90 до 3.51 %). Лишь в одном зерне из обн. 6 обнаружена медь. Таким образом, золото из маркирующего горизонта вишневых песчаников по составу явно отличается от золота из других рудопоявлений данного района. Хотя проанализированные золотины взяты из разных мест в пределах полосы протяженностью более 4 км — состав их отличается удивительным постоянством, за исключением одной (обр. 6-2), состав которой аналогичен алькесвожскому золоту (Cu 1.51 %).

Золото в конгломератах тельпосской свиты (O_1tr^b)

В знаковых количествах золото было обнаружено нами в подошве конгломератов, залегающих непосредственно на *воротинской толще* вишневых песчаников (обн. 5, 7). В пробе из этих конгломератов золото представлено октаэдрическими, кубооктаэдрическими кристаллами и сростками кристаллов сложной формы [5]. Выявлена некоторая связь химического состава золота с морфологическими особенностями зерен: высокопробное золото представлено хорошо окристаллизованными единичными кристаллами или сростками кристаллов; золото с примесью серебра представлено дендритовидными сростками в виде цепочек кристаллов. По пробности и характеру примесей золото тельпосских конгломератов аналогично «алькесвожскому» золоту с участка Нестеровского, реже встречаются золотины «чуднинского» типа. Вместе с тем, отмечается

и необычный тип золотин с платиной, не имеющий аналога среди уже известных проявлений. Из 18 золотин четыре содержат от 0.6 до 1.74 мас. % платины, при этом практически без палладия.

Золотоносность песчаникового горизонта тельпосской свиты (O_1tr^c) на кварцевом месторождении Желанном

Золото было обнаружено в протолочных пробах из песчаников на ручьях Крутом и Каменистом. По данным атомно-абсорбционного анализа максимальные содержание золота составляют 2.21 г/т.

Здесь наблюдается необычная ассоциация золота с минералами меди [5]. Выделены четыре разновидности кристаллов золота: 1) идиоморфные простые — октаэдры, кубы, ромбододекаэдры 2) многогранники с иррациональным индексом граней; 3) кристаллы искаженного облика плохо окристаллизованные со следами слоев роста и субиндивидами на гранях, удлиненные и уплощенные г) сростки кристаллов, простые и дендритовидные, линейные и ветвистые. В качестве примеси золото содержит от 1.29 до 2.05 % меди.

Таким образом, золото в породах тельпосской свиты заметно отличается от золота других рудопоявлений данного района. В первую очередь это касается золота воротинского горизонта, отличающегося ярко выдержанными и вполне индивидуальными особенностями химического состава. Мы считаем, что рассмотренное нами оруденение представляет собой новый для изучаемого района тип золоторудной минерализации — захороненную прибрежную россыпь. Что же касается конгломератов, то в настоящее время трудно делать какие-то выводы, из-за пока еще малого количества данных. Кроме того, приходится иметь в виду, что нами проанализированы золотины из зоны глубоководного долгоживущего Малдинского разлома. Возможно, с этим связана необычная для золота данного района примесь платины (без палладия).

Особенностью золота из песчаникового горизонта (O_1tr^c) является и ассоциация с медной минерализацией и примесь меди. Различия в морфологических и химических особенностях золота из пород маркирующего горизонта и из залегающих выше конгломератов и песчаников тельпосской свиты свидетельствуют о том, что в изучаемом районе существовало несколько источников кластогенного золота.

Авторы признательны д. г.-м. н. Я. Э. Юдовичу за конструктивную критику, редакторскую правку и ценные советы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ефанова Л. И. Алькесвожская толща на севере Урала. Стратиграфия, литология, металлогенность: Автореферат дис. канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: Геопринт, 2001. 24 с.
2. Кузнецов С. К., Тарбаев М. Б., Моралев Г. В. и др. Золото-платиноидная минерализация на Приполярном Урале // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Материалы Всерос. конф. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 13—14.
3. Кузнецов С. К., Тарбаев М. Б., Ефанова Л. И. и др. Золото коренных проявлений в Кожимском районе Приполярного Урала // Сыктывкарский минералогический сбор-

ник., Сыктывкар, 2001. № 3. С. 116—133. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 109).

4. Никулова Н. Ю., Ефанова Л. И., Карчевский А. Ф., Швецова И. В. Новый стратиформный тип золоторудной минерализации на хр. Малдынырд (Приполярный Урал). // ДАН, Т. 392, №1, 2003. С. 92—95.

5. Никулова Н. Ю., Ефанова Л. И., Швецова И. В., Казачкин М. Ю. Золото в нижнеордовикских терригенных породах на Приполярном Урале // Уральский Геологический Журнал, 2003, № 5 (35), Екатеринбург. 2003. С.77—90.

6. Никулова Н. Ю., Ефанова Л. И., Швецова И. В. Литология и золотоносность базальных слоев уралит на хр. Малдынырд (Приполярный Урал). — Сыктывкар. Геопринт. 2004. 54 с.

7. Озеров В. С. Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы, 1996. №4. С. 28—37.

8. Озеров В. С. Особенности металлогении золота Центральнo-Уральского поднятия на Севере Урала // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Материалы Всерос. Конф. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С.14—16.

9. Попова В. И., Попов В. А., Гурьянов Ф. Ю. Золото, тетрадимит, эмплектит, халькопирит и вольфрамит в хрусталоносных кварцевых жилах на месторождении Желанное (Приполярный Урал) // Уральский минералогический сборник, 1993. №2. С. 58—61.

10. Ретина С. А. Литологическое расчленение отложений нижнего ордовика // Геология и металлогения Приполярного Урала (Информационные материалы к совещанию). Сыктывкар. 1993. С. 9—10.

11. Севастьянов Г. И. Предварительные данные о распределении золота в конгломератах тельпосской свиты на Приполярном Урале // Тр. Запсиб НИГНИ, Тюмень, 1972. Вып. 52. С. 159—163.

12. Тарбаев М. Б., Кузнецов С. К., Моралев Г. В. и др. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений, 1996. Т. 38. №1. С.15—30.

13. Шумилов И. Х., Остащенко Б. А. Минералого-технологические особенности Au-Pd-TR оруденения на Приполярном Урале. Сыктывкар: Геопринт, 2000. 104 с.

14. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Швецова И. В. Золотоносные кианитовые кварциты в тельпосской свите // Геохимия древних толщ севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С.127—130.

15. Юдович Я. Э., Ефанова Л. И. Вопросы генезиса богатых золотых руд на месторождении Нестеровском (Приполярный Урал) // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2002. № 4. С. 82—90. (Тр. Ин-та геол. Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 111).

ДОСТОВЕРНОСТЬ ОПРОБОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА НА УРАЛЕ

В. С. Озеров, Э. Н. Озерова, О. О. Игнатович

ООО «Кратон», Сыктывкар

В Кожимском районе Приполярного Урала за два последние десятилетия открыты несколько золоторудных объектов нетрадиционного для Уральского металлогенического пояса типа метаморфизованных россыпей в верхнекембрийско-нижнеордовикских континентальных терригенных отложениях алькесвожской свиты, начинающих разрез палеозоид и залегающих с угловым несогласием на стратифицированных и магматических образованиях рифей-вендского возраста и кембрийских метаморфизованных корах выветривания по ним. У нас не вызывает никаких сомнений наличие здесь крупных месторождений золота [1]. В 2005 г., суммируя результаты всех проведенных в районе тематических, поисковых и поисково-оценочных работ, мы оценили прогнозные ресурсы золота в рудах данного формационного типа более чем в 1200 т только в пределах юго-западной части хребта Малдынырд. Уже несколько лет на указанных объектах не производится никаких серьезных работ. Наверное, это уникальный случай: поисковые работы остановлены на той стадии, когда крайней по профилю буровой скважиной вскрыт максимальный по мощности (более 32 м!) рудоносный горизонт со средним содержанием золота более 1 г/т.

Руды нового типа локализуются в метаморфизованных гравелитах, песчаниках, апоглинистых сланцах, реже в конгломератах и отличаются от вмещающих

пустых пород только наличием неравномерной вкрапленности исключительно высокопробного самородного золота размерами от микроскопических частиц до мелких самородков. Сульфиды в рудах отсутствуют, содержания металла не коррелируют с содержаниями ни одного из элементов и минералов.

В ходе работ на метаморфизованных россыпях мы столкнулись с трудностями, не характерными для гидротермальных типов золотого оруденения. В первую очередь это несходимость (иногда очень грубая в 100 и даже 1000 раз) аналитических данных по рядовым и контрольным пробам, по разным навескам одних и тех же проб, по различным методам анализа.

К первой группе факторов, отрицательно влияющих на сходимость результатов аналитических работ, мы относим особенности поведения свободного золота в процессе обработки, квартования и даже транспортировки проб. При дроблении крупные золотины, самородки только увеличивают свои линейные размеры в результате расплющивания и практически никогда не попадают в лабораторные навески. Кроме того, в процессе обработки золото наклепывается на щеки и валки дробилок, что приводит как к занижению содержания, так и к засорению последующих проб. Сложности квартования дробленых проб обусловлены невозможностью добиться равномерности распределения в

них свободного золота методом перемешивания. Наконец, обогащение золота в процессе транспортировки на дне пакетов лабораторных навесок неминуемо приводит к резкому занижению содержаний, если отбор части навески непосредственно для производства анализа осуществляется методом вычерпывания из пакета.

Характерной особенностью данного типа руд является наличие в них видимого золота, количество которого можно оценивать визуально непосредственно в обнажении или в образцах и полировках. Казалось бы, это обстоятельство должно упрощать работу геолога, однако по нашему опыту, визуально оцененные концентрации видимого золота исключительно богатых руд практически никогда не подтверждаются результатами анализов. Во всех случаях, когда мы оценивали среднее содержание металла от 0.5 до 5 %, пробирный и атомно-абсорбционный анализы показывали не более 100—300 г/т золота.

Чтобы разобраться в этом казусе (можно ли верить своим глазам, когда имеешь дело с крупным свободным золотом?), мы провели следующий эксперимент. В 2005 г. в расчистке на раннепалеозойской метаморфизованной россыпи Нестеровская в песчаниках алькесвожской свиты был выявлен прослоек апоглинистых лейкоксен-гематит-серицитовых (с фукситом) метасланцев с обильной вкрапленностью видимого золота. Мощность рудного пропластка изменяется от 1 до 20 мм и составляет в среднем 1 см, он прослежен по простиранию в коренном залегании на 2.4 м, далее в обе стороны — перекрыт мощными склоновыми отложениями. Распределение золота неравномерное, содержания его по визуальной оценке колеблются от единичных зерен до 10 %, составляя в среднем около 1 %, размеры золотин от 0.1 до 5 мм, форма чешуйчатая, тонкопластинчатая и щепковидная. Из рудного пропластка было отобрано две пробы задиркового типа длиной по 1.2 м: Проба 1 (СВ часть выхода) и Проба 2.

Чтобы полностью исключить любую возможность потерь золота при пробоподготовке, были выполнены следующие операции: 1) обе пробы были очень осторожно раздроблены молоточком на маленькой наковальне (предприняты меры от разлета обломков), получена неравномерная крупность материала от 0.07 до 0.5 мм; 2) произведено тщательное перемешивание и квартование измельченных проб на стекле методом “кольца и конуса” с разделением каждой пробы на 4 лабораторных навески (без оставления дубликатов и навесок для контроля). Далее в лаборатории по стандартной схеме атомно-абсорбционного анализа произведены взвешивание каждой навески, растворение золота, собственно анализ и расчет содержаний. Результаты анализов проб (г/т): Проба 1 — 4330, 4490, 3660, 4730 (среднее — 4303); Проба 2 — 14210, 13510, 15940, 13930 (среднее — 14398). Среднее содержание золота в пропластке по всем пробам составило 9351 г/т или 0.94 %, то есть очень близко к оценочному.

Таким образом, можно рекомендовать верить глазам своим и не верить результатам анализов, которые показывают содержания на порядок-два ниже наблюдаемых визуально.

И все-таки главным осложняющим фактором, влияющим на результаты опробования, является чрезвычайно неравномерное распределение рудного компонента, которое связано с первично осадочным генезисом золотого оруденения. В большинстве имеющихся у нас образцов богатых руд метаморфизованной россыпи Нестеровская видимое золото представлено в виде небольших (1—5 см) изометрических, веретенообразных, линзовидных, лентовидных скоплениях зерен, пластинок, чешуек. В пределах этих обособлений с концентрациями металла, достигающими 5—10 %, часто содержится до 90—95 % всех золотин опробуемого слоя на его протяжении 4—5 м. Вероятность попадания такого скопления в бороздовую или керновую пробу весьма незначительна, но даже если она и реализуется, данные контрольного опробования обязательно дадут обескураживающий отрицательный результат.

Подобное чрезвычайно неравномерное распределение золота вообще характерно для аллювиальных россыпей. На огромном опыте разведочных и добычных работ на молодых нелигитифицированных месторождениях этого типа было установлено, что объем рядовой пробы должен быть не менее 40 л (одна ендовка) на 40 см углубки шурфа или скважины ударно-канатного бурения (по весу это более 200 кг на пог. м выработки).

Представим, что при поисках четвертичных аллювиальных россыпей используется следующая методика: 1) через 50 м по профилю производится бурение колонковых скважин диаметром 112 мм, 2) половина керна из метровых интервалов отбирается в керновые пробы, 3) осуществляется многократное квартование материала проб до получения лабораторных навесок массой 20—100 г, 4) производится промывка навесок с последующим извлечением монофракций золота, их взвешиванием и расчетом содержаний металла. Будут результаты таких работ достоверны? Ответ очевиден: пробы абсолютно не представительны по объему, методика их обработки совершенно недопустимая, на таких данных нельзя основываться даже при оценке ресурсов самой низшей категории. Более того, лучше вообще ничего об этих данных не знать, та как они просто дезориентировали бы геологов. Но ведь именно по этой методике производились поиски на хр. Малдыньрд. Отличия заключались лишь в наличии цикла дробления (породы скальные) и методике анализа навесок (атомная абсорбция или пробирный метод), что существенно не влияет на представительность опробования.

Уже несколько десятилетий В. Г. Петров во всех своих работах [2 и др.] доказывает математически и на большом опыте опробовательских и аналитических работ, что золотоносность терригенных пород уже на самой первой стадии исследований должна оцениваться только по результатам анализа крупнообъемных проб, при этом весь объем каждой пробы должен рассматриваться как одна лабораторная навеска. То есть к россыпи необходимо всегда относиться как к россыпи вне зависимости от степени ее литификации и метаморфических преобразований. К сожалению, исследования этого ученого до сих пор не востребованы

поисковиками. Можно себе представить, сколько коренных месторождений золота самого ценного промышленного типа было пропущено за эти годы по всей стране.

Все вышесказанное не означает, что мы считаем бесполезными поисковые работы, проведенные на хр. Малдынырд, тем более, что сами в них активно участвовали. Прделана огромная работа по изучению геологического строения участка, литологического и минерального состава, геохимических особенностей алькесвожских пород и руд. Но самое главное, неопровержимо доказана первично россыпная природа золотой минерализации, что должно строго учитываться при проектировании и организации последующих работ.

Как относиться к имеющимся данным кернового и бороздового опробования, если они не представительны? Как к результатам геохимических поисков по первичным ореолам рассеяния: оконтуривать рудоносные горизонты и пачки с содержаниями золота более 50—100 мг/т, но ни в коем случае не выделять рудные тела, пласты, даже имея по многим интервалам рудные, а иногда и ураганные содержания золота.

При возобновлении прерванных поисковых работ на хребте Малдынырд следует продолжить поисково-картировочное бурение по старой методике, но основной упор делать на проходке подземных горных выработок (штолен) для изучения выявленных рудоносных

горизонтов, выделения и геометризации рудных тел (пластов). На первой стадии вес отбираемых в горных выработках рядовых задирковых проб должен быть не меньше 200 кг на 1 м мощности опробуемого слоя. В последующем, после проведения специализированных исследований степени неравномерности распределения золота и его гранулометрического состава, должен быть рассчитан точный представительный вес рядовых проб [2] по каждому из объектов (а возможно, и по каждому рудоносному горизонту). Обработка столь крупных проб должна производиться на полевой обогатительной фабрике (дробление, обогащение по гравитационной схеме, анализ хвостов).

При поисках и оценке уральских метаморфизованных россыпей золота удельный вес затрат на отбор, транспортировку, обработку и анализ проб должен быть в несколько раз выше, чем при поисках руд традиционных типов. Отчасти эти затраты будут компенсироваться за счет стоимости золота, полученного при обогащении проб.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Озеров В. С., Озерова Э. Н.* Попытка прогнозирования крупной метаморфизованной россыпи золота на хребте Малдынырд (Приполярный Урал) / Уральский геологический журнал, 1999, № 1. С. 56—65.
2. *Петров В. Г.* Крупнообъемное опробование при геохимических исследованиях на золото. — Тр. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 578. Новосибирск, 1982.

ПРИРОДА ХРУПКОГО ЗОЛОТА

В. И. Палажченко, Г. И. Неронский, Н. В. Федорова

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

При описании золота нередко выделяют его хрупкие разновидности, к которым чаще всего относится ртутное золото, но не только присутствие ртути является причиной его хрупкости.

Нами изучены образцы хрупкого самородного золота, представляющие собой многогранные пластины, сходные по внешнему облику с многогранниками, образующимися в результате растрескивания глинистых поверхностей (рис. 1). Еще одним важным сходством исследованных образцов с высыхающими тонкодисперсными глинистыми поверхностями является вогнутость пластин с некоторым поднятием кверху краев. Толщина пластин составляет около 100 мкм, максимальный размер пластины 1.0×2.7 мм. Наблюдается значительный разброс по размерам частиц с постоянством их толщины, что является причиной легкого раскалывания пластин на более мелкие частицы.

Изучение микроструктуры поверхности золотин показало, что пластины трещиноваты. Структуры растрескивания нередко имеют геометрический рисунок в виде гексагональных, ромбических ячеек. Кроме того, по ряду участков просматривается слоистая структура, указывающая, что рост пластины в толщину осуществлялся послойно.

Причиной образования трещинных сеток данных образцов золота является их субмикроструктура. Субмикроструктура золота представляет собой сложные сростки ветвящихся плавно-изогнутых вытянутых частиц, в общей массе которых наблюдаются элементы полиганизации с формированием дендритовидных органо-подобных структур (рис. 3), образующих сложные объемные построения, значительный объем которых занят пустотами.

По составу это высокопробное золото с незначительными примесями железа (до 0.18 мас. %) (рис. 4).

Среди общей рыхлой массы ветвящихся плавно-изогнутых вытянутых частиц, имеющие малые площади контакта между собой, просматриваются более плотные зоны (рис. 5). Субмикроструктура таких зон имеет значительное сходство со структурами, образующимися в результате быстрой кристаллизации от множества центров с преимущественным двумерным ростом (мгновенная кристаллизация на холодной подложке), когда, зерно, увеличиваясь в размерах, стыкуется с другим растущим зерном, что прекращает их рост. Но вероятнее всего, формирование такой субмикроструктуры в исследуемых образцах обусловлено процессами коагуляции зерен золота субмикронной

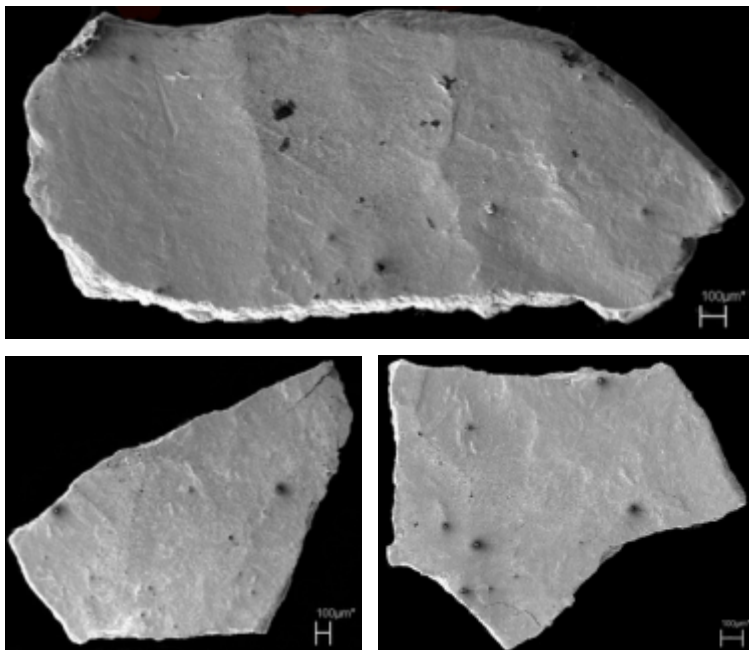


Рис. 1. Морфология зерен хрупкого самородного золота

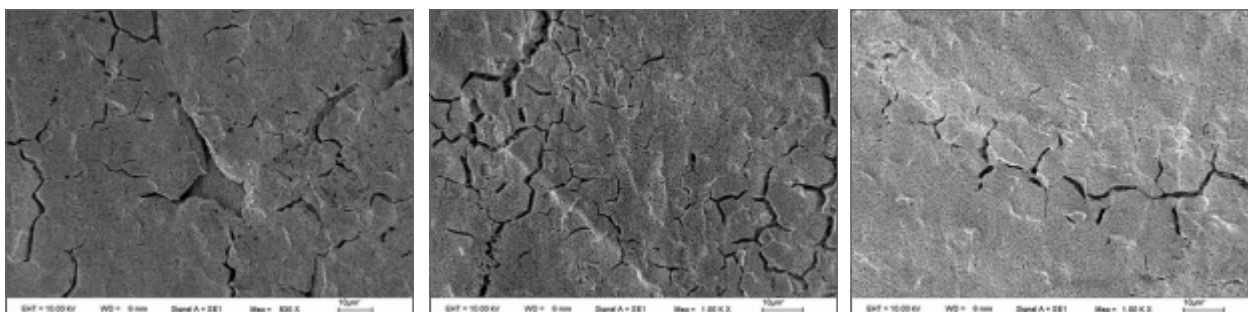


Рис. 2. Трещиноватая микроструктура зерен

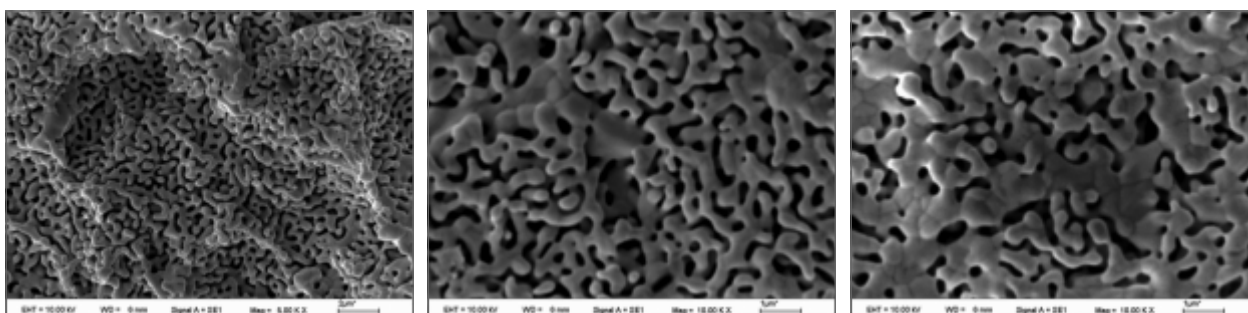


Рис. 3. Субмикроструктура зерен

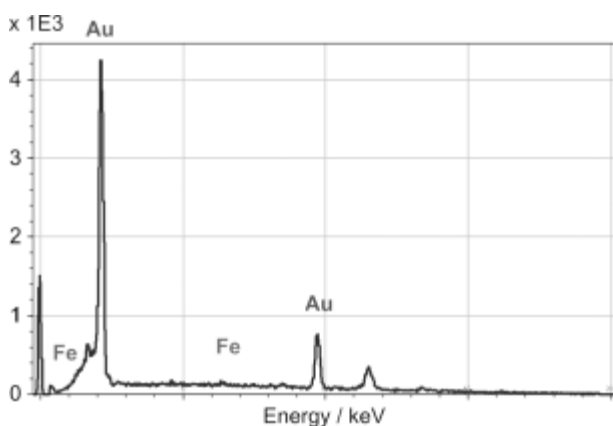


Рис. 4. Энергодисперсионный спектр золота

величины. В результате процессов перекристаллизации, приводящих к энергетически более выгодному состоянию системы, с формированием плотных участков, силы сцепления в которых значительно превышают силы сцепления в области рыхлых микроконтактных зонах, происходит расщепление частиц с формированием трещинной структуры. Процессы перекристаллизации происходят в различных участках образцов, формируя микроиндивиды, постепенно выделяющиеся из общей массы зерна.

На начальных стадиях кристаллизации, когда отношение поверхностной энергии образуемого кристалла к его потенциальной энергии очень велико, формы выделений первичных микроскопически малых кристаллитов резко отличаются от геометрически правильных полиэдров. В 1860-х годах голландский ученый Фогельзанг выделил два различных типа подобных образований — глобулеты и трихиты [1]. Для зо-

лота наиболее характерными образованиями на субмикронном уровне являются глобулеты — небольшие шарики или эллипсоиды. Изученные нами индивиды золота, относящиеся к хрупким разновидностям, на микронном уровне представляют собой сростки трихитов — длинных, вытянутых по одному направлению волосков, часто закрученных и перепутанных, иногда чрезвычайно напоминающие формы низших организмов. Хорошим примером может служить образование таких форм при кристаллизации серебра. Наблюдения за кристаллизацией серебра, выделяющегося при разложении его солей, показали, что вначале получается совершенно правильная форма узкого параллелепипеда, отвечающего $\{100\}$, а затем кристалл на глазах наблюдателя искривляется и превращается в трихит [1]. Комки таких изогнутых кристаллов серебра не редко

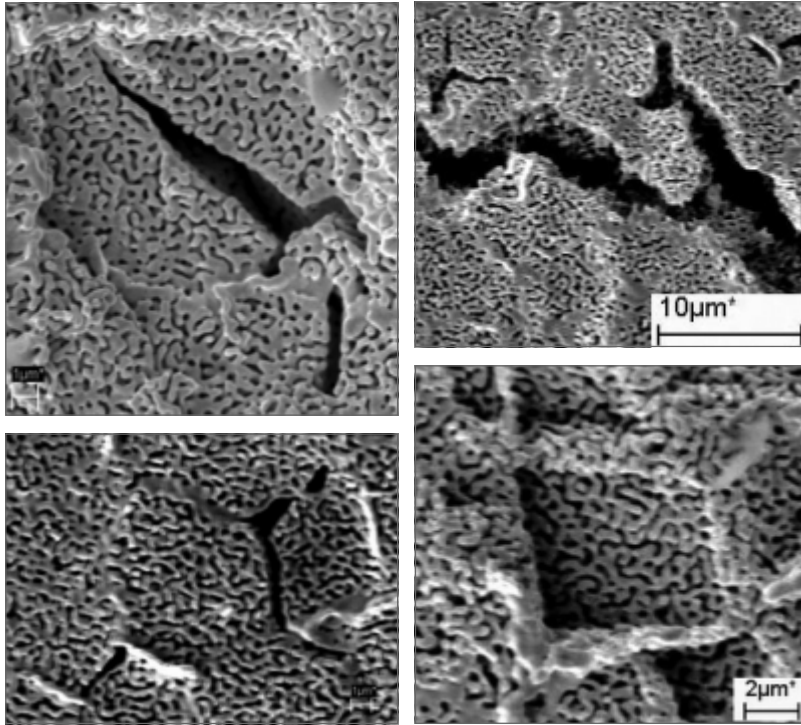


Рис. 5. Образование трещин в результате коагуляции зерен золота

встречаются в природе. Иногда под действием поверхностных сил происходит не только закручивание, но даже разламывание на отдельные части. Потенциальная энергия тонкого внутреннего слоя является слишком слабой по сравнению с энергией поверхности. Изменение внешних условий, например температуры, еще более увеличивает эти различия, вызывая сложные причудливые образования. Не редко трихиты и глобулиты имеют внутренние полости. Как показали наблюдения, трихиты легко образуются в жидкой среде, насыщенной пузырьками газов. Определяющим фактором для этих форм является своеобразная энергетика быстро протекающего кинетического процесса роста [2].

Идентичная субмикроструктура золота выявлена при растворении самородного золота кюстелитового состава (проба менее 500 ‰) в азотной кислоте [3].

На основе полученных нами данных можно предположить, что межзерновые пространства в трихитных образованиях золота были заполнены серебром. Также нередко в полированных шлифах твердых Au-Ag растворах наблюдаются структуры, подобные описанной нами, которые именуют структурами распада с выделением фаз с различным по содержанию составом, но так как размеры обособленных фаз слишком малы, при анализе захватывается область другой фазы и определения точных составов затруднено.

На основании полученных нами результатов и исследований самородного золота кюстелитового состава [3] можно предположить, что при определенных условиях происходит образование трихитных сростков высокопробного самородного золота, поры которого в последствии могут быть заполнены либо золотом, либо серебром. В результате мы будем иметь ни твердый раствор Au-Ag, ни интерметаллические соединения этих металлов, а ультрадисперсную смесь самостоятельных частиц.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта 06-III-A-08-339 «Генетическая кристаллохимия минералов благороднометальной группы Востока России» Президиумом ДВО РАН и интеграционного проекта между УрО РАН и ДВО РАН 06-II-УО-08-017 «Онтогенез благородных металлов в природе, эксперименте и технологии».

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В. И. Кристаллография. Избранные труды. М.: Наука. 1988. 344 с.
2. Современная кристаллография. М.: Наука. 1980. Т.3. С. 176.
3. Самусиков В.П., Павлова Л. А. Существует ли минерал «кюстелит»? ЗВМО № 5. 2000. С. 28—30.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МАССОПЕРЕНОСА ЗОЛОТА В ПРОЦЕССЕ ЛИСТВЕНИТИЗАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ

Л. П. Плюснина, Г. Г. Лихойдов, Ж. А. Щека

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

Метасоматическая формация лиственитов широко распространена в офиолитовых комплексах различного возраста и представляет интерес для геологов в связи с повышенной золотоносностью. Впервые листвениты описаны на Урале как продукт гидротермального изменения дунитов и перидотитов [1]. Обычно к ним относятся кварц-карбонатные породы, нередко с примесью хлорита, фуксита, талька, хромита, сульфидов и магнетита. В составе карбонатов преобладают анкерит, магнезит и брейнерит. Лиственитизация ги-

пербазитов, как правило, связывается с более поздним внедрением орогенных гранитоидов, продуцирующих хлоридно-углекислые флюиды [2]. Отмечаемое нередко в лиственитах повышенное содержание мышьяка, сурьмы и ртути подтверждает участие в их формировании гидротермальных флюидов, связанных с гранитоидами. Лиственитизации гипербазитов обычно предшествует серпентинизация [3].

Цель работы — моделирование процесса лиственитизации серпентинитов путем физических эксперимен-

тов и термодинамических расчетов в связи с проблемой массопереноса золота сульфидно-углекисло-хлоридными термальными растворами. Взаимодействие хлоридно-углекислых растворов с серпентинитом и лиственитом изучено на изотермах 300 и 400 °С и при $P_{\text{общ}} = 1$ кбар, поскольку обычно интервал образования лиственитов составляет 290—340 °С [2, 3].

Эксперименты выполнены ампульным методом в автоклавах, изготовленных из сплавов на титановой основе. Источником золота при растворении служили стенки золотых ампул (8x0.2x80 и 10x0.2x90 мм). Точность по параметрам составляла ± 5 °С и ± 30 бар. В качестве исходного использовали водный раствор $1\text{mKCl}+0.1\text{mHCl}$. Для оптимизации взаимодействия между собой перетертая буферная навеска вместе с раствором помещалась в одну и ту же ампулу. Навеска включала природный серпентинит (150 мг) в смеси с пирит-гематит-магнетитовым (РНМ) буфером (150 мг) и представляла, таким образом, совмещенную рудно-силикатную буферную ассоциацию. Мольная доля CO_2 в опытах задавалась щавелевой кислотой, при разложение которой в условиях экспериментов, выделялась углекислота. Подготовка закаленных растворов к анализу завершалась экстракцией золота в диоктилсульфид. Содержание золота определялось методом электротермической атомизации и регистрировалось на атомно-абсорбционном спектрометре Solar. Суммарная ошибка составляла ± 10 % отн. Фазовый состав продуктов опытов контролировали рентгеном на аппарате ДРОН-3. Длительность опытов составляла 750 и 480 час при 300 и 400 °С соответственно.

руется навеской РНМ. Но уже при $X_{\text{CO}_2} = 0.05$, система сдвигается в более восстановленную область устойчивости магнетита с пирротинном, что сопровождается некоторым повышением растворимости золота (табл. 1).

Однако объяснить детали поведения золота в условиях физических экспериментов оказалось возможным лишь путем расчетов. В ходе последних выполнена количественная оценка ряда физико-химических параметров растворов равновесных с твердыми продуктами (f_{O_2} , f_{CO_2} , $f_{\text{H}_2\text{S}}$, рН, и т.д.) и рассчитано соотношение индивидуальных растворимых форм Au в составе валовой растворимости золота. Расчеты выполнены методом минимизации свободной энергии Гиббса гетерогенных систем с помощью программного комплекса «Селектор-С» [4] со встроенной базой данных SUPCRT98 в версии ее последнего обновления (2005 г.). Первая серия расчетов моделировала лиственитизацию серпентинитов в зависимости от состава флюида. В числе исходных использованы растворы H_2O , 1mKCl , $1\text{mKCl}+0.1\text{mHCl}$, $1\text{mKCl}+0.1\text{mKOH}$ с переменным количеством углекислоты ($X_{\text{CO}_2} = 0, 0.005$ и 0.05). Минеральный состав системы формировался максимально приближенным к составу, использованному в физическом эксперименте (т. е. модельный серпентинит + смесь РНМ).

Порядок величин валовой растворимости Au по результатам экспериментов и расчетов оказался достаточно близким (табл. 1 и 2), что позволило в рамках изученной модели детализовать поведение золота. В ходе расчетов серпентинит, взаимодействуя с «чистой» водой, определяет слабощелочной характер среды и

Таблица 1

Валовая концентрация золота в закаленных растворах, взаимодействовавших с серпентинитами и лиственитами

Серия	Исходная ассоциация	lgmAu	
		300 °С	400 °С
1	серпентинит + РНМ	-7.73 ± 0.30	-7.42 ± 0.40
2	лиственит + РНМ	-7.68 ± 0.35	-7.30 ± 0.30
3	Серпентинит + РНМ	-8.13 ± 0.30	-7.55 ± 0.20
4	Серпентинит + РНМ	-7.59 ± 0.35	-7.10 ± 0.20

Примечания: серии: 1 — $X_{\text{CO}_2} = 0$, в продуктах хлоритолит + РНМ; 2 — X_{CO_2} задается карбонатами породы; 3 — $X_{\text{CO}_2} = 0.005$, в продуктах лиственит + РНМ; 4 — $X_{\text{CO}_2} = 0.05$; в продуктах лиственит в смеси с пирротинном и магнетитом.

Для оценки влияния углекислоты на растворимость золота выполнены опыты, в ходе которых серпентинит взаимодействовал в присутствии РНМ с раствором $1\text{mKCl}+0.1\text{mHCl}$ при переменном содержании углекислоты ($X_{\text{CO}_2} = 0, 0.005$ и 0.05). Оказалось, что в отсутствие углекислоты серпентинит в хлоридном растворе не устойчив и замещается хлоритолитом. Хлорит отвечает пеннину и диагностируется по отражениям (d/n) — 14.03; 7.08; 4.72 и 3.55Е. С введением в систему CO_2 , серпентинит замещается лиственитом путем формирования ассоциации кварца с пеннином и карбонатом $(\text{Fe,Mg})\text{CO}_3$. С ростом X_{CO_2} во флюиде ($0.005 \rightarrow 0.05$), гематит в продуктах экспериментов исчезает и появляется пирротин (d/n = 2.96; 2.64; 2.08; 1.72Е). Это обстоятельство связано с выделением свободного водорода в ходе разложения щавелевой кислоты. При малых долях CO_2 дефицит кислорода буфери-

низкую растворимость золота (lgmAu = -7.65 и -6.67 при 300 и 400 °С, соответственно). Добавление углекислоты к водному флюиду ведет к дальнейшему уменьшению валовой растворимости Au. Последняя в среде 1mKCl , даже в присутствии CO_2 , несколько возрастает благодаря хлоридной ее составляющей.

Исходя из возможностей базы данных программного пакета, в расчетах участвовали $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, AuCl_3^{2-} , AuCl_2^- , AuCl^0 , Au^+ , AuCl_4^{2-} и Au^{3+} . Два последних комплекса золота оказались ниже виртуального «порога чувствительности» ($1 \cdot 10^{-17}$ моля), прочие приведены в порядке их значимости для валовых величин. Этот порядок оказался неизменным во всем диапазоне расчетных параметров. Хлоридная составляющая присутствует всегда, однако доля ее в валовой растворимости Au обычно на 2—3 порядка меньше гидросульфидной и определяется AuCl_3^{2-} .

Таблица 2

Параметры сульфидных-углекисло-хлоридных растворов и валовая концентрация золота после взаимодействия с серпентинитом ($P_{\text{общ}} = 1$ кбар, буфер РНМ)

Исходный раствор	pH	lgmAu	lgf _{CO2}	lgf _{H2S}	lgf _{O2}	lgf _{SO2}
300 °С, $X_{\text{CO2}} = 0.005$						
H ₂ O	5.04	-8.33	1.56	-1.19		
1mKCl	5.30	-7.70	1.75	-1.21		
1mKCl + 0.1mHCl	4.77	-8.20	1.75	-1.21	-30.98	-6.51
1mKCl + 0.1mKOH	5.96	-7.05	1.75	-1.21		
1mKCl + 0.1mKOH*	6.16	-6.80	1.75	-1.16	-31.29	-6.92
$X_{\text{CO2}} = 0.05$						
H ₂ O	4.53	-8.88	2.42	-1.21		
1mKCl	4.76	-8.27	2.73	-1.22		
1mKCl + 0.1mHCl	4.27	-8.57	2.76	-1.22	-30.98	-6.51
1mKCl + 0.1mKOH	5.96	-7.05	1.75	-1.21		
400 °С, $X_{\text{CO2}} = 0.005$						
H ₂ O	5.01	-6.61	1.18	-0.27		
1mKCl	4.87	-6.03	1.57	-0.29		
1mKCl + 0.1mHCl	4.70	-6.15	1.59	-0.29	-24.29	-2.97
1mKCl + 0.1mKOH	5.01	-5.87	1.62	-0.29		
1mKCl + 0.1mKOH*	6.38	-4.37	1.59	-0.02	-25.91	-5.13
$X_{\text{CO2}} = 0.05$						
H ₂ O	4.81	-6.85	2.04	-0.29		
1mKCl	4.89	-6.08	2.42	-0.30	-24.29	-2.97
1mKCl + 0.1mHCl	4.67	-6.23	2.44	-0.30		
1mKCl + 0.1mKOH	5.29	-5.70	2.39	-0.27	-24.48	-3.23
1mKCl + 0.1mKOH*	5.93	-4.95	2.42	-0.13	-25.33	-4.36

* — Поле устойчивости Mgт+Py, Нем растворяется (понижение f_{O2} , см. текст).

Таким образом, в сульфидно-углекисло-хлоридных комплексных средах валовую растворимость золота определяет концентрация гидросульфидного комплекса. Тем не менее, хлоридная составляющая, судя по расчетам, присутствует всегда, но в резко подчиненном количестве. Появление углекислоты заметно уменьшает валовую растворимость Au в системе, что отмечалось еще в работе [5].

Возможны два варианта формирования природных золотоносных лиственитов в верхних горизонтах земной коры. При поступлении глубинного, восстановленного флюида с ювенильной углекислотой главными факторами локализации оруденения будут служить падение температуры и геохимические барьеры, на которых растет окислительный потенциал и уменьшается pH среды. В зоне смешения эндогенных растворов, лишенных углекислоты, с богатыми ею поверхностными водами, основной причиной осаждения золота.

При увеличении щелочности, возрастает подвижность золота, в основном за счет гидросульфидов, что может служить причиной его частичного выноса из лиственитов на соответствующих этапах рудообразования. Это позволяет описать детали механизма влия-

ния кислотности-щелочности постмагматических флюидов на степень золотоносности лиственитов и процессы их оруденения. Таким образом, в системах с многоактным поступлением рудоносных растворов листвениты благоприятствуют осаждению золота, благодаря присутствию в их составе карбонатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородаевский И. Н. Лиственитизация как генетический комплекс гидротермальных изменений. Генетические проблемы руд. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 118—127.
2. Сазонов В. Н., Мурзин В. В., Огородников В. Н., Волченко Ю. А. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами // Литосфера. 2002. №4. С. 63—77.
3. Спиридонов Э. М. Листвениты и зодиты // Геология рудных месторождений. 1991. №2. С. 38—48.
4. Карпов И. К., Чудненко К. В., Бычинский В. А. и др. Минимизация свободной энергии Гиббса при расчете гетерогенных равновесий // Геология и геофизика. 1995. Т.36. №4. С. 3—21.
5. Колонин Г. Р., Пальянова Г. А., Широносова Г. П., Моргунов К. Г. Влияние углекислоты на внутренние равновесия во флюиде при формировании золоторудных гидротермальных месторождений // Геохимия. 1997. №1. С. 46—57.

ПЛАТИНОИДЫ ТИМАНА

А. М. Плякин

Ухтинский государственный технический университет, Ухта

Из самых ранних упоминаний о следах платины совместно с золотом можно отметить лишь работы 1932—1938 гг. (А. А. Малахов, Л. М. Дмитриев и др.) по поискам золота и мышьяка на Цильменском Камне.

Впервые интерес к минералам платиновой группы в пределах Тимана был проявлен сначала при изучении Cu-Ni оруденения на Северном Тимане (1970-е годы) и проведении общих поисков на россыпное золото на Среднем и Южном Тимане (1981—1984 гг.).

На Северном Тимане С. М. Пашкевич, В. С. Хапилов, Б. П. Макаров, В. Ф. Чертов, В. П. Мотин и др. отметили присутствие платины, палладия и родия в виде примеси в габбро, норитах и Co-Cu-Ni рудах Оленьего рудопроявления. Содержание этих металлов, по их данным, достигало 0.26—1.35 %. Никель-кобальтовые минералы с платиноидами отмечены и в прожилках альбит-хлорит-кварцево-карбонатного состава, секущих габбро. Названные авторы предполагают присутствие их в виде микропримесей в пирротине и халькопирите. Собственные минералы платины в этих рудах не установлены. В табл. 1 приведены содержания платиноидов по пробам керн скважин рудопроявления Оленьего.

Таблица 1

Интервал	Pt	Pd	Rd
17.0—19.8	0.001—0.45	0.003—0.25	0.001—0.07
57.3—61.3	0.2—0.92	0.01—0.026	0.484
90.0—90.4	1.35	0.26	1.35

Изучением минералов платиновой группы этих рудопроявлений занималась Т. П. Майорова (1996), считающая их первоисточником базитовую и ультрабазитовую магму.

На Среднем Тимане присутствие платиноидов впервые было установлено в бассейне р. Черной Кедвы одновременно с открытием промышленной золотоносности аллювия этой реки. Образование чернокедвинской россыпи благородных металлов связано с перемывом промежуточных коллекторов — терригенных среднеюрских отложений. Сформирована россыпь в среднеюрскую эпоху кор выветривания и россыпеобразования.

В террасовом аллювии р. Черной Кедвы отмечены весовые содержания золота (при устойчивом содержании 50—140 мг/м³ максимальное содержание состави-

ло 376 мг/м³) с устойчивым знаковым присутствием платины (до 1 мг/м³). Чутким индикатором распределения металла является степень глинистости отложений, повышение которой приводит к повышению содержания металлов. Это связано с процессами сорбции золота глинистыми частицами и переносом мелкого золота во взвешенном состоянии. Большую роль играет проседание золота и платины в песчаных отложениях из верхних слоёв в нижние. Часто в хорошо промытых песчаных отложениях оно образует «подвешенные» горизонты. Вниз по разрезу увеличивается размер зерен золота и платиноидов, наиболее крупные (до 3 мм) встречаются в приплотиковых горизонтах аллювия.

Вес отдельных зерен МПГ достигает 0.6 мг, а их размер — 0.05—0.2 мм. Чаще это изометрические, слабо окатанные зёрна и удлинённые гексагональные пластинки удлинённой формы серебристо-белого цвета с серым налётом.

В тяжёлой фракции аллювия преобладают аллотигенные минералы, в первую очередь устойчивые и весьма устойчивые (60—80 %): дистен, ставролит, ильменит и гранаты. В небольших количествах отмечаются также пирит, циркон, турмалин, лейкоксен, хромшпинелиды. Лёгкая фракция на 98 % сложена кварцем, в меньшей степени выветрелыми полевыми шпатами и обломками пород (не более 1—3 %). Характерна повышенная слюдистость пород. Гравийно-галечный материал редок, в его составе преобладает кварц (90—95 %) в виде гравийных и галечных зёрен размером до 10 см.

А. Б. Макеев определил среди МПГ рутениридосмин (Ir — 17.7 %; Os — 35.7 %; Ru — 46.1 %), иридоосмин (Ir — 41.1 %; Os — 55.6 %; Ru — 2.5 %; Pt — 0.7 %) и железистую платину (Ir — 3.3 %; Cu — 0.4 %; Fe — 8.5 %; Pt — 88.1 %). Соотношение платиноидов показано в табл. 2.

Поисковые работы на россыпи не завершены, участок является перспективным.

В бассейне р. Печорской Пижмы также отмечено до 1 мг/м³ минералов платиновой группы (рутениридоосмина). Здесь выявлены террасовые, ложковые и современные аллювиальные россыпи золота на Светлинском, Среднепижемском и Умбинском участках. Содержание золота в наиболее богатых ложковых рос-

Таблица 2

№ проб	№ анализов	Химический состав в %					Размер зёрен, мкм	
		Ir	Os	Ru	Pt	Σ	L ₁	L ₂
1260	9 — рутениридоосмин	17.7	5.7	46/1	-	99.5	125	113
	10 — иридоосмин	41.1	55.6	2/5	0.7	99.9	82.0	58
	11 — железистая Pt	3.3	0.4	8/5	88.1	100.3	104	67

Минерал	status	Содержание элементов в МПГ								
		Os	Ir	Pt	Rh	Ru	Pd	Fe	Ni	Cu
Изоферроплатина (16 ан.)	Мин.	0.55	0	82.45	0.08	0	0.20	4.06	0	0.50
	Max	3.69	2.11	91.2	2.05	3.01	2.18	8.28	0.22	2.32
	x	1.02	0.85	87.77	0.79	0.23	1.02	6.79	0.06	1.18
	σ	0.72	0.65	1.87	0.53	0.72	0.55	1.09	0.06	0.42
Os-Ir сплавы (6 ан.)	Мин.	15.36	40.86	0.81	0.14	0.68	0.02	0.17	0	0.56
	Max	54.41	70.82	23.01	3.01	3.81	0.84	1.54	0.14	0.86
	x	35.78	55.02	6.27	0.99	1.83	0.32	0.46	0.06	0.72
	σ	15.27	10.99	8.21	1.13	1.26	0.26	0.48	0.05	0.10
Ru-Ir сплавы (13 ан.)	Мин.	32.74	27.74	0.41	0.33	10.22	0.59	0.11	0	0.34
	Max	47.69	41.11	6.67	1.80	28.36	1.72	0.62	0.18	0.62
	x	39.92	33.60	3.95	1.00	20.07	1.09	0.36	0.09	0.47
	σ	5.12	3.96	2.22	0.47	6.35	0.37	0.18	0.05	0.09

Примечание: x — среднее значение, σ — среднеквадратическое отклонение.

сыпях достигает 330 мг/м³, мощность песков составляет 0.8—4.0 м.

Платиноиды ассоциируются с золотом также в бассейне р. Цильмы. На этом проявлении платиноиды представлены осмиридами и железистой платиной. В Рассохинской россыпи платиноиды в количестве до 1 мг/м³ присутствуют также вместе с золотом, зерна которого, по сравнению с другими участками, является более крупными (размер золотинок достигает 1.5 мм).

Одним из последних открытий МПГ на Тимане стал бассейн р. Кыввож. В россыпи платиноиды составляют 1—2 % от веса золота [1, 2, 3, 6]. Они отличаются очень разнообразной, часто сложной формой зерен и размерами от 70 мкм до 3 мм. Вес зерен МПГ изменяется от 0.004 до 0.6 мг. Детальное исследование МПГ Кыввожской россыпи выполнено А.Б. Макеевым (Институт геологии Коми НЦ) и Н.Н. Кононовой (ГЕОХИ РАН). В количественном отношении состав платиноидов Кыввожского месторождения выглядит следующим образом (в %): изоферроплатина и иридий-изоферроплатиновые сплавы — 73, рутений-иридий-осмиевые сплавы — 21, осмий-иридиевые сплавы — 6. Поэлементный состав приведен в табл. 3.

Наиболее распространены в россыпи изоферроплатина и ее разновидности. Часто МПГ в Кыввожской россыпи, за исключением рутения, встречаются в тесном сростании с изоферроплатиной. Форма зерен платиноидов лепешковидная, футляровидная, каплевидная, комковидная. Среди зерен рутений-осмий-иридиевых сплавов часто наблюдаются кристаллы гексагональных и дипирамидальных форм. Окатанность зерен слабая. Состав МПГ определялся на микрозонде Camebax S x 50 в МГУ и ГЕОХИ РАН. Поверхность зерен изучена на растровом электронном микроскопе, а сростки и включения — в характеристическом излучении ЭПТ. В составе платиноидов установлено присутствие рения (от следов до 0.35 %).

Плотность изоферроплатины составляет 20.2—22.5 г/см³, рутения — 13.9—16.0 г/см³. Os-Ir-Ru сплавы немагнитны, изоферроплатина с содержанием же-

леза 4—6 % сильно магнитна: Fe-платина — 4300+1 ед. CU, изоферроплатина — 24000+200 ед. CU (для сравнения: у магнетита она составляет 200000 ед. CU).

Изотопный возраст изоферроплатины, Ru, Os и Ir из аллювия р. Кыввожа определялся во ВСЕГЕИ методом Re-Os, его значения колеблются от 1090 до 400 млн. лет, что может быть свидетельством множественности и разновозрастности первоисточников МПГ.

А. Б. Макеев связывает МПГ с кимберлитами и щелочными пикритами Тимана. М. М. Старова в 1982—1985 гг. обнаружила под микроскопом пылевидные частицы МПГ в магнетите из метаморфических сланцев Тимана, а также микровыделения платины в пирите по образцам из северной части Вольско-Вымской гряды.

Это позволяет считать первоисточником МПГ на Среднем Тимане не проблематичные гипербазиты, а породы черносланцевой формации [4, 5]. В то же время нельзя полностью исключать в качестве первоисточников и породы щелочно-ультраосновной формации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дудар В. А. Россыпи Среднего Тимана // Руды и металлы, 1996. №4. С. 80—90.
2. Макеев А. Б., Дудар В. А., Брянчанинова Н. И., Дунышева Р. Х. Золото-платиновая россыпь Кыввож. Средний Тиман // Важнейшие промышленные типы россыпей и месторождений кор выветривания, технология оценки и освоения: тез. Докл. XI Междунар. совещ. — М., 1997: ИГЕМ РАН. С. 151.
3. Плякин А. М., Дудар В. А., Дунышева Р. Х. Типоморфные особенности золота среднетиманских россыпей // Тез. к XI съезду ВМО, 1999. — С-Пб. С. 99—100.
4. Плякин А. М., Дудар В. А. Проблема коренных источников золота, алмазов и платины на Тимане // Металлогения и геодинамика Урала, 2000. — Екатеринбург. С. 142—144.
5. Плякин А. М., Дудар В. А., Дунышева Р. Х. Типоморфизм россыпного золота Среднего Тимана // Обогащение руд, 2001. №5. С. 18—21.
6. Плякин А. М., Дудар В. А. Золото и платина Тимана. История и перспективы // Новые идеи в науках о Земле: тез. докл. Междунар. конф. — М., 2001. С. 259.

СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ БЛАГОРОДНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В ПОРОДАХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ОЗЕРНОЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. М. Пыстин¹, Ю. И. Пыстина², В. В. Терешко², В. Н. Филиппов¹, Ю. Л. Ронкин³,
О. В. Кателя¹, И. Л. Потапов¹

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

² ОАО «Ямальская горная компания», Салехард

³ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

В 2002 г. при проведении геологического доизучения масштаба 1:200 000 на Полярном Урале в бассейне р. Мал. Хараматалоу было открыто рудопроявление малосульфидных медных золото-палладий-платиновых руд, получивших название Озерное. Рудопроявление расположено в северо-восточной части Войкар-Сынинского массива в пределах кершорского комплекса габброидов и ультрабазитов. Были установлены следующие содержания полезных компонентов: меди — до 1.41 %, золота — до 2.15 г/т, палладия — до 1.66 г/т, платины — до 0.26 г/т [1].

Изучение руд с помощью высоко разрешающего электронного микронзонда JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром ISIS LINK и волновым спектрометром Microspres (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН) показало, что благородные металлы образуют интерметаллоиды в системах Au-Cu, Au-Pd-Cu и Au-Ag, а также представлены соединениями Pd с Te, Bi и Sb [2].

При полевых работах на рудопроявлении Озерное в 2004—2005 гг. и последующем лабораторном изучении рудных проб было установлено отсутствие явной связи платиноидов с сульфидами меди и были выделены «бессульфидные» рудные зоны со значимыми содержаниями металлов платиновой группы (см. статью В. В. Терешко и других в настоящем сборнике). Это привело к необходимости продолжить изучение благороднометалльной минералогии проявления Озерное. Для этих целей ОАО «Ямальская горная компания» была передана Институту геологии Коми НЦ УрО РАН коллекции из 19 рудных проб с низкими содержаниями сульфидов меди, в которых на основе спектрохимических (Pd, Pt) и рентгено-спектральных (Au) анализов были установлены значимые содержания полезных компонентов (Au — 0.1—0.3 г/т; Pd — более 1 г/т и Pt — 0.1—1 г/т).

На основе петрографических и петрохимических исследований установлено, что изучаемые породы представлены пироксенитами и верлитами. От средних составов этих пород [3] они отличаются повышенным содержанием CaO (15.5—27.7 вес %).

Приближенно-количественный спектральный анализ на 30 элементов показал наличие повышенных концентраций в некоторых пробах меди (до 0.18 вес %), хрома (до 0.23 вес %) и ванадия (до 0.20 вес %).

Изучение этих пород с помощью электронного микронзонда подтвердило наличие самостоятельных мине-

ральных фаз палладия, висмута, теллура, селена, золота и серебра. Впервые были обнаружены минеральные фазы платины, кобальта и никеля. Размер выявленных минеральных фаз — от одного до первых десятков микрон. Микронзондовые исследования показали, что нет отчетливой связи минералов благородных металлов с сульфидами. Они встречаются как в виде включений в халькопирите, так и в виде самостоятельных минеральных фаз в породообразующих силикатах. В последних они «залечивают» микротрещины. Минералы никеля и кобальта явно ассоциируют с магнетитом второй генерации (в парагенезисе с серпентином).

Изучение состава минералов группы платины показало, что они преимущественно представлены арсеносульфидами. Среди минералов платины преобладают Pt-S и Pt-As фазы, которые хорошо рассчитываются на формулы PtS, PtAs₂, PtAs₃. Минерал, соответствующий по составу сперрилиту (PtAs₂) обычно обогащен теллуrom (до 3 атом. %). Минералы палладия отличаются большим разнообразием состава. Установлены минеральные фазы, соответствующие в стехнометрических соотношениях арсенопалладиниту (Pd₃As₃), палладоарсениту (Pd₂As), высококиту (PdS), майченериту (PdBi₂). Минерал, соответствующий по составу высококиту обычно содержит примесь платины и никеля (до 2 атом. %), арсенопалладию — примесь свинца, майченериту — примесь теллура. В исследованных пробах установлены также соединения платины с золотом и палладия с золотом и серебром.

Минеральные выделения никеля и кобальта представлены сульфидами этих металлов. В составе минералов обычно присутствует железо. Установлены минеральные фазы, имеющие следующие стехнометрические соотношения компонентов: (Fe,Ni,Co)S; (Fe,Ni,Co)S₂; (Ni,Co)S; (Co,Zn)S; (Ni,Pd)S.

С целью уточнения содержаний полезных компонентов в породах и более обоснованного представления о распределении благородных и редких металлов в породообразующих минералах был выполнен микронзондовый анализ 20-и проб на 56 элементов методом HR/ICP-MS. В результате было установлено, что концентрация ряда элементов в магнетите второй генерации в сравнении с их содержанием в породе заметно выше. Так, концентрация палладия в магнетите второй генерации возрастает в 1.5—10 раза, никеля — в 2 раза, кобальта — в 2—3 раза. В некоторых пробах

во вторичных минералах (магнетите второй генерации, серпентине) повышается содержание золота до 2-х раз, серебра до 4-х раз, платины до 2-х раз. В целом отмечается положительная корреляция меди с золотом, серебром, палладием и платиной. Однако для некоторых проб такая связь отсутствует, особенно в отношении элементов платиновой группы.

Таким образом, рудопроявление Озерное представлено комплексными рудами, в составе которых наряду с минералами меди и благородных металлов (золота, серебра, платины, палладия) присутствуют сульфиды никеля и кобальта. Установленная на основе данных микроэлементного анализа проб и минералов методом HR / ICP-MS положительная корреляция меди с золотом, серебром, палладием и платиной, свойственная большинству платиноносных объектов в базит-ультрабазитовых комплексах, заставляет с осторожностью относиться к предположению, что рассматриваемое рудопроявление относится к самостоятельному рудоформационному типу [1]. Тем не менее, в некоторых пробах (а также в рудных зонах, на что указывается в статье В. В. Терешко и других в настоящем сборнике)

положительная корреляция между медью и благородными металлами отсутствует, что, судя по результатам микрозондовых исследований и микроэлементного анализа породообразующих минералов, связано с перераспределением полезных компонентов при низкотемпературном изменении пород. При этом, низкотемпературные процессы приводят к повышению концентраций в зонах вторичного изменения (серпентинизации) как благородных металлов, так и кобальта и никеля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Котельников В. Г., Романова Н. В. Новый тип медного платино-золото-палладиевого оруденения на восточном склоне Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока России. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 40—42.
2. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Войкаро-Сынинского массива на Полярном Урале / С. К. Кузнецов, В. Г. Котельников, С. А. Онищенко, В. Н. Филиппов // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, №5. 2004. С. 2-4.
3. Магматические горные породы. Ч.1. М.: Наука, 1983.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ Cu-Pd-Pt-Au ПРОЯВЛЕНИЯ ОЗЕРНОЕ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Ю. И. Пыстина¹, С. А. Онищенко², В. В. Терешко³

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

² ЗАО «Голд Минералс», Сыктывкар

³ ОАО «Ямальская горная компания», Салехард

В материалах конференции представлена статья Терешко и др., в которой охарактеризовано геологическое строение и особенности распределения благороднометалльного и медного оруденения на проявлении Озерное. На этом объекте установлено большое разнообразие минеральных форм, многие из которых достаточно обычны для Полярного Урала, а некоторые установлены впервые.

Ниже приводится характеристика рудных минералов, характерных для центральной рудоносной зоны проявления, которая приурочена к массиву клинопироксенитов. Состав рудоносных пород изменяется от пироксенитов до верлитов.

Основные рудные минералы

Магнетит является наиболее распространенным рудным минералом, часто имеет породообразующее значение. Установлено две генерации этого минерала. Ранняя представлена мелкими (0.1—0.5 мм) изометричными округлыми зернами, образующими пойкилитовые вроски в крупных кристаллах диопсида; магнетит этой генерации не образует больших скоплений. Поздняя представлена обильными сидеронитовыми выделениями размером обычно 0.5—1 мм, но иногда до 5—10 мм. Обе эти генерации магнетита включают пластинчатые выделения ильменита и микроскопические линзочки

шпинели. Весьма примечательно, что сульфиды меди и, вероятно, часть минералов благородных металлов связаны только со второй генерацией магнетита.

Сульфидные минералы образуют мелкую (0.05—0.5 мм) неравномерно распределенную вкрапленность в породах, реже гнездообразные скопления до 4—5 мм в поперечнике. Сульфиды находятся в интерстициях между зернами силикатных минералов, нередко образуют с позднемагматическим магнетитом совместные выделения, имеющие элементы сидеронитового строения. Среди сульфидов преобладают халькопирит и борнит, как в виде самостоятельных выделений, так и борнит-халькопиритовых сростаний субграфического строения. Реже встречается пирротин, как правило, тесно ассоциирующий с халькопиритом, иногда с кубанитом и пентландитом.

Достаточно уверенно выделяются две сульфидные минеральные ассоциации — борнит-халькопиритовая и кубанит-халькопирит-пирротиновая.

Борнит-халькопиритовая минерализация является наиболее характерной для оруденения и распространена во всех разновидностях вмещающих пород — от пироксенитов до верлитов. Оба минерала обычно присутствуют примерно в равных количествах, но нередко преобладает один из медных сульфидов. Борнит и халькопирит образуют как самостоятельными выде-

ления, так и закономерные субграфические сростания, представляющие собой систему линзовидных выделений одного минерала в другом, являющиеся, вероятно, продуктами распада твердого раствора. Количественные соотношения между минералами в субграфических сростаниях разнообразны: чаще наблюдаются халькопиритовые выделения, в матрице которого заключены линзочки борнита, реже отмечаются обратные отношения. Характерные размеры линзовидных выделений: длина 15—30 мкм, ширина 5—10 мкм. В наиболее богатых борнитом участках отмечены *халькозин-борнитовые* выделения, представляющие собой линзовидно-пластинчатые выделения халькозина толщиной 1—15 мкм в борнитовой матрице.

Изредка в рудах борнит-халькопиритовой ассоциации отмечаются *сфалерит* и *галенит*.

*Кубанит-халькопирит-пирротин*овая минерализация распространена не столь значительно и приурочена преимущественно к пироксенитам и их оливиновым разностям. Количественные соотношения между минералами значительно варьируют, чаще кубанит присутствует в подчиненном количестве, образуя в халькопирите выделения пластинчатой формы размером 0.1—0.4 мм, но иногда кубанит является преобладающим медным сульфидом. Пирротин постоянно присутствует в рудах, составляя обычно около половины сульфидов.

Пентландит распространен в рудах обеих минеральных ассоциаций, но встречается всегда в мелких единичных выделениях. Образует в сульфидах или в сростании с ними изометричные, угловатые, иногда идиоморфные зерна размером 20—120 мкм, очень редко образует самостоятельные выделения среди нерудных минералов. Иногда отмечается неоднородность выделений пентландита в виде нечетко выраженной сетки или решетки, напоминающей структуру распада твердого раствора. Пентландит является кобальтсодержащим, содержание кобальта достигает 10 мас. %.

В рудах проявлены процессы преобразований рудных минералов, сопряженные, вероятно с процессами амфиболизации и серпентинизации породообразующих минералов. Халькопирит-борнитовые выделения нередко замещаются каймами магнетита тонкозернистого строения, часто отмечаются также тонкие ланцетовидные прожилки магнетита в халькопирите.

В кубаните встречаются прожилки *валлериита* длиной до 0.3 мм и толщиной 0.03—0.05 мм. Агрегат валлериита имеет ярко выраженное пластинчатое строение, низкое отражение, хорошо заметное двуотражение и сильную анизотропию. Состав валлериита характеризуется стабильным содержанием S (20.9—22.9 мас. %) и Cu (17.2—18.5 %) и подвержен некоторым колебаниям в соотношениях между Mg и Fe. Чаще всего содержание Mg составляет 5.0—5.4 %, а содержание Fe — 32.9—34.7 %, но отмечено также содержание Mg до 8.68 % при уменьшении содержания Fe до 25.14 %.

В пирротине проявлено замещение дисульфидов железа. В рудах кубанит-халькопирит-пирротиновой ассоциации существенная часть зерен пентландита замещена кобальтовым *виоларитом*, минералом из группы линнеита.

Для руд проявления *пирит* не характерен, но там где он отмечается, по форме и характеру выделений устанавливается его вторичная природа.

В поверхностной (0.5—2 м) зоне первичные рудные минералы частично замещены гипергенными. Халькопирит замещается халькозином и ковеллином, в верхней части зоны окисления распространены малахит, гидроксиды железа, реже азурит, в нижней части зоны окисления изредка встречаются дендритовидные пленки самородной меди.

Минералы благородных металлов

Минералы отличаются очень небольшими размерами (1—20 мкм), все они выявлены при микрозондовых исследованиях. Исследования проводились и проводятся в настоящее время в Институте геологии Коми НЦ РАН [1], результаты которых, а также новые данные приведены нами ниже. Следует отметить, что разобщение рудных зон, обогащенных сульфидами меди и зон, где практически такие сульфиды отсутствуют, а содержания металлов платиновой группы достигают значимых величин установлено недавно (см. статью Терешко и др. в настоящем сборнике), поэтому изучение «безсульфидных» руд начато в Институте геологии Коми НЦ РАН только в 2006 г.

Ранее при изучении минералогии руд борнит-халькопиритовой ассоциации [1] было установлено, что минералы благородных металлов тесно связаны с сульфидами меди и представлены группой интерметаллидов в системах Au-Cu, Au-Pd-Cu и Au-Ag, а также соединениями Pd с Te, Bi и Sb. Золото-медные, золото-палладий-медные и золото-серебряные фазы представлены зернами величиной до 10—15 мкм в сростании с сульфидами меди или в виде включений в них. Форма зерен изометричная, вытянутая, неправильная. Среди соединений палладия с теллуром, сурьмой и висмутом установлены минеральные фазы в стехиометрических соотношениях соответствующие мартиниту — Pd₃Sb₂, меренскиту — PdTe₂ и майченериту — (Pd,Bi)Te. Обнаружены также самородный теллур с примесью палладия.

В рудах кубанит-халькопирит — пирротиновой ассоциации Н. А. Криволицкой (ГЕОХИ РАН) выявлены арсениды палладия. Среди вкрапленников сульфидных минералов в сростании с кубанитом обнаружены зональные выделения палладиевых минералов размером до 20 мкм, сложенные в центральной части арсенидами палладия, отвечающих по составу арсенопалладиниту — Pd₃As, по периферии — маякиту — (Pd,Ni)As. Обе отмеченные выше минеральные фазы содержат примесь серебра.

Начатое в 2006 г. изучение минералогии «безсульфидных» руд проявления Озерное подтвердило наличие в них самородных фаз палладия, висмута, теллура, селена, золота, серебра. Впервые были обнаружены минеральные соединения платины, кобальта и никеля. Изучение состава минералов группы платины показало, что они преимущественно представлены арсеносульфидами. Среди минералов платины преобладают соединения, имеющие равные соотношения с серой и мышьяком, которые хорошо рассчитываются

на формулы PtS, PtAs₂, PtAs₃. Среди минералов палладия установлены фазы, соответствующие в стехиометрическом соотношении арсенопалладиниту — Pd₃As), палладоарсениту — Pd₂As, высоцкиту — PdS, и майченериту — PdBi₂. Установлены также соединения платины с золотом и палладия с золотом и серебром.

Кроме благороднометаллических минералов в «бессульфидных» рудах обнаружены микровключения сульфидов никеля и кобальта. Размер зерен минералов не превышает первых микронов. Выявлена приуроченность минералов никеля и кобальта к серпентинитовым прожилкам, где они находятся в ассоциации с магнетитом второй генерации. В составе минералов обычно присутствуют железо. Изученные минеральные фазы имеют следующие стехиометрические соотношения компонентов: (Fe, Ni, Co)₂S; ((Fe, Ni, Co)₂S)₂; (Ni, Co)₂S; (Co, Zn); (Ni, Pd)S.

Результаты проведенных исследований в целом подтверждают схожесть минерализации проявления Озерное с минерализацией комплексных медно-благороднометаллических руд месторождений Среднего и Северного Урала, связанных с габбро-гипербазитовыми комплексами. В то же время намечаются некоторые различия в видовом составе и содержании минералов благородных и редких металлов в сульфидных и «бессульфидных» рудах, что следует учитывать при дальнейшем проведении поисковых и разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов С. К., Котельников В. Г., Онищенко С. А., Филиппов В. Н. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазах Войкаро-Сынинского массива на Полярном Урале // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, № 5. 2004. С. 2—4.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РОССЫПЕЙ И ЗОЛОТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПАЛЕОДЕПРЕССИЙ СЕВЕРА УРАЛА (ПОЛЯРНЫЙ, ПРИПОЛЯРНЫЙ, СЕВЕРНЫЙ)

Н. М. Риндзюнская, Е. А. Черемисина, Е. В. Матвеева, Т. П. Зубова

Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов, Москва

1. Экзогенная золотоносность Севера Урала изучена не равномерно. Наряду с относительно хорошо опосредованными территориями имеются обширные площади слабо изученные, но с перспективами на выявление золотоносных кор выветривания (ЗКВ) и золотых, золото-платиновых россыпей. В качестве прогнозно-поисковых моделей рудно-россыпных районов и узлов для слабоизученной территории Севера Урала можно рассматривать Ивдельский рудно-россыпной узел в пределах Тагильской металлогенической зоны, Балбаньинский и Хальмерьюзский узлы в пределах Ляпинско-Полярноуральской металлогенической зоны. На их примерах можно сделать вывод, что важными рудно- и россыпеконтролирующими морфоструктурами на Урале являются палеодепрессии. Впервые об их значении в качестве природных коллекторов россыпного золота указали Я. С. Эдельштейн, А. П. Сигов, В. Н. Хрыпов, В. С. Шуб, не менее важное значение они имеют и для локализации первичных золотых руд и ЗКВ.

2. Палеодепрессии представляют собой грабен-синклинали, грабены, время заложения которых на Урале относится к мезозою, не исключено, что на Полярном и Приполярном Урале — к палеогену — неогену. К ним приурочена мезозойская и кайнозойская гидросеть. Помимо тектонических и эрозионно-аккумулятивных процессов, существенное значение в формировании депрессий сыграл карст. На Севере Урала выделяют эрозионно-структурные депрессии субсогласные и поперечные к структурам уралид. К ним приурочены

большинство эндогенных и экзогенных месторождений золота Урала. Геологическое строение депрессий и приуроченных к ним экзогенных месторождений отличается в районах с расчлененным горным рельефом, на пенепленах и в зоне сочленения Уральских складчатых структур и Западно-Сибирской плиты.

3. Металлогенические особенности эрозионно-структурных депрессий пенепленов восточного склона Севера Урала предопределены приуроченностью их преимущественно к Тагильской металлогенической зоне. Она включает наиболее золотоносные силурийско-девонские складчатые структуры Урала, которые экспонированы на дневную поверхность только в северном и южном сегментах Севера Урала. Наиболее золотоносная часть Тагильской зоны погружена под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты.

Россыпи эрозионно-структурно-карстовых депрессий (на примере Ивдельского узла) являются полигенными и полихронными образованиями повышенной мощности, представлены сложными сочетаниями палеогеновых, неогеновых и четвертичных аллювиальных и пролювиальных пластов. Среди них выделяются горизонтальные, мульдообразные и наклонные залежи с крупным и мелким золотом, повышенной глинистостью и охристостью. Характерно наложение коробразовательных процессов на древние золотоносные отложения, о чем свидетельствуют явные следы довыветривания галечного материала, эпигенетическое ожелезнение глинистых и песчано-галечных горизонтов и гипергенные преобразования кластогенного

золота. Прослеживаются генетические и пространственные связи россыпей с ЗКВ и коренными источниками питания золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого типов. ЗКВ представлены остаточными и переотложенными типами в линейно-трещинных и контактово-карстовых зонах, с хорошо сохранившимися глинисто-охристыми горизонтами, мощными золотоносными залежами (5—20 м), средними содержаниями золота 3—9 г/т.

Перспективны поиски крупных объектов, связанных с ЗКВ, аналогичных воронцовскому типу, которые могут быть обнаружены в Ивдельском, Северо-Сосьвинском, Вайкаро-Сынинском, Ханмейском и Щучьинском районах.

В структурах Малоуральского ВПП выделены новые районы, перспективные на поиски новогодненского типа ЗКВ в пределах эрозионно-структурных депрессий пенеппенов. Не изучена россыпная золотоносность депрессий Северо-Сосьвинского района.

4. Эрозионно-структурные депрессии в горном рельефе севера Урала отличаются следующим: они расположены преимущественно в Полярноуральской металлогенической зоне, в пределах рифейских-нижнепалеозойских складчатых структур, для которых характерны золото-сульфидно-кварцевый, золото-сульфидный и золото-палладиевый (М. Б. Тарбаев, С. К. Кузнецов и др.) типы коренных источников питания. Интенсивные неотектонические движения способствовали существенному преобразованию депрессий, глубокие эрозионные врезывания привели к тому, что древние россыпи и ЗКВ сохранились фрагментарно в бортах депрессий, часто только в карстовых воронках. Наибольшей продуктивностью отличаются четвертичные россыпи, для которых источниками золота являлись как коренные месторождения, так и древние россыпи палеодепрессий.

Наиболее перспективны поиски россыпей золота депрессионных зон типа балбаньинской и хальмерьюзской и небольшие объекты ЗКВ (аналоги каталамбинского и дальненского типов).

ЗКВ сохранились в бортах эрозионно-структурных депрессий, реже — в локальных впадинах на водоразделах. В карсте или в зонах тектонической трещиноватости они имеют значительные мощности (до 80 м). Среди известных ЗКВ разведаны мелкие объекты 0.3—5 т.

5. Эрозионно-структурные депрессии в зоне сочленения Уральского горного сооружения и Западно-Сибирской плиты погребены под осадками чехла, в том числе здесь полностью погребена Ивдельско-Лозьвинская эрозионно-структурная депрессия, развитая в пределах структур девонского ВПП и отличающаяся вы-

сокой золотоносностью. В Красноуральском районе в её бортах локализованы Воронцовское месторождение и крупные россыпные узлы (от 5 до 30 т.). На северном продолжении этой депрессии, погребенной под чехлом Западно-Сибирской плиты, промышленный интерес могут представлять останцы девонских структур, выходящие на дневную поверхность, либо неглубоко погребенные (до 40—50 м) блоки уралитид.

6. Основные особенности локализации ЗКВ и россыпей в эрозионно-структурных депрессиях: наличие рудоконтролирующих разломов уральских простираций, и узлы их пересечения с поперечными разломами; зоны контакта терригенно-вулканогенных и карбонатных пород; экзоконтактовые зоны экспонированных и скрытых интрузивных массивов; многоэтапное проявление метасоматических процессов; золото-сульфидная, золото-сульфидно-кварцевая, золото-палладиевая, золото-сульфидно-медно-магнетитовая минерализация; мезозойско-кайнозойские этапы коро- и карстообразования; формирование россыпей в широких древних долинах, унаследовавших мезозойские и палеоген-неогеновые грабен-синклинали или грабены; большой возрастной диапазон и генетическое разнообразие россыпей; генетическая и пространственная связь россыпей с ЗКВ и древними россыпями; многопластовые россыпи с большой мощностью пластов, низкими (200—500 мг/м³) содержаниями и большими запасами (первые тонны до десятков тонн), большие запасы МТЗ и тонкодисперсного золота; ЗКВ в бортах или днищах депрессий [1, 2].

ЗКВ тесно связаны с первичными рудами, локализованы преимущественно в контактово-карстовых зонах — остаточные, перемещенные и переотложенные в карсте. Содержания золота 1—10 г/т, прогнозные ресурсы одного объекта 5—30 т.

Наиболее перспективные золотые объекты в палеодепрессиях: первичные руды золото-сульфидного, золото-сульфидно-кварцевого, золото-магнетитового типов и ЗКВ по ним. Перспективы россыпей ограничены, но возможно выявление отдельных объектов до 10т, особенно в депрессиях в зоне сочленения структур Урала и Западно-Сибирской плиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных металлов и цветных металлов. Выпуск «Экзогенная золотоносность». Под редакцией С.С.Вартаняна, Н.М.Риндзюнской. — М., ЦНИГРИ, 2002, 125 с., 18 ил., 8 табл.
2. Риндзюнская Н. М., Берзон Р. О., Полякова Т. П. и др. Геолого-генетические основы прогноза и поисков месторождений золота в корях выветривания. — М., ЦНИГРИ, 1995, 128 с.

О «НОВОМ» ЗОЛОТЕ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ РОССЫПЕЙ

В. А. Семенко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

То, что золото может химически переотлагаться в россыпях, отмечается почти всеми исследователями [1, 2, 3]. Иногда оно находилось в виде кристалликов на поверхности золотинок из россыпей [4] и его скопления в виде почек [5]. Великолепные исследования провел Ф. Фрейзе [6], который подробно изучил многочисленные признаки вторичного обогащения старых отвалов россыпей Новой Гвинеи. Им было обнаружено переотложенное золото, которое получило название «нового». Подобное золото было исследовано из старых приисковых отвалов Маринской Тайги и в россыпях Южного Урала [7, 8]. Сначала существовала точка зрения, что «новое» золото широко развито в жарких климатических поясах. В дальнейшем многим исследователям удалось показать, что «новое» золото распространено более широко и очень часто встречается на территории России [9, 10]. В дальнейшем оно было обнаружено во многих россыпях Урала, Якутии,



Рис. 1. «Новое» золото, осажденное на гвоздике. Пляж Тугурского залива. Ув. Ч5

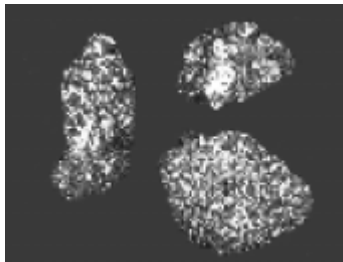


Рис. 2. «Новое» золото, налипшее на материнские золотины. Южное Приморье. Ув. Ч5

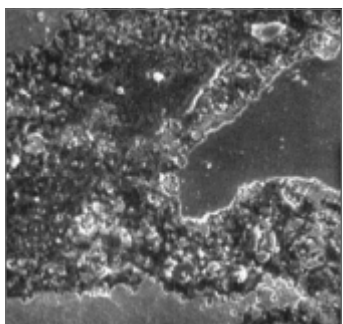


Рис. 3. Структура «нового» золота в виде цемента. Ув. Ч8000

Дальнего Востока. Все эти сведения относятся к *аллювиальным россыпям*. В морских россыпях, в силу их слабой изученности, «новое» золото было обнаружено только автором. Оно было обнаружено и исследовано (и даже в больших скоплениях) практически на всех пляжах Дальневосточных морей [11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19]. Как правило, «новое» золото имеет вид изометричных бугорков, корочек, бородавчатых и губчатых наростов (рис. 1, 2, 4) на поверхности материнских золотинок, довольно часто оно осаждается на металлических предметах — гвоздях, лопатах и т. д. (см. рис. 1). Иногда оно цементирует множество мелких золотинок с образованием золотых конгломератов различного облика (рис. 5). Для пляжей Южного Приморья характер-

но «новое» золото в виде всевозможных наростов на материнских золотинок, а для россыпей Западного Приохотья и Западной Камчатки характерно, что «новое» золото играет роль цемента (рис. 3) относительно аутигенных золотинок. При этом не только изменяются формы золотинок, но в несколько раз изменяются их размеры. Рассматриваемые новообразования отличаются непостоянством цвета (зеленоватый, иногда розоватый, желтовато-серый), что указывает на изменчивость их состава и структуры. Размеры наростов очень малы (0.02—0.3 мм). Пробность «нового» золота низкая в пределах 700—780 и намного (на 100—200 единиц) ниже перичного, это подтверждается многочисленными замерами микротвердости. Так, если микротвердость «нового» золота — 75—90 кг/мм², то у материнских золотинок — 48—55 кг/мм². Структура «нового» золота резко отличается от структур материнских золотинок; структура имеет

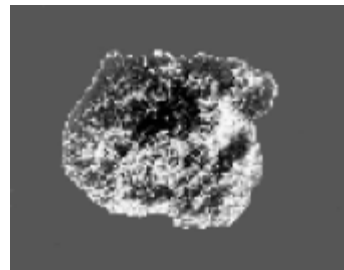


Рис. 4. Моховидный агрегат «нового» золота на материнской золотине. Западная Камчатка. Ув. Ч5

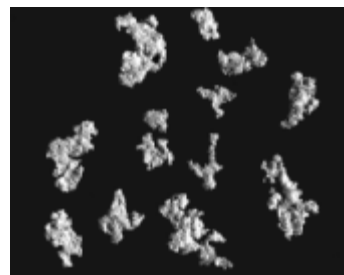


Рис. 5. Конгломеративные частицы золота, цементированные «новым» золотом. Западное Приохотье. Ув. Ч5

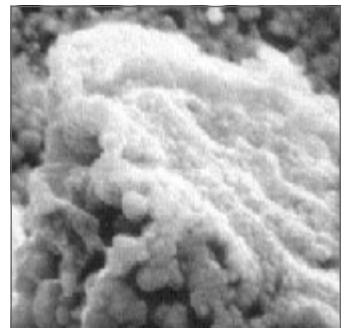


Рис. 6. Коллоидное «новое» золото. Западная Камчатка. Ув. Ч20000

структура имеет мелкозернистое, полиэдрическое строение, нередко встречаются двойники, обрывающиеся внутри зерен. Высокопробная оболочка, возникающая по краям золотинок, разбивается «новым» золотом. Границы выделений «нового» и «старого» золота четкие, извилистые, сходные с коррозионным. Автор предполагает, что имеется еще очень много ультрамикроскопического «нового» золота, не обнаруживаемое даже под обычным микроскопом. Их удается наблюдать при помощи сканирующих микроскопов, где мы сразу наблюдаем, что «новое» золото имеет почковидный облик коллоидального (рис. 6) вида и весьма сходно с коллоидальными осадками золота [20]. В морской агрессивной среде «новообразования» должны происходить намного интенсивнее и шире. Авто-

ром на некоторых пляжах Западной Камчатки отмечалось «нового» золота в шлихе более 50 %. В этих местах были взяты 6 крупнообъемных проб морской воды (300—500 литров), которые были потом проанализированы и дали следующие результаты. Минимальное содержание золота в воде составило 300 мг/т, а максимальное — 800 мг/т. Вследствие таких высоких концентраций золота в воде и происходило осаждение коллоидного, метаколлоидного золота, возможно, с участием мельчайших микроорганизмов, бактерий. «Новое» золото в прибрежной полосе (до 50 км) встречается только на пляжах и характерно только для них, вследствие чего оно может быть дополнительным критерием для разделения пляжевых и аллювиальных отложений. Встречая довольно большие скопления «нового» золота на пляжах, мы даже не можем представить, сколько же его находится на подводном склоне. Первые попытки, когда удалось взять пробы на золото с глубины до 50 метров, показали, что «нового» золота на подводном склоне в 2—2.5 раза больше, чем на пляжах. Ценность появления «нового» золота состоит еще в том, что оно является индикатором прибрежно-морских россыпей и существенно обогащает золотые россыпи, особенно на подводном склоне. Работы с «новым» золотом продолжаются, необходимо окончательно выяснить механизм его происхождения и осаждения из морской воды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Lindgren V. Mineral deposits. N.Y., 1928. 678 с.
2. Вернадский В. И. Опыт описательной минералогии, т.1.СПб., 1922. Избр. Соч., т. II, Изд-во АН СССР, 1953. 547 с.
3. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. ГОНТИ, 1938. 265 с.
4. Schneiderhohn H. Erzlagerstetten, Kurzvorlesungen zur Einführung und zur Wiederholung. Jena, 1955. 453 с.
5. Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, 1960. 1932 с.
6. Freise F. W. The transportation of gold by organic underground solutions.// Econ. Geol. 1931, v. 26, № 4. P. 112—121
7. Кожевников М. Г. К вопросу о роли химических агентов в обогащении старых приисковых отвалов.// Труды треста «Золоторазведка», 1935, вып. 1. С. 27—38
8. Ивенсен Ю. П. Опыт изучения морфологии и микроструктуры золота.// Труды треста «Золоторазведка» ин-та Нигризолото, 1938, вып. 10. С. 43—56
9. Петровская Н. В. Морфология и структура «нового» золота // Докл. АН СССР. 1941, т.32. № 6. С. 424—426
10. Петровская Н. В., Фасталович А. И. Изменение внутренней структуры самородного золота в условиях россыпей.// В сб.: Вопросы геологии Азии (юбил. Сб., посвящен. 90-летию акад. Обручева), т. II. Изд-во АН СССР, 1955. С. 241—265
11. Семенко В. А. Минералого-геохимическая характеристика золота прибрежно-морских россыпей Западной Камчатки // Сб. «Геология Дальнего Востока» — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 83—89.
12. Семенко В. А. Золотоносность прибрежно-морских россыпей Дальнего Востока // материалы к съезду Всесоюзного минералогического общества. — Ленинград, 1975. С. 67—70
13. Семенко В. А. Особенности россыпеобразования и самородное золото прибрежно-морских россыпей Дальнего Востока // В сб. «Минеральные месторождения» — Москва, 1976. С. 78—82.
14. Семенко В. А. Особенности самородного золота прибрежно-морских россыпей // В сб. «Геохимия вулcano-плутонических ассоциаций и эндогенные месторождения Дальнего Востока» — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 56—62.
15. Семенко В. А. Характеристика самородного золота рудопроявлений и россыпей Западного Приохотья // В кн. «Минералогия самородных элементов» — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 136—143.
16. Семенко В. А. Золотоносность прибрежно-морских россыпей Дальневосточных окраинных морей // Материалы к VIII Всесоюзному совещанию по геологии россыпей — Киев, 1987. С. 86—88.
17. Семенко В. А., Палажченко В. И. Типоморфные особенности самородного золота Востока России. // Вестник АмурНЦ, № 2. Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН, 1999. С. 136—163
18. Семенко В. А. Геохимические и минералогические особенности самородного золота прибрежно-морских россыпей Японской и Охотской акваторий // Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН. 2000. 79 с.
19. Semenko V. A. Mineralogy and Geochemistry Native Gold of sea-beach placers of the Asian margin.// Seventha Regional Conference (Geosea XVII) — Bangkok, Thailand, 2001. P. 46—53.
20. Borries B., Kausche I. A. Über mikroskopische Bestimmung dem Form-und GroBenverteilung von Goldcolloiden.- Kolloid.-Z., 1940, Bd. 90, H 2. 234 p.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ КАРАВАННОЕ

Н. В. Сокерина, С. Н. Шанина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Проявление Караванное относится к золото-полиметаллическим рудопроявлениям золотосульфидного формационного типа. Золотосодержащая минерализация наложена на жилы крупно-гигантозернистого и мелкозернистого кварца. Оруденение представлено минерализованными зонами с прожилково-вкрапленными рудами, приуроченными к сложно-дислоцированным толщам пуйвинской свиты среднего рифея. Проявление находится в верховьях р. Пелингичей, в северной части региона в пределах Россомахинской рудной зоны, контролируемой крупными тектоническими нарушениями северо-восточного простирания и мелкими нарушениями северо-западного простирания.

Методами термобарогехимии нами изучен кварц из золоторудных и незолоторудных зон. По фазовому составу, температурам гомогенизации и морфологическим особенностям газовой-жидкие включения рудных зон почти не отличается от включений безрудных зон.

Как правило, это одно-двухфазовые включения различного генезиса, имеющие разнообразные формы (рис. 1). Для кварца золоторудных зон температура гомогенизации включений не превышает 290 °С, для кварца из незолоторудных зон температура гомогенизации не превышает 320 °С. Анализ данных по температурам гомогенизации и частотам их встречаемости

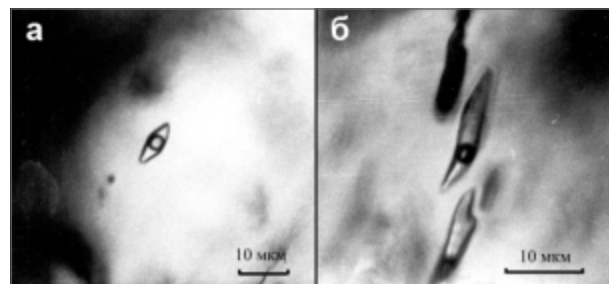


Рис. 1. Газово-жидкие включения рудопроявления Караванное: а — из незолоторудных зон; б — из золоторудных зон

Состав газов в газовой-жидких включениях рудопроявления Караванное, мкг/г

	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂	H ₂ O	Σ
жильный кварц из рудной зоны (мелкозернистый)						
Г-114-2	0.51	0.38	0.75	4.76	13.68	20.08
Г-115-4	0.19	0.32	0.2	3.15	18.7	22.56
Г-115-3/2	0.26	0.29	0.29	3.49	27.44	31.77
Г-113-4	0.03	0.17	0.17	1.11	20.75	22.23
x	0.25	0.29	0.35	3.13	20.14	24.16
Vx	1.02	1.20	1.46	12.94	83.37	
жильный кварц из рудной зоны (крупнозернистый)						
Г-115-3/1	0.13	0.38	0.15	2.3	29.18	32.14
Vx	0.40	1.18	0.47	7.16	90.79	
безрудный жильный кварц (крупнозернистый)						
Г-118-1	0.19	0.15	0.06	2.04	41.04	43.48
Г-118-2	0.32	0.15	0.06	1.7	45.22	47.45
Г-118-3	0.26	0.12	0.09	2.13	17.29	19.89
Г-118-4	0.29	0.17	0.12	1.62	65.02	67.22
Г-118-5	0.54	0.41	0.09	5.36	0.32	6.72
Г-118-6	0.19	0.29	0.1	3.15	17.02	20.75
Г-118-7	0.22	0.12	0.09	1.45	21.24	23.12
Г-118-8	0.19	0.15	0.09	1.7	26.79	28.92
Г-113-5	0.26	0.12	0.06	1.19	57	58.63
x	0.27	0.19	0.08	2.26	32.33	35.13
Vx	0.78	0.53	0.24	6.43	92.02	
безрудный жильный кварц (мелкозернистый)						
Г-118-9	0.13	0.23	0.06	1.02	21.81	23.25
Г-118-10	0.13	0.23	0.06	1.36	0	1.78
Г-118-11	0.22	0.44	0.15	10.8	30.78	42.39
Г-118-12	0.26	0.29	0.09	1.28	16.07	17.99
Г-118-13	0.06	0.41	0.12	2.55	33.93	37.07
Г-118-14	0.1	0.23	0.03	1.02	41.04	42.42
Г-118-15	0	0.12	0.03	1.19	22.8	24.14
Г-113-6	0.03	0.06	0	0.51	50.27	50.87
x	0.12	0.25	0.07	2.47	27.09	29.99
Vx	0.39	0.84	0.23	8.22	90.33	

(рис. 2) позволил установить, что для кварца рудных жил характерно бимодальное распределение этого параметра. Кварц безрудных жил имеет одномодальное

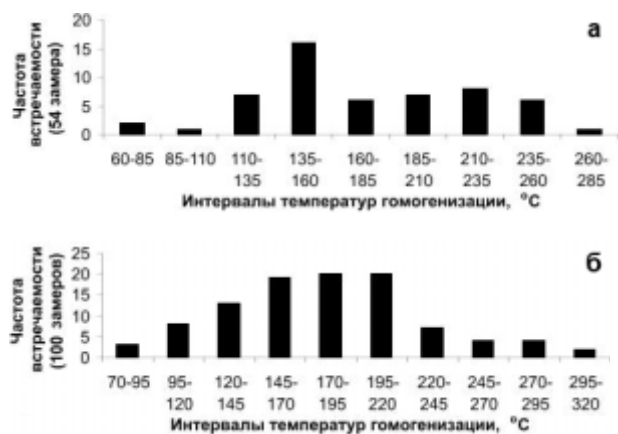


Рис. 2. Распределение температур гомогенизации газо-жидких включений в кварцевых жилах рудопроявления Караванное: а — для золоторудных зон; б — для незолоторудных зон

распределение. Анализ водных вытяжек из жильного кварца показал, что для них характерен кальциево-гидрокарбонатный состав (рис. 3).

Кварц рудопроявления Караванное характеризуется малой газонасыщенностью. По составу газов и по их относительным концентрациям кварц золоторудных и незолоторудных зон почти не отличается. В обоих случаях основным компонентом является вода. Вторым по значимости компонентом является CO_2 . Величина отношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ для кварца нерудных зон в среднем равна 0.09, для рудных — 0.08. Остальные

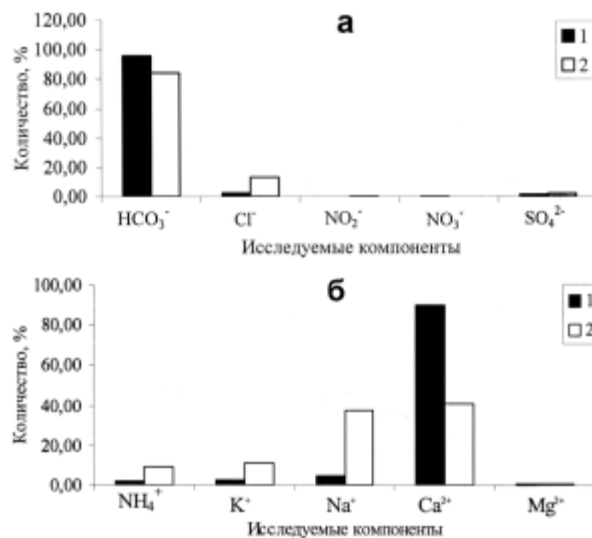


Рис. 3. Ионный состав водных вытяжек рудопроявления Караванное: а — для анионов; б — для катионов (1 — жилы золоторудных зон; 2 — жилы незолоторудных зон)

компоненты встречаются в незначительных количествах.

Таким образом, видно, что условия формирования золоторудного и незолоторудного кварца были очень похожими. Изложенные факты еще раз доказывают, что кварцевые жилы рудных и безрудных зон на территории рудопроявления Караванное были сформированы одними и теми же флюидными растворами. Рудная минерализация имеет наложенный характер и лишь пространственно связана с кварцевыми жилами (как с тектонически ослабленными зонами).

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОТЛОЖЕНИЙ ЗЛОТОПРОЯВЛЕНИЯ АМФИТЕАТР (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Е. И. Сорока¹, Л. В. Леонова¹, А. А. Галеев²

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

² Казанский государственный университет, Казань

В конце прошлого века в Кожимском рудном районе Приполярного Урала был открыт ряд нетрадиционных рудопроявлений золота, которые большинство исследователей отнесли к типу древних метаморфизованных россыпей [4]. Одним из таких рудопроявлений является Амфитеатр (рис. 1).

Разрез золотоносных отложений рудопроявления Амфитеатр представлен в обнажении на левобережье р. Пеленгичей (правый приток р. Балбанью, левого притока р. Кожим) и начинается с невыдержанного по мощности и простиранию пласта алевросланцев, залегающего на брекчии мраморизованных известняков, которые относятся к мороинской свите верхнего рифея. Мощность алевросланцев 0.5—6.5 м, а брекчии известняков до 1 м. Выше по разрезу они сменяются конгломератами. Обломочный материал разной степени окатанности на 90 % состоит из кварца, в основ-

ном, гранулированного, кварцито-песчаников и алевросланцев. Цемент хлорит-биотит-серицит-кварцевый. Мощность 1—2 м. Выше залегают переслаивающиеся кварцево-слюдистые гравелиты с линзовидными прослоями песчаников и алевросланцы с обильной вкрапленностью магнетита (мощность до 22 м), мелкогалечные конгломераты и гравелиты, содержащие обломки серицит-полевошпат-кварцевых сланцев (мощность до 10 м). Выше без видимого несогласия с подстилающими толщами залегают пачка кварцевых гравелитов, песчаников и кварцито-песчаников, которая относится исследователями к обеизской свите нижнего ордовика [4, 9]. Мощность пачки около 250 м.

Наиболее золотоносными являются рассланцованные магнетитизированные гравелиты и алевропесчаники в нижней части разреза. Самородное золото находится в цементе пород, в скоплениях магнетита, в



Рис. 1. Обзорная карта-схема местонахождения золотопроявления Амфитеатр

сростках с ним, а также с серицитом и хлоритом. Встречаются сульфиды, в основном, пирит, реже халькопирит и пирротин. В магнетите обнаружены повышенные содержания Au (0.4—1 г/т) и элементы-примеси: Ti, Mn, Cr, V, Ni, Co, Pb, Zn, As [9]. Присутствие Pb, Zn, As позволяет предполагать гидротермальное образование магнетита.

Самородное золото относится к мелким и тонким фракциям. Пробность 890—998. Примеси Ag и Cu.

Как упоминалось выше, разрез золотоносных отложений рудопроявления залегает на брекчии мраморизованных известняков, которая некоторыми исследователями рассматривается как древний карст [4]. Мраморизованный известняк ниже зоны брекчирования представляет мелкозернистую породу, сложенную зернами доломита и, в незначительном количестве, кварца. Присутствует также кальцит с полисинтетическими двойниками деформации, преимущественно, по двум направлениям. Было проведено растворение в уксусной кислоте пробы из обломков мраморизованных известняков. В результате удалось выделить спиккулы губок плохой сохранности (определения В. В. Черных, ИГГ УрО РАН).

В брекчированной зоне присутствуют обломки доломитизированных известняков и кварцито-песчаников, цемент брекчий полностью перекристаллизован. В нем представлены следующие ассоциации минералов: кварц-хлорит-биотит-кальцит и кварц-хлорит-серицит-кальцит (доломит). Акцессорные минералы представлены сфеном, желтым рутилом, турмалином. Обращает внимание присутствие достаточно большого количества новообразованного апатита. Рассеянная рудная минерализация представлена магнетитом (частично гематитизированным), гематитом и пиритом (мало). Иногда магнетит образует стяжения, центральная часть которых сложена кальцитом. Слюдистые минералы образуют чешуйки и лейсты крупностью до 1 мм. Хлорит магнезиально-железистый (железистость 46.0) [7]. Биотит зеленовато-коричневый с плеохроизмом по Ng — зеленым, по Np — светло-желтым. Се-

рицит относится к политипу 2M₁. В цементе брекчий в шлифах обнаружены практически полностью перекристаллизованные остатки палеозойской палеобиоты, остатки раковин брахиопод, частично замещенных апатитом, пиритом, и раковинный детрит (рис.2).

Карбонаты цемента брекчий представлены кальцитом, доломитом и доломитом-анкеритом. Магнезиальность кальцита — от 0.62 до 2.36 % MgCO₃ (рентгено-спектральный микроанализ выполнен в Институте геологии и геохимии УрО РАН, оператор В. А. Вилисов). Отдельные его выделения зональны — краевые части

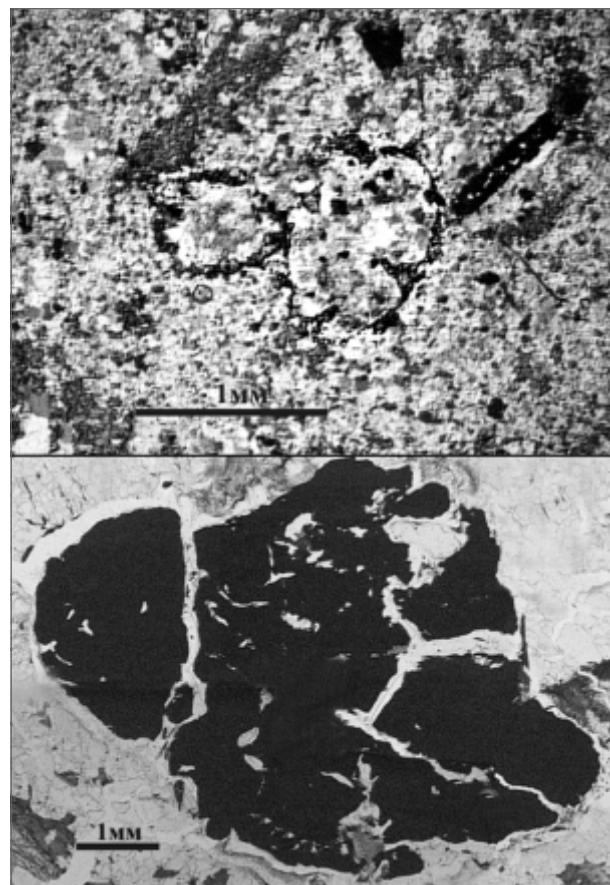


Рис. 2. Микрфотографии замещенного породой раковинного детрита и раковины брахиоподы, замещенной пиритом, из цемента брекчий известняков, николи параллельны

более магнезиальны и железисты, чем центральные. Зональный кальцит заполнял, по-видимому, пустоты в силикатном материале цемента [8]. Обращает внимание повышенная марганцовистость кальцита и доломита (до 6.84 % MnCO₃).

По спектральным характеристикам сигналов ЭПР (анализы были выполнены на базе геологического факультета Казанского госуниверситета) карбонат обломков содержит ископаемое рассеянное органическое вещество, фиксируемое на спектрах в области радикалов (Rc-org), которое обычно присутствует в морских осадках (рис.3А). В процессе работы записывались спектры исходных и прогретых образцов при температурах 350 и 600 °С в течение 30 мин. Запись производилась при комнатной температуре в автоматическом режиме на портативном спектрометре DX-70 с рабочей частотой 9.272 ГГц [3].

Судя по спектрам Mn²⁺ в кальците (рис. 3 б), карбонаты обломков относятся к двум генерациям. Одна ге-

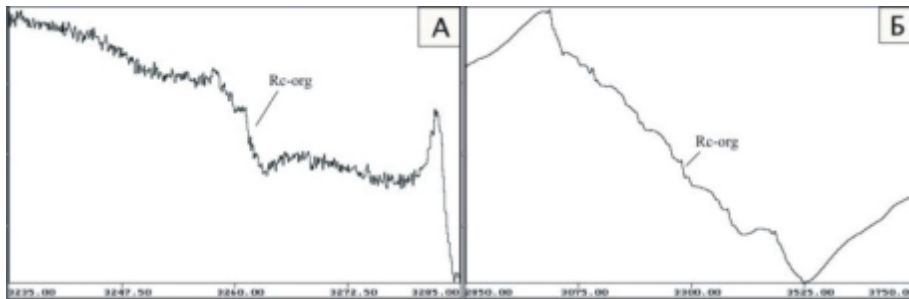


Рис. 3. Спектры ЭПР обломков карбонатов брекчии: А — сигнал углеродного радикала; Б — спектр Mn^{2+} в кальците

нерация дает широкие линии Mn^{2+} , другая — узкие. Как установлено исследователями [1], параметры этих линий существенно изменяются на спектрах образцов карбонатов разного генезиса и зависят от состава и степени совершенства структуры минерала. По данным [1], уширение линий наблюдалось в жильных карбонатах внутри- и околорудных фаций некоторых колчеданных месторождений Южного Урала, оно было вызвано в первую очередь увеличением взаимодействия катионов Mn^{2+} между собой и с катионами Fe^{2+} в связи с их повышенным содержанием в структуре изученных карбонатов. В исследованных нами образцах карбонат с узкими линиями может быть отнесен к осадочным морским образованиям (т. к. в морской воде содержание Mn и Fe недостаточно высокое, чтобы на спектрах обычных для этой среды карбонатных осадков наблюдалось концентрационное уширение линий ЭПР изоморфного марганца). Карбонат с широкими линиями спектра, скорее всего, вторичный. Также анализ спектров ЭПР позволяет предположить, что исследуемые породы претерпели низко-среднетемпературные изменения (не выше $350^\circ C$), т. к. для высокотемпературных разностей карбонатных пород наблюдаются более высокие значения интенсивности линий ЭПР-спектров [1].

Вышележащие золотоносные породы обычно относятся к терригенным отложениям лаптопайской свиты верхнего рифея-венда [4, 9]. По данным К-Аг анализа, возраст слюд серицитизированных алевропесчаников в нижней части разреза составляет 262—240 млн лет (определения выполнены Б. И. Калегановым, ИГГ УрО РАН). Вероятно, это возраст гидротермально-метаморфических преобразований пород. Скорее всего, гидротермальные изменения сопровождали и следовали за тектонической деформацией, о чем свидетельствует наличие реликтов полисинтетических двойников в кальците.

На диаграмме параметров кристаллической решетки светлых слюд [6] все серициты метаморфизованных

золотоносных пород рудопроявления Амфитеатр попадают в область политипа $2M_1$ с температурами образования от 270 до $400^\circ C$ и давлением от 0.5 до 1.5 кбар (рис. 4).

В цементе конгломератов, залегающих на брекчии мраморизованных известняков, появляется ассоциация кварц-хлорит-биотит-эпидот (альбит), которая не наблюдается

в вышележащих породах. По экспериментальным данным [2], для образования эпидота благоприятно воздействие слабокислых Са-содержащих хлоридных растворов. Оптимальная температура составляет 300 — $400^\circ C$. Повышение $X_{CO_2} > 0.1$ — 0.2 препятствует об-

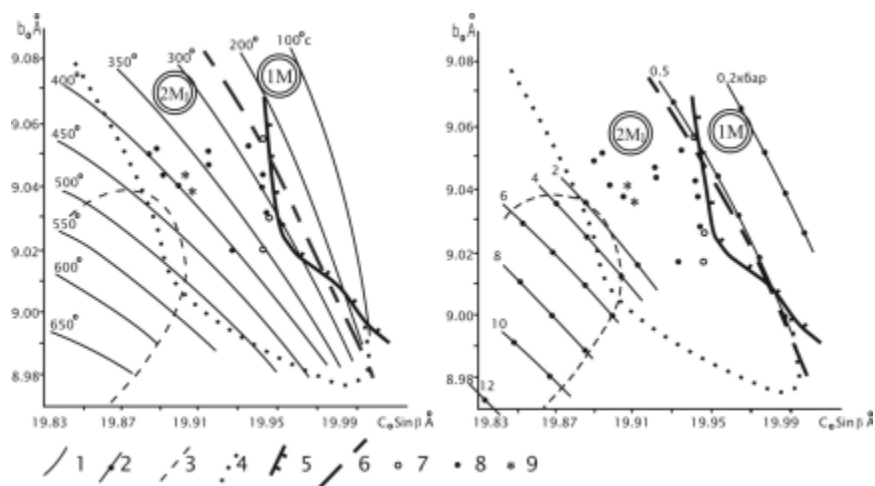


Рис. 4. Диаграмма параметров кристаллической решетки светлых слюд, основа диаграммы по [6]. 1 — изотермы; 2 — изобары; 3 — поле фенгитов; 4 — поле слюд модификации $2M_1$; 5 — поле слюд политипа $1M$ стадии хрусталеобразования; 6 — граница раздела полей $2M_1$ и $1M$; 7 — серицит из кварц-серицитовых пород, руч. Аלקесвож, хр. Малдынырд; 8 — серицит из золотоносных пород золотопроявления Амфитеатр; 9 — фуксит из золотоносных пород золото-палладиевого проявления Чудное, хр. Малдынырд

разованию эпидота в экспериментальных колонках [2].

Таким образом, можно предположить, что породы разреза были преобразованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, при температурах 270 — $400^\circ C$ и давлении не выше 1.5 кбар. Возможно, более высокотемпературным преобразованиям подверглись породы над известняками, т. е. породы золотоносной части разреза. Нужно отметить, что на проявлении Амфитеатр золото высокопробное с малой примесью серебра и меди, что свидетельствует о коровом источнике вещества. При температуре около $400^\circ C$ перенос золота осуществляется преимущественно хлоридными комплексами. Железо также может находиться в растворе в виде хлоридных комплексов и осаждаться в близонейтральных условиях [5]. Отложение гидротермального золота и образование магнетита могло происходить одновременно. Судя по датировкам слюд, время образования, возможно, совпадает с пермским этапом активизации.

Нужно отметить, что в золотоносных породах Амфитеатра встречается золото не только рудного, но и

кластогенного облика [4, 9], что позволяет предполагать первичное накопление части золота в древних россыпях. Ряд исследователей относит их к древним метаморфизованным аллювиальным россыпям [4, 9]. Судя по находкам фаунистических остатков, отложения золотопроявления Амфитеатр относятся к прибрежно-морским осадкам, скорее всего, палеозойского возраста. Известняки, вероятно, являются морскими образованиями. Но для уточнения их возраста требуются более детальные литолого-фациальные исследования.

Работа выполнена при поддержке Гранта Президента РФ «Поддержка ведущих научных школ» НШ-4210.2006.5

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вотьяков С. Л., Масленников В. В., Борисов Д. Р., Краснобаев А. А.* Марганец — индикатор условий образования карбонатов на колчеданных медно-цинковых месторождений Южного Урала (Россия) // Геология Руд. Мест., 1996, т. 38, № 6. С. 558—569.
2. *Зарайский Г. П.* Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 341 с.
3. *Муравьев Ф. А., Силантьев В. В., Винокуров В. М., Галеев А. А., Булка Г. Р., Низамутдинов Н. М., Хасанова Н. М.*

Парамагнитные свойства и дифференциация рассеянного органического вещества в пермских осадочных породах Татарстана // Матер. чтений, посвященных 170-летию Н.А. Голвкинского. Казань: изд-во Казанского ун-та. 2004. С. 107—126.

4. *Озеров В. С.* Метаморфизованные россыпи Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 28—37.

5. *Пуртов В. К., Ятлук Г. М.* Экспериментальные исследования процессов мобилизации петрогенных компонентов в гидротермальных системах. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982, 62 с.

6. *Сазонов В. Н., Огородников В. Н.* Светлые слюды как индикатор формационного расчленения метасоматитов гидротермальных месторождений золота и горного хрусталя // Доклады РАН, 1996, т. 350, № 3. С. 381—383.

7. *Сорока Е. И., Воронина Л. К.* Хлориты из золотопроявлений бассейна р. Балбанью Кожимского района (Приполярный Урал) // Ежегодник-1996. Ин-т геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 115—116.

8. *Сорока Е. И., Мурзин В. В.* Гидротермальные изменения зоны брекчирования золотопроявления Амфитеатр // Ежегодник-1997. Ин-т геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 115—116.

9. *Тарбаев М. Б., Малюгин А. А., Сорока Е. И., Филипов В. Н.* Самородное золото из ордовикских конгломератов Приполярного Урала // Мин. журн. Киев: Наукова Думка, 1991. 13. № 5. С. 52—59.

МЕДНО-БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ОЗЕРНОЕ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В. В. Терешко¹, А. А. Шлома¹, А. Ф. Карчевский², С. А. Онищенко²

¹ ОАО «Ямальская горная компания», Салехард

² ЗАО «Голд Минералс», Сыктывкар

Со времени проведения в прошлом веке фундаментальных исследований А. Н. Заварицкого, Н. К. Высоцкого, Г. Д. Падалки, установивших связь высокотемпературных платиноидов с хромитами гипербазитовых комплексов Полярного Урала, его территория традиционно рассматривалась перспективной на выявление месторождений металлов платиновой группы (МПГ) именно этого типа. Кроме этого, определенные перспективы связывались с полихронными полифациальными углеродсодержащими комплексами или с известными золоторудными, полиметаллическими и колчеданными объектами различного генезиса, где МПГ отмечались в виде примесей. Лишь в последние годы появились предположения о возможности выявления платино-палладиевых месторождений баронского типа среди аналогов Платиноносного пояса на Полярном Урале. Впервые этот новый для Полярного Урала генетический тип месторождений МПГ выявила в 2002 г. партия под руководством М. А. Шишкина [3, 4], установив для пород Кершорского базит-гипербазитового комплекса накопление Pd (до 1.66 г/т), Pt (до 0.26 г/т), Au (до 2.15 г/т) и Cu (до 1.5 %).

Это проявление, известное как Озерное, ОАО «Ямальская горная компания» изучает с 2004 г. Кершорский комплекс в пределах участка расчленяется на три разновозрастных структурно-вещественных ассоциации (структурно-вещественные комплексы — СВК, по [2]), резко различные по составу и претерпевшие в своем развитии сильнейшие метаморфические и метасоматические преобразования различной направленности, катаклаз и последующую серпентинизацию. Породы, слагающие СВК, различаются по магнитным свойствам и хорошо картируются высокоточной магнитной съемкой.

Образования самой ранней ассоциации надвинуты на породы Райзско-Войкарского гипербазитового комплекса и слагают северную часть участка. Она представляет собой тектонически разлинзованную серию, в которой чередуются тела амфиболитов, габбро-амфиболитов, дунитов, верлитов и пироксенитов. Амфиболиты утратили признаки первичной породы, наложенные процессы сформировали гнейсоподобную полосчатую породу, абсолютно стерильную в геохимическом отношении, с очень низкими значениями маг-

нитной восприимчивости. В северной части поля развития пород ассоциации картируются несколько тел пироксенитов, вмещающих оруденение Северной рудоносной зоны. Пироксениты ранней ассоциации — довольно однообразные слабомагнитные породы, сильно амфиболизированные, от пироксенитов Центральной рудоносной зоны отличаются более светлой окраской, меньшим распространением оливиновых разностей, почти полным отсутствием акцессорного магнетита.

Средняя часть Кершорского комплекса представлена крупным массивом пироксенитов, имеющем сложное строение, обусловленное сочетанием различных по размерам тел клинопироксенитов, оливиновых пироксенитов, обычно магнетитсодержащих, а также верлитов. Дуниты отмечаются в виде небольших тел, вытянутых согласно общему простиранию структуры, либо маломощных жил, секущих или субсогласных по отношению к первичным магматическим структурам. Отмечаются тектонические зоны мощностью в первые метры, сложенные амфиболизированными бластокактаклазитами и бластомилонитами. Характерной особенностью этой части Кершорского комплекса является наличие ритмичной расчлененности, обусловленной сменой снизу вверх оливиновых разностей пироксенитов безоливиновыми. Ритмы имеют мощность первые метры — первые десятки метров. Пироксениты насыщены магнетитом, количество которого в отдельных случаях достигает 25 %. Такие породы образуют тела протяженностью до 400 м, обладающие сильной магнитностью. Ранее, при проведении здесь геологической съемки под руководством П. М. Кучерины, это послужило основанием для выделения здесь Дзелятышорского титаномангнетитового месторождения.

Самая поздняя составляющая Кершорского комплекса представлена преимущественно роговообманковыми, пироксен-роговообманковыми габбро, реже горнблендитами, которые слагают широкую полосу в южной части участка.

В южной части участка с габброидами Кершорского комплекса контактируют габбро-диориты и диориты Собского комплекса.

Рудная минерализация установлена в пределах трех рудоносных зон, различающихся характером оруденения, его происхождением и составом. В северной части проявления нами выделяется *Северная рудоносная зона*, связанная с телами клинопироксенитов ранней структурно-вещественной ассоциации. Здесь наблюдается серия контрастных первичных геохимических ореолов меди, в контуре которых, в единичных штучных пробах определено до 0.62 г/т суммы Pd и Pt. Зона прослеживается по находкам сульфидов на протяжении до 2.5 км при ширине 25—150 м. Оруденение представлено тонкой или гнездовидной вкрапленностью халькопирита, изредка с примесью борнита, в пироксенитах. В северо-восточной части зоны канавами вскрыто тело апопироксенитовых серпентинитов, интенсивно амфиболизированных и катаклазированных, включающих серию жил кварц-плагиоклазового состава с обильной (до 10 %) вкрапленностью халькопирита и борнита. Вскрытая мощность зоны прожилкования — более 15 м. По геологическому положению,

строению и составу этот участок Северной зоны очень близок к известному Левопаерскому (Пятиреченскому) проявлению.

Более детально изучена наиболее богатая *Центральная зона*, протягивающаяся на расстояние свыше 3.5 км при ширине 25—400 м. Здесь установлено несколько типов накопления меди и благородных металлов (см. статью Пыстиной Ю. И. и др., посвященную минералогии проявления Озерного в материалах конференции).

1. Наибольшим распространением пользуется сингенетичная вкрапленность в оливиновых пироксенитах и верлитах. Первичный сидеронитовый магнетит часто сопровождается сульфидами (халькопирит, борнит, кубанит, пирротин, пентландит) в виде мелкой вкрапленности (0.1—1 мм). Для этого типа характерны максимальные концентрации Pd+Pt (до 3.97 г/т), умеренные содержания меди (0.1—0.4 %) и золота (0.1—0.3 г/т). Очень характерной особенностью этих руд является полное отсутствие корреляции между содержаниями меди и МПГ, более того, коэффициенты их парной корреляции часто имеют отрицательное значение, т. е. накопление этих элементов носит антагонистичный характер (скв. 503—506, каналы 108, 118, 121, 126). Наблюдается их тесная пространственная взаимосвязь — рудные зоны, специфичные на медь, перемежаются с зонами концентрации МПГ, практически не накладываясь друг на друга, образуя грубую геохимическую ритмичность. Те и другие тяготеют к горизонтальным, максимально обогащенным магнетитом.

Для большинства платинометаллических объектов в базит-ультрабазитовых комплексах характерна тесная связь между накоплением МПГ и меди. Доказано [2], что именно сульфиды меди концентрируют основное количество низкотемпературных платиноидов. Лишь для Баронского проявления в ультрамафитах Волковской интрузии установлено отсутствие связи между концентрированием платиноидов (палладия), с одной стороны, а серы и меди — с другой. Там это объясняется... «влиянием процессов окисления» [1]. Не исключая влияние этого фактора, отметим, что платиноиды на проявлении Озерном образуют самостоятельные минеральные формы, которые концентрируются не только в сульфидах меди. Установлено их присутствие в магнетите и породообразующих минералах. Такое нахождение МПГ в рудах проявления исключает возможность выявления оруденения при полевых наблюдениях: оно может быть установлено только лабораторными методами.

Еще одна особенность этого типа оруденения, не нашедшая пока объяснения — непостоянное соотношение содержаний Pd и Pt для разных частей Центральной зоны. Как правило, палладий постоянно преобладает (Pd / Pt = 3—35), однако на отдельных участках это отношение изменяется от 1.5 до 0.3 при резком увеличении содержания платины.

2. Наряду с описанным выше, на проявлении Озерном выделяются единичные рудные тела мощностью до 10 м, где отмечено совместное накопление Pd+Pt (до 3 г/т), золота (до 2.3 г/т) и меди (до 1.4 %). Рудная минерализация представлена вкрапленностью халько-

пирита и борнита, ассоциирующих с магнетитом, реже отмечаются гнездовидные скопления сульфидов или их тончайшие прожилки

3. Вдоль контакта габбро-амфиболитов и пироксенитов, в последних установлена зона накопления регенерированной медно-сульфидной минерализации с магнетитом. Она имеет мощность от 3 до 25 м, прослежена на расстояние более 2.5 км. Содержание меди не превышает 0.3 %, составляя в среднем около 0.1 %, платиноиды присутствуют в концентрациях, не превышающих 0.2—0.4 г/т, золото — не более 0.2 г/т.

4. Повышенное содержание МПП отмечается также в связи с телами пироксенит-пегматитов. Оруденение здесь представлено медными минералами: борнитом, халькозином, халькопиритом, образующими относительно крупные (до 3 см) выделения неправильной формы. Мощность зон развития пегматитов достигает 2—10 м, содержания меди до 1.5 %, суммы Pd и Pt до 1 г/т, золото присутствует в количестве до 0.15 г/т.

5. По зонам расщепления и дробления мощностью 0.1—0.4 м также отмечается переотложенная медносульфидная минерализация с повышенными концентрациями благородных металлов (Pt+Pd — до 2.1 г/т, Au до 1.9 г/т) при содержании Cu до 0.5 %. Иногда с такими зонами связаны плагиоклазовые жилы, также с вкрапленностью сульфидов меди.

Вдоль южного контакта тела клинопироксенитов с габброидами выделяется Южная рудоносная зона, где медная и платинометальная минерализация связана с полосой распространения пегматоидных разностей габбро и горнблендитов, приуроченных к району высокоинтенсивных магнитных аномалий магнитного поля (до 26000 нТ) и сопряженных с ними первичны-

ми ореолами меди. Изученность зоны низкая, пока здесь отмечены лишь повышенные концентрации Pd+Pt (до 0.8 г/т), золота (до 0.4 г/т) и меди (до 0.3 %).

Изучение проявления Озерного продолжается, окончательная его оценка как промышленного объекта будет дана после получения и обработки результатов лабораторных и полевых исследований. Однако уже сейчас можно утверждать, что достаточно широко распространенные на восточном склоне Полярного Урала массивы пород базит-гипербазитовой ассоциации заслуживают оценки на выявление собственно-магматических месторождений МПП.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аникина Е. В., Русин И. А., Филиппов В. Н., Пушкарёв Е. В., Берсенева С. Я. Золото-палладиевое оруденение в ультрамафитах Волковской габбро-диоритовой интрузии на Среднем Урале // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. - Сыктывкар, 2003. Вып. 2. С. 143—158. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып. 113).

2. Волченко Ю. А., Нечехин В. М., Радыгин А. И., Сандлер Г. А. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов // ДАН СССР, 1975, т. 224, №1, с. 182—189.

3. Котельников В. Г., Романова Н. В. Новый тип медного платино-золото-палладиевого оруденения на восточном склоне Полярного Урала / Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 2004, с. 40—42.

4. Малых О. Н. Новый тип платинометального оруденения на территории Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 2004, с. 58—61.

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО И СЕРЕБРО В РУДАХ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ СЕВЕРА УРАЛА

В. Д. Тихомирова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Благородные металлы в рудах медистых песчаников мира отмечаются достаточно давно [3]. И, если серебро самородное и минералы серебра встречаются в подавляющем большинстве объектов формации медистых песчаников, то золото, в этой же подборке данных по миру, указано только в месторождениях Африки. В последние годы появились данные о находках микроколичеств золота, серебра и платиноидов в медистых песчаниках и сланцах Нижней Силезии [1].

В объектах формации медистых песчаников севера Урала самородное золото отмечается со времени проведения разведочных работ, но количество ограничивается знаками. Серебро, как примесь в медных рудах, встречается постоянно, но в переменных количествах. Зерна золота и серебра были представлены единичными находками в пробах на Падьягинском и Косьюнском месторождениях и Моллюдвожском рудопроявлении [5, 6].

Золото отмечается как в минерализованных песчаниках в ассоциации с халькозином и гематитом, борнитом и пиритом, так и в кварцевых жилах в составе халькозин-борнитового парагенезиса. Оно представлено зернами неправильной уплощенной формы. Одни зерна имеют ровные очертания, другие — очень изрезанные (рис. 1). Размеры их ограничены 0.5 мм. Удалось проанализировать золото только Падьягинского месторождения. По составу оно низкопробное и ртутистое, хотя отдельные зерна из кварцевых жил имеют более высокую пробность и содержат меньшее количество ртути (см. таблицу). По данным [4] содержание ртути в золоте увеличивается при переходе от высокотемпературных образований к низкотемпературным и к концу процесса рудообразования в пределах отдельных месторождений. Возможно, что золото из кварцевых жил, являющихся более высокотемператур-

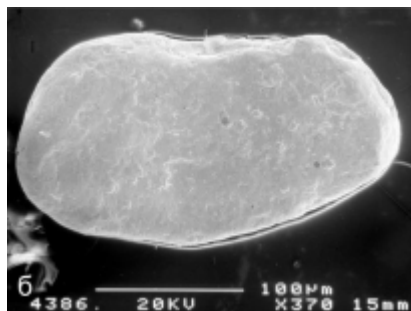
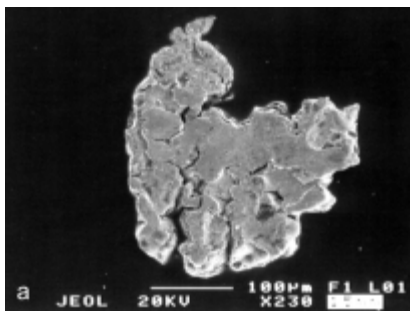


Рис. 1. Форма золотинок: а — из песчаника, б — из кварцевой жилы. Падьягинское месторождение

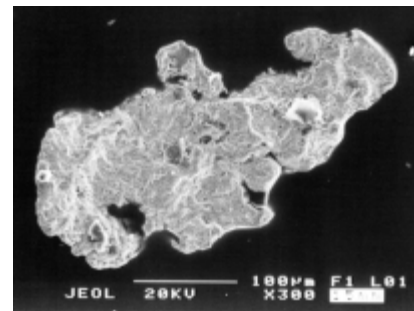


Рис. 2. Зерно самородного серебра. Косьюнское месторождение

Состав золота по данным микрозондового анализа, масс. %

Примечание. Пробы 1, 2 — золото из песчаника; 3, 4 — золото из кварцевых жил.

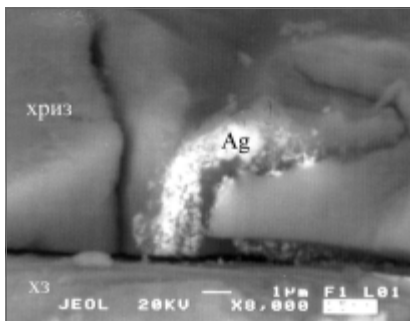


Рис. 3. Концентрирование самородного серебра в хризоколле на границе с халькозином. Моллюдовожское рудопроявление

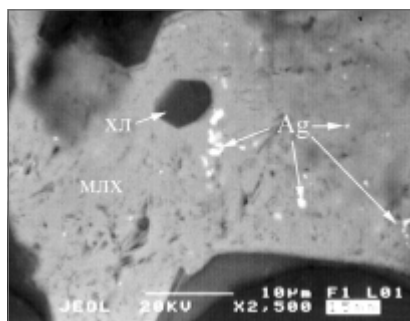


Рис. 4. Выделения самородного серебра в малахите (хл — хлорит). Моллюдовожское рудопроявление

ными образованиями, и отражает эту закономерность. Ртутистость является типоморфным признаком эндогенного золота Полярного Урала. По данным [2] источником ртути в золоте являются мантийные растворы, а пространственно объекты тяготеют к зонам глубинных разломов. Падьягинское месторождение на Собском поперечном поднятии соответствует такому положению.

Повышенные содержания серебра очень характерны для медных руд всех объектов формации. Было установлено, что серебро в виде изоморфной примеси присутствует во всех медных сульфидах, имея максимальные содержания в халькозине, меньше в борните и халькопирите [5]. Отдельные зерна самородного серебра, очень похожие по форме на зерна золота изредка отмечались в пробах (рис. 2). Размер зерен не превышает 0.5 мм. В рудах субмикронные фазы теллурида серебра гессита и медно-серебряного штрмейерита наблюдались в борните [5]. Также в борните установлены зерна самородного серебра размером около микрона в тесном срастании с виттихенитом. При изучении под электронным микроскопом окисленных мед-

ных руд удалось наблюдать концентрацию серебра в хризоколле, начиная от трещины на контакте с халькозином в виде сгущения точек, и последующего их слияния (рис. 3). Множественные субмикронные включения серебра наблюдались в малахите (рис. 4).

При изучении благородных металлов в медистых песчаниках и сланцах Нижней Силезии [1] авторы пришли к выводу о перераспределении благородных металлов в процессах эпигенетического преобразования песчаников. В нашем случае мы наблюдаем перераспределение серебра в зоне окисления. Происходит выделение серебра из сульфидов при выщелачивании меди и концентрирование его сначала в субмикронные выделения, затем в более крупные стяжения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермолаев Н. П., Габлина И. Ф., Бернард В. В. Перераспределение платиноидов, золота и серебра в медистых песчаниках и сланцах (Нижняя Силезия, Польша) // Геохимия. 1996. № 9. С. 840—851.
2. Мурзин В. В., Покровский П. В., Молошаг В. П. Ртуть в самородном золоте Урала и ее типоморфное значение // Геология рудных месторождений. 1981. № 4. С. 86—91.
3. Наркелюн Л. Ф., Салихов В. С., Трубащев А. И. Медистые песчаники и сланцы мира. М.: Недра, 1983. 414 с.
4. Озерова Н. А., Петкович М. С., Муравицкая Г. Н. Примесь ртути — типоморфный признак золоторудных месторождений // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М. Наука, 1980. С. 221—230.
5. Тихомирова В. Д., Сокерин М. Ю., Филиппов В. Н. Распределение и формы нахождения серебра в рудах медистых песчаников севера Урала // Новые идеи и концепции в минералогии. Материалы III Междунар. минерал. семинара. Сыктывкар. 2002. С. 132—133.
6. Тихомирова В. Д., Яковлева О. А., Янулова Л. А. Редкие минералы в рудах медистых песчаников Полярного Урала (На примере Падьягинского месторождения) // Минералогия Тиманско-Североуральского региона. Тр. Института геологии КНЦ УрО АН СССР. Вып. 72. 1989. С. 107—116.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ЗОЛОТОРУДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО И ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА НА ОСНОВЕ МАТЕРИАЛОВ ГК-1000/3 ЛИСТА Q-41

М. А. Шишкин¹, В. П. Водолазская¹, М. Я. Попов²

¹ Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург

² Территориальные геологические фонды РК, Сыктывкар

Перспективы коренной золотоносности восточного склона Приполярного Урала традиционно связывались в основном с докембрийской Ляпинской минерагенической зоной (МЗ). Однако в последнее время появились данные о значительном золоторудном потенциале палеозойских зон Зилаиро-Лемвинской и Райизско-Войкарской.

Ляпинская вольфрамово-золоторудная минерагеническая зона представлена восточной частью Торгово-Народнинского рудного района, который характеризуется развитием вулканогенных, субвулканических и интрузивных образований наложенного позднерифейского-вендского краевого вулканоплутонического пояса и орогенных гранитоидов позднего-венда-раннего кембрия, зональным метаморфизмом, двухэтапным тектоногенезом (в раннем кембрии и триасе). Все это определяет высокую перспективность района в отношении золотого оруденения, которое представлено следующими главными золоторудными формациями: золото-(сульфидно)-кварцевой, золото-кварц-сульфидной и золотоносных кор выветривания.

Золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая формации генетически неоднородны. Часть объектов данного типа имеет магматогенно-гидротермальный генезис и, судя по расположению известных проявлений на западе территории, таких как Синильга и Пологое, они связаны с орогенными гранитоидами сальнерско-маньхамбовского комплекса. Это дает основание считать время формирования оруденения поздневендско-раннекембрийским. Основные факторы контроля оруденения — близость интрузий, связанные с ними метасоматические ореолы и благоприятный субстрат. Вторая часть имеет метаморфогенно-гидротермальную природу и тяготеет к зонам тектонических нарушений и приуроченных к ним ореолам метасоматитов. Данное оруденение полигенно и полихронно и завершение его формирования приходится на поздний палеозой. Главным фактором контроля оруденения в этом случае являются зоны разрывных нарушений, благоприятный субстрат, изначально содержащий повышенные концентрации полезных компонентов.

Большая часть объектов первого типа локализована в пределах Росомахинского золоторудного узла. Основные объекты второго типа распространены в пределах Хобеинского рудного узла, а наиболее известные из них концентрируются в пределах Хальмерьинского золоторудного поля. Представлены целой серией проявлений, а также месторождением Сосновое,

приуроченных к поднадвиговой зоне рудоконтролирующего фронтального надвига Лемвинского аллохтона на докембрийские образования Хобеизского блока. Апробированные прогнозные ресурсы Хальмерьинского рудного поля до глубины 300 м составляют P_1 — 19 т, P_2 — 34 т.

В значительной степени в сходной обстановке находится потенциальное Золотошорское рудное поле, которое прогнозируется на основании малой промышленной россыпи Золотошор с относительно крупным металлом, благоприятной структурной позиции (поле вытянуто вдоль линии надвига Лемвинского аллохтона), развитию черносланцевых отложений пуйвинской свиты. Прогнозные ресурсы кат. P_3 при использовании в качестве эталона Хальмерьинского рудного поля при коэффициенте подобия 0,6 и коэффициенте достоверности 0,5 оцениваются в 16 т.

Золото-кварц-сульфидная формация также широко развита в районе. Относится к геолого-промышленному типу минерализованных зон, которые, как правило, приурочены к разломам. В виду того, что данные зоны имеют обычно северо-восточное простирание, формирование оруденения в современном виде произошло в позднем палеозое в завершающий этап каледоно-герцинского тектоногенеза. Такими рудоконтролирующими разломами являются Малдинский, Западный Народнинский и ряд других. Наиболее широко оруденение данного типа проявлено в пределах Росомахинского узла, где располагаются типичные проявления Караванное-1, Караванное-2 и Лебедино. В составе Хобеизского рудного узла к золото-кварц-сульфидной формации относится Яроташорское золоторудное поле. Прогнозные ресурсы поля приняты при апробации ЦНИГРИ в 35 т по кат. P_3 . Однако очевидно, что в пределах поля весьма вероятно выявление объектов золото-кварцевой формации, так как металл разрабатываемых в настоящее время в пределах поля россыпей Няртаю и Нестершор, крупный (отмечались находки самородков более 400 г), в элювиальной россыпи по левобережью руч. Надежд отмечаются сростки золота. Поэтому 25 % ресурсов или 10 т нами предлагается отнести на долю золото-кварцевой формации.

Золотоносные коры выветривания представлены типовым объектом — Каталамбинским месторождением, которое входит в состав одноименного рудного поля в северо-восточной части Росомахинского рудного узла. Прогнозные ресурсы (P_1+P_2) флангов месторождения оценены в 5,4 т. Это дает основание предпола-

гать, что в корях выветривания Каталамбинского рудного поля ресурсы золота по кат. P_3 могут быть не менее 10 т.

Зилаиро-Лемвинская золото-барит-марганцево-рудная минерагеническая зона. Перспективы ее золотоносности связаны с Погурей-Тыкотловским золоторудным районом, расположенным в приводораздельной части Полярного Урала, в бассейне верховьев рек Колокольня, Лемва, Погурей, Тыкотлова. Район в основном сложен вещественными комплексами рифтогенного этапа уралид, представленными вулканогенно-терригенно-сланцевыми позднекембрийско-раннеордовикскими отложениями погурейской, кокпельской и грубеинской свит, с многочисленными силлообразными телами габбро-долеритов орангюганско-лемвинского и малыми интрузиями риолитов пожемавского комплексов. Оруденение обычно локализуется в эндо- и экзоконтактных зонах малых интрузий габбро-долеритов и риолитов, что напрямую указывает на их рудогенерирующее значение. Данные по типам руд в известных рудопроявлениях позволяют предполагать в прогнозируемых месторождениях основным золото-сульфидный тип руд с вариациями от золото-пиритового до золото-полиметаллического. Кроме того, значительная часть золотого оруденения связана с тектоническими зонами приуроченными к основаниям крупных шарьяжей, формировавшихся в завершающую стадию герцинского тектоногенеза в пермское время. Для этих зон более характерен золото-сульфидно-кварцевый тип оруденения. Также район перспективен на объекты связанные с золотоносными корами выветривания. В пределах Погурей-Лемвинского золоторудного района выделяются два рудных узла — Пожемавский и Лемвинско-Тынагодский.

Пожемавский рудный узел включает Няньворгинское и Дальнее золоторудные поля. Перспективы прироста прогнозных ресурсов связываются с Няньворгинским рудным полем, расположенным в северной части района, в бассейне р. Харуты (приводораздельная часть западного склона Полярного Урала). Здесь, в результате комплекса работ, проведенных в процессе ГДП-50 (Лютиков, раб. мат.), были получены новые положительные результаты по проявлению Двуглавое и выявлено новое проявление Горняцкое. Суммарные ресурсы Няньворгинского рудного поля до глубины 300 м (при прогнозируемом среднем содержании 2 г/т) составляют 30 т (кат P_2). Прогнозные ресурсы проявления Дальнее оценены по кат. P_1 в 8 т (Маков, 1977). Наличие поблизости целого ряда проявлений (Подкова, Северное, Пожемавис) дает основания оценить прогнозные ресурсы Дальнего рудного поля по кат. P_2 в 15 т.

Лемвинско-Тынагодский золоторудный узел включает Верхнелемвинское, Тыкотловское, Бадьяшорское, Малотынаготское и Сараншорское золоторудные поля.

В границах Верхнелемвинского поля ранее прогнозировались ресурсы кат. P_2 в объеме 10 т по району Лемвинского рудопроявления. В последующие годы при проведении ГДП-200 (Шишкин, 1996), к югу от проявления были выявлены аналогичные по составу новые проявления золоторудной минерализации Водо-

раздельное и Подснежное, которые были оценены в результате последовавших поисковых работ по кат. P_3 в 7 и 45.8 т соответственно (Можаров, 2006).

При подсчете прогнозных ресурсов Тыкотловского золоторудного поля за основу принято одноименное проявление, относимое к золото-полиметаллическому минеральному типу. Его прогнозные ресурсы по кат. P_2 оценены в 17 т.

Типовым объектом золото-сульфидно-кварцевого типа в районе является Малотынаготское золоторудное поле, расположенное к северу от Хальмерьинского. Золотое оруденение имеет здесь метаморфогенно-гидротермальный характер (Ким, 2004) и приурочено к миерализованным зонам в отложениях погурейской свиты. Золоторудные тела представлены кварцевыми жилами и телами метасоматитов существенно серицитового состава, которые контролируются зонами разрывных нарушений субпараллельных фронтальному надвигу Лемвинского аллохтона. Работами РЭП «Березовское» здесь выявлены два новых золоторудных проявления Воргавож и Тынагота. Прогнозные ресурсы Малотынаготского рудного поля приняты в количестве 60 т по кат. P_2 . В долине р. Мал. Тынагота, дренирующей рудное поле, разведана промышленная россыпь Мал. Тынагота.

Сараншорское потенциальное золоторудное поле располагается в аналогичной тектонической позиции вдоль линии надвига Лемвинского аллохтона к югу от Малотынаготского рудного поля. Основаниями для прогноза являются наличие в пределах поля малой россыпи Омрасьшор и устойчивых шлиховых потоков (фактически россыпепроявлений) Сараншор и Пальникшор, а также прямые поисковые признаки в виде выявленных работами РЭП «Березовское» золотосодержащих минерализованных зон. Площадь Сараншорского поля сопоставима с Малотынагодским, что позволяет, приняв последнее за эталон оценить прогнозные ресурсы поля с коэф. подобия 1,0 в размере 60 т, но по кат. P_3 .

ЦНИГРИ на правом берегу р. Кожим (в бассейне ее притоков М. Бадью, Б. Бадью, Селемью и Яротаю) в составе Россомахинской рудной зоны выделено потенциальное Бадьяшорское золоторудное поле (площадь). Фактически оно входит в Лемвинско-Тынагодский рудный узел и находится на продолжении к северу Малотынаготского рудного поля в аналогичной геологоструктурной позиции. В пределах поля отмечаются прямые признаки золотоносности в виде малой россыпи руч. Гранатовый, шлиховых потоков золота по другим водотокам, дренирующим поле. ЦНИГРИ прогнозные ресурсы поля оценены по кат. P_3 в 50 т.

В Погурей-Тыкотловском районе в целом достаточно широко проявлены площадные и линейные мел-палеогеновые коры выветривания сиаллитного, ферритного и силицитового типа. Учитывая широкое развитие в районе золотоносной сульфидной минерализации можно предполагать возможность выявления золотоносных кор выветривания. Однако для количественной прогнозной оценки целесообразно проведение на первом этапе специализированных тематических исследований самих кор выветривания.

Золотоносность *Райизско-Войкарской и Западно-Тагильской минерагенических зон* связана в основном с золотосодержащими рудными формациями: (медно)-железо-скарновой, ванадий-железо-медной (платиново-золото-палладиево-медной), медно-молибден порфировой, колчеданной.

(Медно)-железо-скарновая формация представляет весьма перспективной на золотое оруденение, которое по аналогии с месторождением Новогоднее-Монто может стать основным. Однако объекты скарново-магнетитовой формации хорошо выражены в магнитных полях и на территории МЗ их не так много. Пока относительно высокие содержания золота известны только на проявлении Третья Рудная Горка, где по кат. P_2 они оценены в 10.4 т (Козырев, 1998). С учетом возможного выявления высоких содержаний золота на глубоких горизонтах проявления Первая Рудная Горка, Магнетитовое, заверке Погрымшорской аномалии ресурсы золота данного формационного типа по кат. P_3 оцениваются нами в 56 т.

Ванадий-железо-медная (платиново-золото-палладиево-медная) формация характеризуется достаточно уверенной корреляцией содержаний золота и меди. Прогнозные ресурсы попутного золота в данном формационном типе только на проявлении Озерное оценены по кат. P_2 в 52.8 т (Шишкин, 2005). Это дает основание для оценки прогнозных ресурсов золота Кершорского Cu, Au, Pt района и потенциального Щекуринского Cu, Au, Pt узла в составе Западно-Тагильской МЗ по кат. P_3 в зависимости от оцененных ресурсов меди по объектам прогноза. Прогнозные ресурсы

золота составят в этом случае: по Пятиреченскому рудному узлу — 50 т; по Лагортинско-Хулгинскому потенциальному рудному узлу — 50 т; по Щекуринскому потенциальному рудному — 25 т. Дополнительными факторами, повышающими надежность прогноза, являются россыпепроявления и шлиховые потоки золота (Лагорта верховья, Лагорта, Лаптапай), шлихосборы которых находятся в пределах перечисленных объектов прогноза.

Медно-молибден порфировая формация практически всегда характеризуется наличием попутного золота. Прогнозные ресурсы золота этого типа оценены К.К. Золотым (2002) по кат. P_2 для Элькошорского рудного поля в 2.4 т, для Маникуюского рудного поля в 30 т. Прогнозные ресурсы Варчатинского блока, который охватывает выходы осадочно-вулканогенных образований малоуральской и варчатинской свит в надъинтрузивной зоне можно оценить исходя из площадной продуктивности Элькошорского рудного поля с коэффициентом достоверности 0.25 по кат. P_3 — 10 т золота. Суммарные ресурсы Таньюского рудного узла оцениваются в 15 т золота. Благоприятные минерагенические факторы для оруденения медно-молибден порфирового типа характерны и для южной, слабо изученной части Малоуральского рудного района. Это дает основания для выделения в здесь потенциального Сынинско-Нелкаганского Cu, Mo, Fe рудного узла, прогнозные ресурсы золота которого по кат. P_3 оцениваются в цифрах сопоставимых с Таньюским рудным узлом, с коэффициентом достоверности 0.5 (в виду отсутствия проявлений) в 7 т.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В МЕДНЫХ РУДАХ СРЕДНЕГО ТИМАНА

И. Х. Шумилов

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

На Тимане установлено широкое распространение отложений верхнедевонской пестроцветной формации, протягивающейся широкой полосой (50 км) вдоль восточного склона Тиманской палеосуши более чем на 250 км (от р. Сулы на севере до р. Печорской Пижмы на юге). В пределах распространения пород этой формации на площади около 12000 км² существуют многочисленные проявления меди стратифицированного типа.

Меденосные руды бассейна р. Цильмы известны издревле — документально подтвержденные сведения о наличии медных руд в этом районе относятся к XIII веку. В 1496 году при устье Заводского ручья, впадающего в реку Цильму в 8 км выше устья реки Рудянки, был открыт большой по тем временам медеплавильный завод. Исторические документы указывают, что помимо меди здесь добывались серебро и золото. А в 1447 году была отлита золотая медаль в честь дочери Ивана III Феодосии.

Следует заметить, что в литературных и фондовых источниках практически все исследователи не упоминают

о цильменских рудах, как о рудах, в которых содержится серебро. Лишь у профессора А. А. Чернова [2] встречается упоминание о следах серебра (до 0.09 мас. %) в халькозиновых псевдоморфозах по растительному детриту и о том, что содержание серебра в медной руде подвержено значительным колебаниям. О присутствии золота в медных рудах вообще нигде не упоминается.

Нами был исследован ряд образцов на предмет более точного определения в них содержания серебра методом атомно-адсорбционного анализа (аналитик — Т. Н. Тарасова). Для анализа были отобраны образцы песчаников, глин и углей, которые характеризуются наиболее высокими содержаниями данного элемента по данным спектрального полуколичественного анализа. Анализ данных показал, что содержания серебра крайне малы: почти все содержания серебра оцениваются в $10^{-4}\%$, кроме двух образцов (минерализованный угольный детрит), в которых зафиксированы весьма высокие значения, соответствующие содержанию

в сотни грамм на тонну. Микрозондовые исследования дубликатов этих образцов не увенчались успехом — не было зафиксировано никаких фаз с повышенными содержаниями серебра.

При микрозондовом изучении образцов, представленных песчаной фракцией из медьсодержащих зеленоцветных глин, нами были обнаружены микровыделения минералов и природных сплавов, содержащих серебро и золото. Исследования проводились на электронном микроскопе JEOL-3500 (аналитик В. Н. Филиппов).

Образцы были отобраны в районе устья р. Рудянки (левый приток р. Цильмы). После размачивания глины, материал расситовывался по классу 0.5 мм. Песчаная фракция бромформировалась (выход тяжелой фракции составлял доли процента от исходной массы пробы). Полученные тяжелые фракции представлены сульфидами меди, пиритом и марказитом, гранатами и глобулами арагонита.

Сростки мелких халькозиновых кристаллов имеют друзовидные формы свободных очертаний и сложены кристаллами с размерами до 0.1 мм в поперечнике. Часто на скоплениях халькозина присутствуют корочки и включения охристых или тонкокристаллических выделений куприта медно-красного цвета. Небольшая часть друз халькозина имеет окраску от зеленой до малиново-красной.

Исследования показали, что разноцветие рубашек на агрегатах кристаллов сульфидов меди вызвано наличием тонких корочек, сложенных в основном микрокристаллическим или колломорфным халькопиритом.

На рубашках с малиново-красной и красно-синей побелостью иногда наблюдаются изобильные шарообразные выделения, которые, в свою очередь, покрыты субмикронными рыхлыми образованиями (“шубами”) (рис. 1). Диаметр шаровидных образований в среднем составляет 2—3 мкм. Состав отвечает формуле $Cu_{1.78-2.01}S$, примесь железа достигает 1.79 мас. %. Особенно следует отметить, что в некоторых шариках

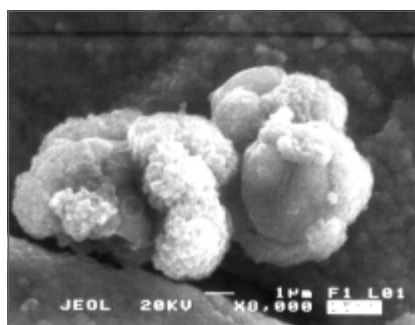


Рис. 1. Шарообразные выделения с тонкодисперсными рыхлыми “шубами” на поверхности малиново-красных зерен

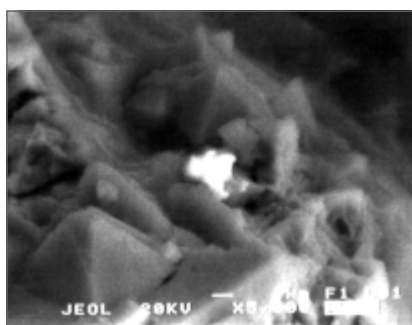


Рис. 2. Микрозерно золота среди кристаллов пирита

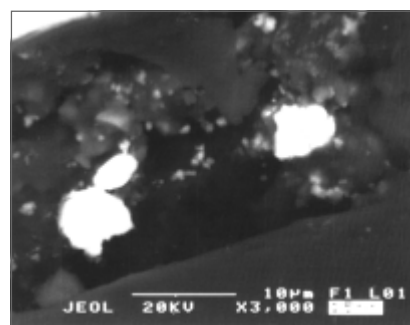


Рис. 3. Скопление зерен арсентита

содержится серебро до 0.72 мас. %. “Шубы” на шариках сложены субмикронными (0.1—0.3 мкм) индивидуальными с составом, отвечающим $Cu_{1.60-1.69}S$, с примесью железа до 1.58 мас. %.

На этом благороднометаллическая минерализация, связанная с сульфидами меди, исчерпывается.

Основная часть находок серебра и золота связана с пирит-марказитовыми образованиями.

Пиритовые выделения представлены скоплениями мелких кристаллов в виде немного уплощенных псевдоморфозы по мелким корешкам (?), друзами более крупных кристаллов, остроугольными обломки и пластинками тонко-, скрытокристаллического пирита. Размеры кристаллов, слагающих друзы и массивные агрегаты, варьируют от 1 до 10 мкм, но при этом кристаллы любых размеров практически всегда идиоморфны и по своей морфологии делятся на две группы: пентагондодекаэдры и куб-октаэдры. В редких случаях наблюдаются локальные фрамбоидальные скопления марказита.

В составе пирита часто присутствует медь (до 8.42 мас. %) и никель (до 0.37 %). Пириты подобных составов описаны у А. А. Годовикова [1] из Cu-Zn месторождения Нукундаму (Фиджи), но здесь же указывается, что пириты из осадочных толщ, как правило, отличаются наименьшим количеством примесей. Исключением иногда бывает тонкодисперсный пирит (мельниковит).

На одном из исследуемых зерен среди кристаллов пирита было обнаружено микровыделение самородного золота с размером 2 мкм в поперечнике (рис. 2). Золотина имеет довольно изометричную, но неполнотелую форму, ее состав следующий (мас. %): Au — 86.17, Ag — 11.62, следы меди, железа и серы. Скорее всего, основная часть второстепенных элементов была захвачена при анализе из окружающей золотину пространства.

При исследовании глинистой составляющей проб (менее 0.05 мм) был обнаружен относительно богатый набор микроминералов.

Из серебросодержащих фаз нами было зафиксировано скопление нескольких зерен арсентита неправильной формы с размером до 8 мкм (рис. 3). В составе арсентита отмечаются незначительный дефицит серебра и примесь меди (до 2.57 мас. %). Из самородных элементов в глинах обнаружено зерно самородного серебра (рис. 4) с примесью меди (2.57 мас. %).

Широко представлен класс самородных интерметаллических сплавов и соединений на их основе. Наиболее распространенными являются Cu-Zn-Pb-Sn сплавы в виде тонкой вкрапленности в слюдяных пакетах (рис. 5), реже встречаются отдельные микроскопические угловатые зерна. Состав микровыделений весьма разнообразен и включает широкий спектр элементов (см. таблицу).

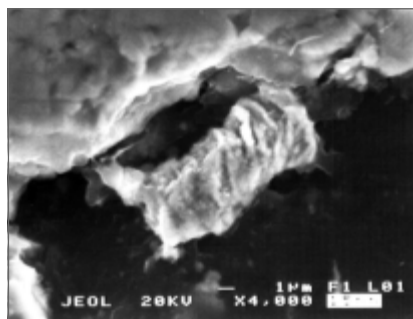


Рис. 4. Зерно самородного серебра

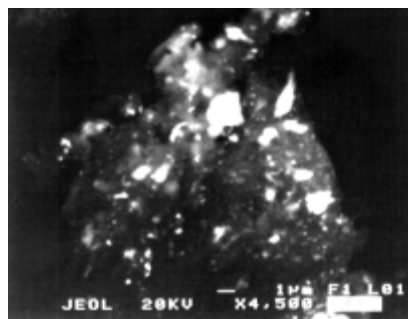


Рис. 5. Тонкая вкрапленность сплавов разных составов в слюде. Изображение в упруго-отраженных электронах

Состав зерен природных сплавов

Химический элемент	Содержание, масс.%									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cu	29.79	56.37	5.58	3.90	2.99	51.36	2.66	49.35	29.38	3.32
Pb	5.81	5.93	51.58	14.83	86.30	1.45	73.98	4.76	14.31	7.78
Zn	4.37	34.58	4.30	3.29	2.53	32.25	2.27	31.90	15.11	2.53
Sn	-	-	13.80	59.19	2.32	-	-	-	-	34.67
Fe	-	0.70	-	3.32	-	0.83	1.75	0.29	0.81	2.71
Sb	-	-	18.19	11.33	-	-	-	-	-	34.65
Au	52.45	-	-	-	-	-	-	-	10.89	-
Ag	5.63	-	-	-	-	-	-	-	13.19	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	0.38	-	0.74
Сумма	98.05	97.58	93.45	95.86	94.14	85.89	80.66	83.68	83.69	86.40

Из данных таблицы видно, что основой сплавов служат обычно свинец и медь, реже цинк и олово, и только в одном случае (анализ 1) основой является золото. При рассмотрении зерен при максимально возможных увеличениях в режиме упруго-отраженных электронов видно, что большинство зерен достаточно однородны по

составу, т. е. не являются сростками фаз с различными составами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Годовиков А. А. Минералогия. — М.: Недра, 1983. 647 с.
2. Чернов А. А. Медные руды / Производительные силы Коми АССР. — М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. 1. С. 58—76.

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ ПОТЕНЦИАЛ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ НЕНЕЦКОГО АВТОНОМНОГО ОКРУГА И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ОСВОЕНИЯ

И. Н. Бурцев¹, Б. А. Остащенко¹, А. В. Гетман², А. В. Кончиц³, А. С. Мовсесян³

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

² Администрация НАО, Нарьян-Мар

³ Управление природных ресурсов НАО, Нарьян-Мар

Территория округа еще довольно слабо изучена региональными геолого-съёмочными, поисковыми и оценочными работами. В пределах округа, на Северном Тимане, полуострове Канин, на Пай-Хое, выявлены многочисленные месторождения и проявления коренного и россыпного золота, расположенные в разных геолого-структурных обстановках, характеризующиеся разнообразным минеральным составом и соответствующие различным генетическим типам.

Среди рудных объектов выделяются: оруденение золото-кварцевого, золото-сульфидного, золото-сульфидно-кварцевого, золото-скарнового (пиритовый, пирит-арсенопиритовый, золото-антимонит березитовый подтипы) формационных типов; золото-платино-

метальное оруденение в черносланцевых комплексах; метаморфизованные россыпи (золотоносные конгломераты и песчаники), связанные, в основном, с палеозойскими отложениями. Среди других объектов, содержащих благороднометалльную минерализацию, известны сульфидные медно-никелевые, колчеданно-полиметаллические, медно-порфировые месторождения, медистые песчаники.

Практически все известные месторождения и проявления были выявлены в процессе геолого-съёмочных работ или общих поисков, специализированных работ на золото не проводилось, за исключением работ тематической направленности. Обзорные сводки и прогнозные оценки золотоносности территории Север-

ного Тимана и п-ова Канин приводятся в работах Б. А. Осташенко, Т. П. Майоровой (1968, 1978, 1988), Б. А. Горностая с соавторами (1982), О. С. Кочеткова, Н. Е. Алексеева (1988), В. И. Розанова с соавторами (Розанов и др., 1989), А. А. Котова (1990), В. Ф. Чертова (1977, 1991, 1994), Н. А. Ерюхиной (1994) и других исследователей.

В пределах Канинского рудного района выделяется пять рудных узлов: Мадахинский; блок центральной части хребта Канин Камень (Горелорецкий, Надтейский рудные узлы); Рыбнорецкий и Микулкинский рудные узлы.

Известно несколько крупных перспективных рудопроявлений, по которым рекомендуется проведение поисково-ревизионных работ и оценочных работ. Ниже приводится краткая характеристика объектов.

Большенадтейское золото-антимонитовое рудопроявление находится в центральной части п-ва Канин, в среднем течении р. Б. Надтей. Проявление расположено в поле развития сланцев зеленосланцевой фации метаморфизма (горелорецкая свита) и контролируется зоной повышенной трещиноватости, проходящей через ядро брахиформной антиклинальной структуры. Оруденение локализуется в дайках метаморфизованных и березитизированных диабазов позднерифейского возраста и сконцентрировано, в основном, в секущих прожилках-просечках карбонат-кварцевого, альбит-кварцевого состава. В зоне шириной 100—125 м установлено четыре дайки (рудных тела метасоматитов) мощностью до 1.5 м. Кварцевые прожилки, вмещающие рудные компоненты, обычно не выходят во вмещающие сланцы, имеют сложную ветвящуюся форму с раздувами и пережимами. Пространственная связь кварц-антимонитовых жил с дайками диабазов и отсутствие среди микропримесей антимонита олова (признак кислого магматизма) может служить указанием на парагенетическую связь оруденения с основным магматизмом. Среднее содержание золота по березитам составляет 0.45 г/т, по проявлению в целом — 0.39 г/т. Большенадтейское проявление отнесено к золото-антимонитовой березитовой рудной формации метаморфогенно-гидротермального типа с преобладающим развитием собственно сурьмяного минерального типа оруденения, представленного слабо золотоносными кварц-антимонит-бертьеритовыми жилами. Прогнозные ресурсы, оцененные в полосе длиной 10 км, шириной 0.2 км на глубине 200 м сопоставимы с месторождениями крупного масштаба.

С Большенадтейским рудопроявлением тесно ассоциирует проявление Надежда. В непосредственной близости в осветленных окварцованных метасоматически измененных металеволитах верхнего рифея установлена сульфидная минерализация, представленная пиритом, арсенопиритом, джемсонитом, буланжеритом, антимонитом, халькопиритом и халькозином. Содержание золота составляет до 3.77 г/т. В метасоматитах сульфиды представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, халькопиритом.

Значительные ресурсы золота установлены в пределах Рыбнорецкого рудного узла. Здесь выявлены проявления Нехайтеяха (золото-мышьяково-сульфид-

но-березитовый тип), Рыбнореченское-2 (золото-сульфидный тип), Рыбное (золото-сульфидно-кварцевый формационный тип). В черных углеродистых сланцах среднего и верхнего рифея содержание золота колеблется от 0.04 до 0.1 г/т, в секущих дайках метадиабазов — до 0.05 г/т. Повсеместно на территории узла установлены повышенные содержания золота в терригенных отложениях. В частности в конгломератах и песчаниках таяокуяхинской свиты верхнего девона на всю мощность разреза (до 30 м) присутствует золото, с содержанием 0.015—1 г/т.

В пределах Ойвинской площади выявлены проявления золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формации. В зеленых и черных углеродистых сланцах среднего рифея развито большое количество разнообразных согласных и секущих кварцевых жил. Оруденение контролируется зоной пересечения древних северо-западных и более молодых северо-восточных нарушений. Сланцы прорваны дайками рифейских габбро-диабазов северо-западного простирания и дайками позднедевонских габброидов меридиональной ориентировки. В кварц-сульфидных жилах мощностью от 1—5 до 30 см содержание золота составляет от 0.03 до 8.5 г/т, в кварц-карбонатных жилах с пиритом — от 0.015 до 3.5 г/т.

В Северо-Тиманском рудном районе золоторудная минерализация развита как в позднепротерозойских образованиях фундамента, так и в отложениях платформенного чехла. В пределах Северо-Тиманского рудного района выделены Чайцынский и Косминский рудно-россыпные узлы.

В образованиях фундамента золотоносность связана с дайками лейкократовых гранитов, гранит-порфиоров, и ассоциирующихся с ними кварцевых, кварц-турмалиновых, кварц-сульфидных жил и зон пиритизации, залегающих как в интрузиях, так и во вмещающих породах верхнего протерозоя. Генетический тип минерализации соответствует гидротермальному средневысокотемпературному процессу (Чертов, 1977). Выявленные проявления золота пространственно тяготеют к зоне Румяничного разлома, их формирование связывается с каледонской эпохой рудообразования.

В Чайцынский рудно-россыпной узел входят Чайцынская, Белореченская, Сульская и Волонгская площади.

В пределах Чайцынской площади широко распространены комплексы разнообразных интрузий байкальского, каледонского и герцинского циклов тектогенеза, сопровождаемыми различными проявлениями полезных ископаемых (редкоземельно-редкометалльные, молибден-вольфрамовые, полиметаллические, медно-никелевые, железо-титановые руды, барита, флюорит, агаты). Здесь выявлено восемь проявлений золота полиформационного типа, из которых наиболее высокие перспективы связываются с площадями проявлений «Сопки Промежуточной», «Озеро Долгое» и «Ближнее-Долгое» с преимущественным развитием золото-сульфидной формации, с металлогеническим потенциалом, соответствующим крупным месторождениям золота. С черносланцевыми комплексами на Северном Тимане связаны проявления стратиформной

золоторудной минерализации — проявление «Сопка Большой Камешек» и др.

Интересны проявления жильной золото-сульфидной формации Бугровской площади, приуроченные к зоне между Румяничным и Бугровским глубинными разломами. Вдоль сопряженных разрывов, зон надвигов имело место внедрение пластовых дифференцированных интрузий габбро-диабазов, более поздних массивных габбро-норитов, сопровождаемых поясом даек того же состава. В узлах пересечения разрывов расположены «сигнальные» трубки взрыва, выполненные эруптивными брекчиями габброидов. В большинстве пластовых тел, даек, трубок взрыва установлено магматическое ликвационное сульфидное медно-никелевое оруденение (проявления «Каменное», «Озеро Долгое», «Ближнее», «Оленье», «Дальнее», «Надежда» и др.). Здесь же отмечен и гидротермально-метасоматический жильный тип сульфидной медно-никелевой минерализации (Чертов, 1977).

Сульфидная медно-никелевая минерализация повсеместно сопровождается повышенным содержанием платиноидов и золота. По данным пробирного анализа (Лесков и др., 1994) содержание платиноидов составляет 0.15—0.91 г/т, с отмеченными максимумами в массивных рудах до 5.98 г/т, Au — 0.02—0.2 г/т. При этом установлена закономерная приуроченность платиноидов к участкам, наиболее обогащенным сульфидами никеля и меди.

Волонгская рудно-россыпная площадь охватывает бассейн р. Волонги. В поле развития позднедевонских терригенных отложений (надеждинская, кумушкинская и покаямская свиты) выявлены многоэтажные погребенные россыпи и признаки жильной золото-сульфидной и золото-кварцевой минерализации. Повышенная золотоносность установлена также в аллювии погребенных и современных речных долин. Россыпи в песчано-гравелитовых отложениях соответствуют прибрежно-морским, аллювиально-дельтовым россыпям или «дефляционным рифам» (по А. А. Котову, 1990) и сопоставляются с палеороссыпью «Ичет-Ю» на Среднем Тимане.

По обоим бортам Северо-Тиманского поднятия на его крыльях в основании визейского яруса доказана устойчивая золотоносность титан-циркониевых песчаников — выявлены палеороссыпи «Пембойская», «Сувоинная». Аналогичные проявления есть на Белореченской площади. Известны россыпи золота в современном аллювии поймы, террас и в отложениях древнечетвертичных погребенных рек. Это россыпи в бассейнах рр. Великая, Волонга, Черная, Белая, Щучья, Нижняя Каменка и др. Максимумы содержаний золота в аллювии рек имеют четкую связь с коренными источниками в толщах фундамента и палеозойского осадочного чехла, и особенно отчетливо — с количеством золота в позднедевонских грубозернистых отложениях.

Более слабо изучена, но перспективна для дальнейшей оценки Сульская площадь. Левые притоки р. Сулы характеризуются относительно высокой (120 мг/м³ и выше) золотоносностью аллювия поймы и террас.

Косминский рудно-россыпной узел включает Косминскую, Волоковую и Верхнепешскую перспектив-

ные площади. Первые две площади наименее изучены. Аллювий рек и ручьев в пределах перспективных площадей имеет устойчивую знаковую золотоносность, поэтому для них необходимо дополнительное геологическое изучение.

В пределах Верхнепешской площади в полях развития терригенных отложений среднего и позднего девона установлены палеороссыпи, аналогичные алмаз-золото-редкометальной россыпи «Ичет-Ю» (Котов, 1990). Выявлено два горизонта с промышленными концентрациями золота, редких металлов, титановых минералов, граната. Предполагается наличие алмазов и платины. По рекам площади зафиксирована высокая золотоносность аллювия. Площадь весьма перспективна на обнаружение крупных комплексных погребенных россыпей в осадках девона и аллювии современных рек. В метаморфических толщах фундамента установлены признаки полиформационного золотого оруденения (Ерехина и др., 1994).

На Пай-Хое самостоятельные проявления золота пока не установлены. Золото и серебро являются элементами-спутниками в рудах разных генетических типов — в рудах медно-никелевых проявлений, в черносланцевых комплексах палеозоя, в аллювиальных отложениях.

В качестве приоритетных направлений геолого-разведочных работ, ориентированных на поиски и оценку месторождений золота, рекомендуется проведение геологического доизучения ранее заснятых площадей (ГДП-200), прогнозно-поисковые работы того же и более крупных масштабов в пределах наиболее перспективных площадей, поисково-ревизионные работы на площадях с незавершенными работами или результатами, не позволяющими дать обоснованную окончательную оценку по перспективам золотоносности территории. С целью уточнения геолого-структурной обстановки, обобщения и анализа имеющихся геологических материалов с учетом современных знаний о геодинамическом развитии территории, тектонике, минерагении, с целью выяснения условий формирования и особенностей размещения месторождений золота, необходима постановка тематических работ.

В ходе геолого-экономического анализа и оценки перспектив освоения месторождений следует принимать во внимание реализующиеся в настоящее время или планируемые к реализации планы создания транспортной сети на территории Ненецкого автономного округа. Так, создание вспомогательной и обслуживающей инфраструктуры на пунктах сбора и транспортировки углеводородного сырья способствует вовлечению в промышленное освоение не только месторождений строительного минерального сырья, но и других полезных ископаемых. Большое значение для повышения экономической эффективности освоения месторождений золота в Северотиманско-Канинском регионе имеет осуществление проектов прокладки магистральных трубопроводов — Харьга – побережье Баренцева моря и создание морских портов — отгрозочных терминалов.

ПЛАТИНОИДЫ В ХРОМИТАХ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

А. Б. Макеев, Н. И. Брянчанинова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Вот уже несколько лет как ОАО «Конгорхром» на Полярном Урале разрабатывает металлургические хромовые руды месторождения Центрального, но до сих пор наименее изученным остается вопрос о масштабах платиноидной минерализации этих руд и пород, а также о целесообразности извлечения из них элементов платиновой группы (ЭПГ). Этими вопросами в разное время занимались многие геологи: А. И. Бетехтин, Ю. А. Волченко, Е. Е. Лазько, А. Б. Макеев, Ю. В. Алимов, Е. В. Аникина, Л. И. Гурская и др., только вот степень детальности исследований из-за чрезвычайно высокой стоимости анализов до сих пор недостаточна.

Анализы платиноидов в хромовых рудах и ультрабазитах Полярного Урала выполнены в одной лаборатории Регионального аналитического центра ЗАО МЕХАНОБР-АНАЛИТ пробирным (на свинцовый королек) химико-спектральным (для Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir) и кинетическим (для Os) методами. Чувствительность анализов 20 мг/т для Au, Pt, Pd и 2 мг/т для других ЭПГ — Rh, Ir, Ru, Os. Для контроля анализов несколько проб были повторены в разных сериях. Результаты повторных анализов имеют высокую сходимость. Химико-аналитическая лаборатория ЗАО МЕХАНОБР-АНАЛИТ, в которой выполнены все анализы, является арбитражной. Анализы проб в одной лабора-

тории по одной методике позволяют сравнивать результаты, рассчитывать статистические характеристики для рудопроявлений и массивов в целом.

Всего было проанализировано 83 пробы руд и пород (таблица) из коллекций А. Б. Макеева, Н. И. Брянчаниновой и Е. А. Крапли. Способ отбора проб — бороздовый в крест простирания рудного тела, в отдельных случаях использованы штуфные пробы (в основном для горных пород), вес проб составлял 5 кг. Пробы дробились вручную, квартовались, растирались в стальных стаканах в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН. Тщательность подготовки проб исключает какое-либо загрязнение или смешение. Кроме геохимических проб из тех же мест отбирались сколки для изготовления полированных препаратов для изучения минералогического состава руд и пород. В каждой пробе определен состав рудного хромшпинелида, аксессуарной сульфидной и самородной минерализации, минеральный парагенезис вмещающих пород, степень и фация метаморфизма. Материалы этих исследований опубликованы в монографиях [6, 9]. Привязка рудных точек имеется на картах фактического материала [9].

Оказались охарактеризованными Центральное месторождение (в том числе отработанное в настоящее время рудное тело № 9), Полойшорское и Централь-

Среднее содержание благородных элементов в хромовых рудах и породах ультрабазитов Полярного Урала

№ п/п	Массив, месторождение	Тип руды	Число образцов	Массовая доля элементов, ppb (мг/т)								
				Au	Pt	Pd	Rh	Os	Ru	Ir	ΣPt	
Массивы и блоки												
1	Сыумкеуский	Al	20	х	11	19	11	5	33	49	18	135
				σ	1	22	1	5	26	56	16	
2	Райизский	Cr	15	х	11	12	12	7	78	114	95	318
				σ	1	12	2	5	90	76	104	
3	Пайерский	Al	34	х	11	15	11	5	39	53	30	153
				σ	1	12	1	4	22	35	19	
4	Лаптапайский	Cr	12	х	11	20	12	11	58	176	107	384
				σ	1	15	1	11	56	332	166	
Месторождения и рудные тела												
5	Центральное	Cr	11		11	10	11	8	101	143	125	398
6	Кечпельское-1	Al	3		10	36	10	5	27	32	15	125
7	Кечпельское (карр)	Al	3		10	10	10	5	26	70	34	155
8	Косшорское	Cr	1		10	10	10	4	61	99	27	217
9	Кэршорское	Al	3		10	13	10	15	48	78	29	193
10	Руды в дунитах DVC	Cr-Fe	4		10	10	10	7	37	60	22	146
11	Лагортаю	Al	2		10	25	20	3	19	20	40	127
12	Лекхойлинское	Al	7		11	27	17	4	54	52	45	199
13	Пай-ты	Cr	2		10	10	10	4	63	120	46	253
14	Хойлинское	Cr	1		10	10	10	6	18	43	31	118
15	Нум-Соим	Cr	7		10	27	11	5	37	74	36	190
16	Ригель породы	Al	4		10	10	10	2	12	7	8	49
17	Р.т. М-4317	Cr	1		20	10	10	45	230	1230	330	1855
18	Морковкинское	Al	1		10	10	10	2	9	9	7	47
19	Левопайерское в DVC		1		110	10	10	2	7	7	10	44

ное-II рудопоявления (Райизский массив), а также мелкие месторождения и проявления: Пай-Ты, Хойлинское, Кечпельское, Левокечпельское (Каровое), Кэршорское, Косшорское, Лагортаю, Морковкинское, Левопайерское, Лекхойлинское (Пайерский блок), Нумсоимское (Лаптапайский блок Войкаро-Сынинского массива) и другие мелкие рудные тела. Для сравнения проанализированы три пробы прожилковых хромовых руд из мелких точек рудной минерализации в породах DVC (Кэршорское-2, Пай-Ер; Няро-Пэ, Сыум-Кей; и с севера Райизского массива). В таблице приводятся средние содержания ЭПГ и Au по массивам и некоторым рудопоявлениям, эти же данные в виде гистограмм представлены на рис. 1, 3.

Как видно из данных анализов содержания благородных металлов в хромовых рудах Полярного Урала довольно низкие и сильно варьируют от пробы к пробе в разных месторождениях и рудопоявлениях.

Золото. Количество золота в хромовых рудах Полярного Урала находится на грани обнаружения, т.е. менее 10—20 мг/т. В месторождении Центральном в Райизском массиве анализ показал рядовое значение 20 мг/т. Относительно высокие содержания золота получены в одной пробе лерцолита — до 60 мг/т и в монофракции халькопирита (проба сульфидных руд в DVC, аналог Озерного проявления) из Левопайерского месторождения — 110 мг/т. Микронзондовые исследования этих же руд показали довольно высокое содержание золота до 0.35 % и очень небольшое количество платиноидов в пирротине и пентландите.

Минералогические исследования препаратов хромовых руд месторождения Центральное выявили в них и вмещающих серпентинизированных дунитах многочисленные акцессорные выделения самородной меди с изоморфной примесью золота, в некоторых случаях до 22 % [10, 13]. Возможно, изоморфная примесь в сульфидах — это характерная форма золота в ультраосновных породах. Представляется, что золото не является типоморфным элементом ультрабазитов, а проявления золота, встречающиеся вблизи массивов, ге-

нетически связаны не с ультраосновными массивами.

Триада легкоплавких элементов Pt, Pd, Rh характеризуется наиболее низкими значениями концентраций в хромовых рудах альпинотипных ультрабазитов и не имеет промышленного значения. И наоборот, триада тугоплавких элементов Ru, Os, Ir — имеет значимые содержания в хромовых рудах альпинотипных ультрабазитов. Именно в этих рудах стоит задача обнаружения максимальных концентраций ЭПГ для их возможного промышленного извлечения при комплексной обработке месторождений.

Платина. Низкий порог обнаружения платины не позволяет составить четкого представления о закономерностях ее распространения в различных типах руд. Значения содержания Pt колеблются от 10 до 90 мг/т, при этом модальное содержание составляет примерно 15—20 мг/т. Как будто бы, отмечается более высокое содержание платины в высокоглиноземистых рудах по сравнению с хромистыми. Максимально высокие содержания (70 и 90 мг/т) определены в рудах Сыумкеуского массива. Минеральными формами платины являются платинистый иридий [3], сперилит $PtAs_2$ (рис. 2), изоферроплатина, тетраферроплатина, туламинит [4] и некоторые из Fe, Ni, Cu-сульфидов и арсенидов [6].

Палладий. В распределении палладия в ультраосновных массивах наблюдается сходство с платиной. Вариации содержания Pd составляют от 10 до 60 мг/т, при модальном содержании 10—15 мг/т. Максимальное количество Pd (60 мг/т) установлено в рудах Сыумкеуского массива. Более высокие содержания в глиноземистых рудах, отмеченные для платины, характерны и для палладия. В последнее время в Сыумкеуском массиве Л. И. Гурской и Л. В. Смеловой [4] были описаны потарит $PdHg$, палладоарсенит Pd_2As , маяжит $PdNiAs$, а А. В. Щербаковой и А. Б. Макеевым [10] были обнаружены несколько собственных минеральных форм палладия в месторождении Центральном. Это фазы Pd_4As_2Sb , Pd_3SbAs , $Pd_5(Bi,As,Sb)_3$ размером первые микроны.

Родий. Несколько более высокий порог обнаружения родия в анализах (2 мг/т) позволил составить представление о содержании этого элемента в хромовых рудах и породах и выяснить, что оно наиболее низкое из всех определяемых ЭПГ. Значения изменяются в пределах от 2 до 45 мг/т, а модальное — близко к 5 мг/т. Несколько более высокие значения характерны для Райизских высокохромистых хромовых руд. Максимальное значение 45 мг/т отмечено в рудной точке Р.т. 4317 (Лаптапайский блок). В ультраосновных породах содержание родия на пределе обнаружения и ниже, чем в хромовых рудах. Минеральными формами родия (рис. 2) являются кашинит $(Ir, Rh)_2S_3$, ирарсит $(Ir, Rh)As$, холингворсит $(Rh, Ir)AsS$ [3, 4].

Иридий. Вариации содержания этого элемента одни из наиболее контрастных в изучаемых объектах от 7 до 556 мг/т — концентрации изменяются в 80 раз. Наиболее высокие значения содержания иридия характерны для Райизского и Лаптапайского массивов и, соответственно, наиболее низкие для Сыумкеуского и Пайерского. Максимально высокое содержание иридия зафиксировано в рудном теле М-4335 — 556 мг/т

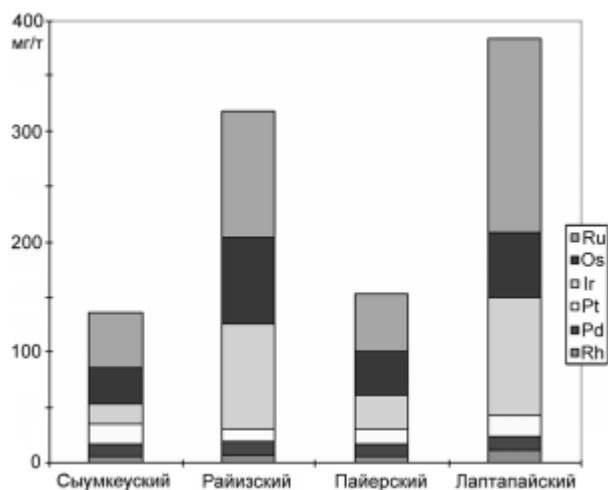


Рис. 1. Сравнительная столбиковая диаграмма средних содержаний (мг/т) ЭПГ шести элементов платиновой группы (Ru, Os, Ir, Pt, Pd, Rh) в хромовых рудах трех ультрабазитовых массивов Полярного Урала (Сыумкеуского, Райизского и двух блоков Войкаро-Сынинского)

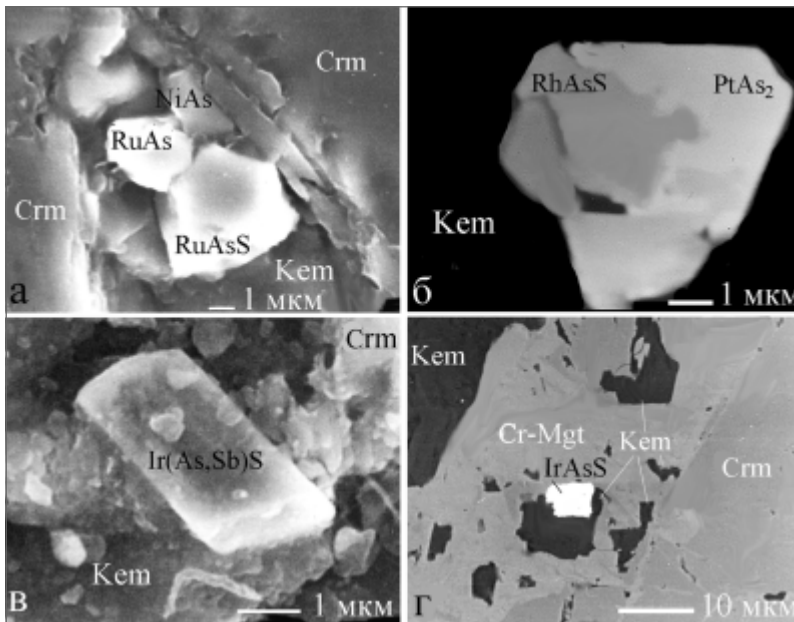


Рис. 2. Минералы платиновой группы в хромитовой руде проявления Пайты. Изображения в растровом электронном микроскопе, режим "Сомпо".

Условные обозначения минералов: Kem — кеммерерит, Crm — хромит, Cr-Mgt — хроммашнетит, NiAs — никелин, RuAs — руарсенит, IrAsS, Ir(As,Sb)S — ирарсит, RuAsS — руарсит, RhAsS — холингвортит, PtAs₂ — сперилит

(Лаптапайский). Минеральными формами иридия в хромовых рудах (рис. 2) являются платинистый иридий [12], ирарсит (Ir,Rh)As, холингворсит (Rh,Ir)AsS, высокоосмиевый лаурит (Ru,Os,Ir)S₂ и некоторые из Fe,Ni,Cu-сульфидов [2, 6], осмирид, иридосмин, рутениридосмин в россыпях [11]. В ультраосновных породах содержание иридия на пределе обнаружения, т.е. менее 10 мг/т.

Осмий. Вариации содержания осмия так же одни из контрастных в изучаемых объектах от 10 до 320 мг/т, концентрации изменяются в 32 раза. Наиболее высокие содержания осмия 320 мг/т отмечены в высокохромистых хромитах рудного тела № 17 на месторождении Центральном в Райизском массиве и 230 мг/т — в рудном теле М-4317 (Лаптапайский блок). Значительно меньшие содержания Os (менее 80 мг/т) характеризуют рудопроявления Сьумкеуского и Пайерского массивов. Минеральными формами осмия в хромовых рудах являются эрлихманит (OsS₂), высокоосмиевый лаурит (Ru, Os, Ir)S₂, а также некоторые из Fe,Ni,Cu-сульфидов [2, 6, 11]. Осмирид, иридосмин, рутениридосмин найдены в россыпях [11]. В ультраосновных породах содержание Os на грани обнаружения (10-20 мг/т).

Рутений. Из шести элементов платиновой группы наиболее высокое содержание установлено для рутения. Вариации содержания этого элемента наиболее контрастные в хромовых рудах от 9 до 1230 мг/т. Высокое содержание рутения — 280 мг/т получено в высокохромистых хромитах рудного тела № 563 на месторождении Центральном, а наиболее высокое — 1230 мг/т отмечено в рудном теле М-4317 (Лаптапайский блок), представляющем собой маломощный, непротяженный прожилок убоговкрапленной хромитовой (высокохромистой) руды в породах дунит-гарцбургитово-

го комплекса. По данным Е. А. Аникиной [2] подобное высокое содержание рутения наблюдалось в мелком (2 м) амёбовидном гнездовом рудном теле вблизи Лекхойлинского высокоглинозёмистого месторождения хромовых руд. Значительно меньшие содержания Ru (максимально до 190 и 120 мг/т) зафиксированы в рудопроявлениях Сьумкеуского и Пайерского массивов.

Проведенные геохимические исследования 15 рудных объектов показали, что только в двух мелких рудных телах содержание ЭПГ приближается к 2000 мг/т, т.е. промышленно значимому.

Главной минеральной формой рутения в хромовых рудах является лаурит RuS₂ [2]. Другими минеральными формами рутения в хромовых рудах (рис. 2) являются высокоосмиевый лаурит (Ru,Os,Ir)S₂, руарсит (RuAsS), руарсенит (RuAs) и некоторые из Fe-Ni-Cu-сульфидов [2, 6, 11], в россыпях — осмирид, иридосмин, рутениридосмин [11]. В ультраосновных породах содержания Ru минимальные — от 5 до 18 мг/т.

Серебро. К сожалению, серебро в выбранных для анализов пробах не определялось. Тем не менее почти в каждом препарате хромовой руды при микрозондовых исследованиях обязательно находятся многочисленные включения собственных минеральных фаз серебра [1, 6]. Среди них были обнаружены самородное серебро Ag (2—40 мкм), аргентит Ag₂S (2—10 мкм), новый интерметаллид AgIn₂ (3—4 мкм) и серебристая самородная медь (0.1—5.0 мм). Исходя из размеров выделений самородного серебра до 40 мкм, разнообразию серебряных фаз и высокой частоты их находок, можно предположить, что содержание серебра в хромовых рудах составляет n — 10n г/т.

По нашим данным (табл.) прослеживается прямая корреляция между ресурсами хромовых руд на массивах и содержанием суммы платиноидов в хромовых рудах этих массивов. Результатами наших исследований подтверждается закономерное повышение содержания платиноидов в рудах в зависимости от густоты вкрапленности рудного хромшпинелида, отмеченное ранее Ю. А. Волченко [3] на месторождении Центральном.

Обобщая результаты исследований, нужно отметить, что геохимическая специализация ЭПГ в хромовых рудах Полярного Урала в основном соответствует следующему генеральному ряду последовательности убывания содержаний платиноидов: Ru → Os → Ir → Pt → Pd → Rh (Сьумкеуский и Пайерский массивы) или Ru → Ir → Os → Pt → Pd → Rh (Райизский массив и Лаптапайский блок Войкаро-Сынинского массива), т.е. совпадает с ранее установленной специализацией для других альпинотипных ультрабазитовых массивов мира. В редких случаях последовательность убывания изменяется на Os → Ru → Ir → Pt → Pd → Rh. В ультраосновных породах специализация ЭПГ несколько иная: Os → Pd → Pt → Ir → Ru → Rh, т.е.

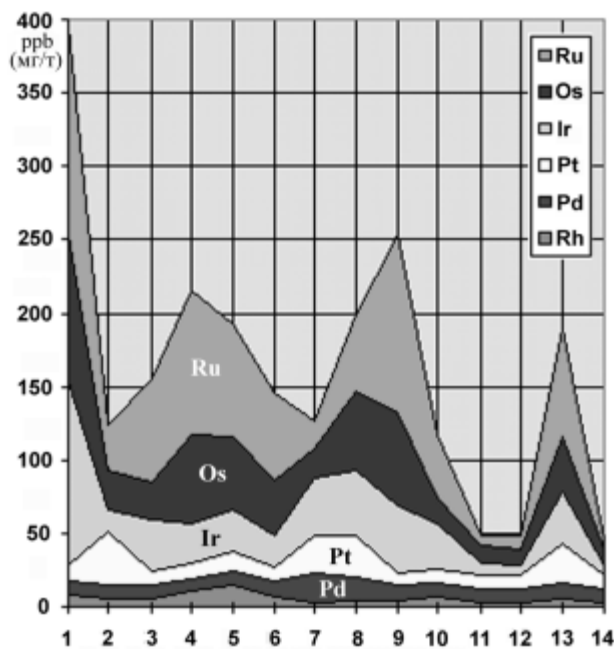


Рис. 3. Площадная диаграмма содержаний ЭПГ (мг/т) в хромовых рудах различных месторождений и проявлений ультрабазитовых массивов Полярного Урала:

1 — месторождение Центральное (массив Рай-Из), 2 — рудопроявление Кечпельское-1, 3 — Левокечпельское (Каровое), 4 — Косшорское, 5 — Кэршорское, 6 — хромовые руды в породах дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, 7 — Лагортау, 8 — Лекхойлинское, 9 — Пай-Ты, 10 — Хойлинское, 11 — ультраосновные породы обнажения Ригель (по реке восточная Хойла), 12 — рудопроявление Морковкинское (все Войкаро-Сынинский массив, Пайерский блок), 13 — рудопроявление Нумсоимское (Лаптапайский блок), 14 — сульфидное проявление Левопайерское (в породах DVC)

близка или соответствует геохимической специализации хондритов.

Наглядно эти тренды геохимической специализации можно наблюдать на гистограммах (рис. 1, 3), где показаны соотношение средних содержаний, или средние процентные соотношения ЭПГ в различных рудопроявлениях или по массивам в целом.

Распределение суммы средних содержаний платиноидов в хромовых рудах массивов Полярноуральского пояса подчиняется некой генеральной зависимости клавишного характера по направлению с севера на юг (рис. 1). При этом минимальное содержание суммы ЭПГ характерно для всех рудопроявлений самого северного Сьумкеуского массива, в несколько раз возрастает в месторождениях и проявлениях Райизского массива, закономерно уменьшается на всех рудопроявления Пайерского блока Войкаро-Сынинского массива и затем опять в несколько раз возрастает в рудопроявлениях южного Лаптапайского блока. Возможным объяснением этой закономерности является различный эрозионный срез массивов. Сьумкеуский массив имеет наибольший эрозионный срез (это нижняя часть ультрабазитового тела) здесь меньше всего платиноидов. Наименее эродированы Пайерский и Войкарский блоки Войкаро-Сынинского массива. Все перспективы хромитонности и платиноносности остались в глубине этих массивов [5]. Средней степенью эрозионно-

го среза характеризуются Райизский массив и Лаптапайский блок Войкаро-Сынинского массива. Именно к средней части вертикального разреза ультрабазитовых линз приурочены основные запасы хромовых руд, здесь же сосредоточены и большая часть платиноидов.

Наибольшие перспективы и надежды на обнаружение высоких содержаний ЭПГ следует связывать (табл., рис. 1, 3) с высокохромистым типом хромовых руд крупных месторождений и проявлений, приуроченных к дунит-гарцбургитовому (DH) и дунитовому (D) комплексам пород, с высоким содержанием рудного хромшпинелида в руде (сплошные и густовкрапленные руды). Наименее перспективны высокоглиноземистые руды, распространенные в породах гарцбургит-лерцолитового (H) комплекса, а также железистый тип хромовых руд, приуроченный к породам дунит-верлит-клинопироксенитового (DVC) комплекса [8]. Прогнозные ресурсы суммы платиноидов по категории P_3 в хромовых рудах Полярного Урала можно оценить в несколько тысяч тонн [8], но практически извлечь рассеянную вкрапленность ЭПГ из хромовых руд в настоящее время невозможно. Технология извлечения платиноидов потребует тонкого помола руды (менее 1 мм), что вступает в противоречие с технологией добычи и переработки хромовых руд, где по требованиям ГОСТа необходимо соблюдение определенных размеров кусков руды (не менее 3 см).

Редкое уникально высокие содержания ЭПГ (до 2 г/т и более) наблюдается в мелких непромышленных амбовидных гнездовых рудных телах, сложенных как высокохромистыми (рудная точка М-4317, Лаптапайский блок), так и высокоглиноземистыми (рудная точка №6, месторождение Лекхойлинское, Пайерский блок) хромовыми рудами. При этом наибольшая доля (более 60—70 %) от суммы ЭПГ обычно приходится на рутений в высокохромистых рудах и на иридий в высокоглиноземистых. Минеральные формы МПГ здесь связываются с лауритом и высокоосмиевым лауритом (Ru, Os, Ir) S_2 , часто присутствующим в полированных препаратах.

В пределах Полярного Урала практически интересными для дальнейшего изучения и поисков участков с промышленно значимыми концентрациями ЭПГ могут быть только месторождения Центральное, Западное и Юго-Западное в Райизском массиве и несколько крупных рудопроявлений или мелких месторождений Лаптапайского блока Войкаро-Сынинского массива. На территории Республики Коми в пределах Пайерского блока Войкаро-Сынинского массива до сих пор не нашлось ни одного перспективного на платиноиды рудопроявления, и, к сожалению, нет оснований заниматься их поисками в ближайшем будущем.

Остается выяснить могут ли хромовые руды быть россыпеобразующим субстратом в отношении самородных ЭПГ и Ru, Os, Ir интерметаллидов. Для этого обратимся к рис. 3, на которых отображены соотношения ЭПГ на площадной диаграмме. Оказывается, геохимические соотношения ЭПГ в высокохромистых хромовых рудах близки к химическому составу рутениридосминов, найденных в аллювиальных отложениях р. Кузьпуаю вблизи от ультрабазитового Райизско-

го массива [11], химический состав осмирида приближается к геохимическому соотношению ЭПГ в глиноземистых рудах (Лагортаю, Леххойлинскому), а химический состав иридосмина, найденного в аллювии р. Лонготюган вблизи Сьумкеуского массива, приближается к геохимическому соотношению ЭПГ в ультраосновных породах и рудопроявлениях из дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. На основании этого мы полагаем, что хромовые руды и породы могут продуцировать зерна самородных ЭПГ и их интерметаллиды, т. е. ультрабазитовые массивы Полярного Урала могут быть россыпеобразующими.

ЛИТЕРАТУРА

1. $AgIn_2$ — новая природная фаза / А.Б. Макеев, Б. А. Макеев, В. Н. Филиппов, Г. Г. Зайнулин, Л. А. Янулова // Термическая, минералогическая и техническая кристаллография. Кристаллография-98. Материалы ко второму Уральскому кристаллографическому совещанию. Сыктывкар, 1998. С. 130—131.
2. Аникина Е. В., Молошаг В. П., Алимов В. Ю. Минералы платиновых металлов в хромитах Войкаро-Сынинского и Райизского массивов (Полярный Урал) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 167—174.
3. Волченко Ю. А. Парагенезисы платиноидов в в хромитовых рудах Урала // Петрология и рудообразование. Информ. Материалы: Свердловск, 1986. С. 56—63.
4. Гурская Л. И., Смелова Л. В. Платинометальное минералообразование и строение массива Сьум-Кеу (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений, 2003. Т. 45. № 4. С. 353—371.
5. Макеев А. Б. Критерии глубинного прогноза хромитонности // Проблемы экономики минерального сырья Тимано-Печорского ТПК. Сыктывкар, 1989. С. 32—42.
6. Макеев А. Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. С-Пб: Наука, 1992. 197 с.
7. Макеев А. Б. Формы нахождения платиноидов в альпинотипных ультрабазитах // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 175—183.
8. Макеев А. Б. Перспективы платиноносности Республики Коми. Сыктывкар, 1996. 36 с. (Научные доклады / Коми научный центр УрО Российской академии наук; Вып. 375).
9. Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. С-Пб.: Наука, 1999. 252 с.
10. Мельников Ф. П., Макеев А. Б., Щербакова А. В. Микровключения самородных металлов и интерметаллических соединений в ультрабазитах Полярного Урала // Труды IX Межд. конф. по термобарогеохимии. ВНИИСИМС. Александров, 1999. С. 51—53.
11. Состав и свойства платиноидов системы Pt-Ru-Os-Ir из аллювиальных отложений Урала / Макеев А. Б., Котов А. А., Бегизов В. Д. и др. // Минералогическая кристаллография и свойства минералов. Сыктывкар, 1984. С. 95—103.
12. Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
13. Щербакова А. В., Мельников Ф. П., Макеев А. Б. Микровключения сульфидов и арсенидов в дунитах и хромовых рудах месторождения Центральное (Полярный Урал) // Труды IX Межд. конф. по термобарогеохимии. ВНИИСИМС. Александров, 1999. С. 54—56.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА СЕВЕРА УРАЛА: СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ, ПРОБЛЕМЫ

Т. П. Майорова^{1,2}, С. К. Кузнецов², М. Б. Тарбаев³, А. А. Соболева²

¹Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

³Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды РК, Сыктывкар

В настоящее время на севере Урала известно более 70 рудопроявлений золота различных формационных типов: на Полярном Урале не менее 24 собственно золоторудных и 34 золотосодержащих (В. И. Силаев, В. А. Душин, А. А. Малюгин), на Приполярном Урале, в Кожимском районе — 10 (С. К. Кузнецов), в Патокско-Щугорском — 2 (М. Б. Тарбаев, В. А. Душин). В южной части Ляпинского антиклинория, за исключением одной точки минерализации (тип золотоносных конгломератов такатинской свиты) в Илычском районе (Т. П. Майорова и др.), коренных золотопроявлений не установлено, хотя россыпи известны в Верхнепечорском, Илычском и Подчеремском районах. При этом, по итогам всех геолого-съёмочных, поисковых и разведочных работ за 30 лет геологическая изученность даже Полярного Урала оценивается как низкая (А. М. Брехунцов и др.). То же самое наблюдается и в степени изученности коренной золотоносности разных сегментов севера Урала — относительно лучше она изу-

чена на Полярном Урале, затем следует Кожимский район Приполярного Урала, а в южной части Ляпинского антиклинория и, особенно на Печорском Урале она очень низкая. Таким образом, налицо неравномерная изученность коренной золоторудной минерализации в разных сегментах севера Урала и, соответственно, разная основа для металлогенических построений.

История севера Урала как перспективной золотоносной провинции началась сравнительно недавно, с конца 70-х годов прошлого века с открытия промышленных россыпей Кожимского района, затем в результате широкомасштабных работ были в короткое время выявлены все перспективные россыпные районы Приполярного, Полярного и Печорского Урала и значительное количество коренных золотопроявлений по всему региону. До этого времени металлогенический анализ севера Урала не учитывал наличие здесь золотого оруденения, хотя общая металлогения интенсивно прорабатывалась и послужила основой для составления

«Металлогенической карты Урала» масштаба 1:1000000 (1983 г.) (А. П. Казак, А. М. Маревич и др., 1987). В нем главными вопросами являются закономерности размещения месторождений в геологических структурах как основа для металлогенического районирования, связь рудообразования с магматическими процессами и условия формирования месторождений полезных ископаемых.

Несмотря на относительно короткий период изучения коренной золотой минерализации на севере Урала, за последние 30 лет накоплен и в значительной степени обобщен большой фактический материал, касающийся условий размещения золотой минерализации в основных геологических структурах региона, ее взаимоотношений с магматизмом, метаморфизмом и гидротермально-метасоматическими процессами, условий образования, открыты новые, в том числе нетрадиционные проявления комплексной золото-платиноидной минерализации. К настоящему времени в регионе сложились основные представления о металлогении золота в основных ее аспектах, отвечающих методике проведения металлогенического анализа территорий.

На севере Урала к основным типам золотой минерализации отнесены месторождения и рудопоявления золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной формаций (В. Б. Аминев, И. Б. Гранович, О. С. Набровенков; М. Б. Тарбаев и др.). Эти золоторудные объекты представлены кварцевыми жилами и линейными штокверками, зонами окварцевания и сульфидизации. За последнее десятилетие здесь открыты рудопоявления новых и/или нетрадиционных типов: золото-палладиевый (Чудное — В. С. Озеров, М. Б. Тарбаев, С. К. Кузнецов; О. Л. Галанкина, В. В. Гавриленко, И. М. Гайдамако; Б. А. Осташенко, И. Х. Шумилов и др.); медно-золото-палладиевый (Озерное — В. Г. Котельников, С. К. Кузнецов, С. А. Онищенко); золото-теллуридный (Нияхойское, Нияюское и др.), золото-кремнисто-халцедоновый (Харбейское, Ягодное), золото-джаспероидный (Новогоднее-Монто), золото-железо-марганцевая карбонатно-флюидизатный (Собское, Кемьрезьрузское) (В. А. Душин, А. А. Малюгин, Л. Н. Литошко и др.). Известны рудопоявления, относимые к типу метаморфизованных золотоносных кварцевых конгломератов: на Приполярном Урале — Амфитеатр (В. С. Озеров, М. Б. Тарбаев и др.) и Нестеровское (Л. И. Ефанова и др.), локализованные в отложениях верхнего кембрия-нижнего ордовика; новый тип стратиформной минерализации в базальном горизонте тельпосской свиты нижнего ордовика (Н. Ю. Никулова и др.); верховья р. Илыч, такатинская свита нижнего ордовика (Т. П. Майорова и др.); на Полярном Урале — Лаптаяхинское, золото-урановое в конгломератах нижнего-среднего рифея, Нодейское, приуроченное к конгломератам верхней перми-триаса (В. А. Душин, А. А. Малюгин и др.). Выявлены проявления типа золотоносных кор выветривания: на Приполярном Урале — Каталамбинское (Н. М. Риндзюнская, А. В. Бражник, А. И. Ладыгин и др.); на Полярном Урале — Софроновское (В. С. Козьмин), которое другие исследователи (О. Н. Грязнов, А. Г. Баранников,

В. В. Григорьев) относят к новому типу оруденения золото-аргиллизитовой формации.

Достаточно хорошо, но с разной степенью детальности в зависимости от времени изучения, исследован минеральный состав руд большинства коренных золотопоявлений и самого золота (В. И. Силаев, Д. Н. Литошко, С. Н. Вахрушев, В. В. Мурзин, А. А. Малюгин, М. Б. Тарбаев, С. К. Кузнецов и др.). В ассоциации с золотом установлен широкий набор обычных сульфидов, а для нетрадиционных типов золотой минерализации — большая группа необычных минералов палладия, теллура, серебра, меди и т.д., в том числе новых для севера Урала. Вместе с тем, объем исследований, направленный на выяснение условий образования и параметров рудоотложения в отношении золотой минерализации является явно недостаточным. Единичны сведения о температурном режиме и составе гидротермальных растворов (М. Б. Тарбаев, Н. Н. Сокерина); слабо изучена изотопия серы сопутствующих сульфидов, исследованиями охвачены только золотопоявления Полярного Урала (В. И. Силаев, С. А. Игумнов, В. В. Григорьев и др.), исследования других стабильных изотопов не проводились. Все это не позволяет пока говорить о создании модели формирования и развития золотогенерирующей гидротермальной системы для севера Урала.

Одним из ключевых вопросов металлогении является связь рудообразования с магматическими комплексами. На севере Урала, как и во многих других золоторудных провинциях, основная рудогенерирующая роль отводится гранитоидному магматизму. Геологические и геохронологические данные свидетельствуют о наличии двух этапов гранитоидного магматизма на Полярном Урале — раннедевонского (400 млн лет) и раннекаменноугольного (~ 350 млн лет) (В. Л. Андреев, Д. Н. Ремизов и др.), а на Приполярном Урале одного этапа — позднерифейско-позднекембрийского (695—498 млн лет) (Н. Б. Кузнецов, А. А. Соболева и др.). Возраст золоторудной минерализации по результатам изотопно-геохронологических исследований и геологическим данным для обоих сегментов севера Урала оценивается как позднепалеозойский (В. И. Силаев, М. Б. Тарбаев, Г. В. Моралев, С. К. Кузнецов, Е. И. Сорока и др.) и, возможно, раннемезозойский (Д. Н. Литошко, В. А. Душин, А. А. Малюгин). Большинство исследователей считают, что формирование собственно золотой и других типов гидротермальной минерализации связано с неоднократно проявившимися гидротермально-метасоматическими процессами (М. В. Фишман, Б. А. Голдин, Н. П. Юшкин, С. К. Кузнецов, М. Б. Тарбаев и др.), наиболее продуктивным был позднепалеозойский этап рудообразования. В целом, вопрос о соотношениях золотого оруденения и магматизма пока остается открытым и дискуссионным.

В отличие от юга Урала, где представления о металлогении золота разрабатываются длительное время и к настоящему времени встроены в современную модель геодинамического развития региона, на севере Урала еще предстоит выполнить большой объем исследований в этом направлении.

ЗОЛОТО БАССЕЙНА РЕКИ СВЕТЛЫЙ ВУКТЫЛ

О. А. Степанов

Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар

Предгорная часть западного склона Приполярного Урала представляет большой интерес в связи с присутствием золота в четвертичных отложениях. В 2006 году геологическим отрядом ООО «Кратон» Вуктыльской ГПП проведено шлиховое опробование аллювиальных и других рыхлых отложений среднего и нижнего течения руч. Варкангель и его многочисленных мелких притоков.

Опробованию подверглись все ручьи, имеющие постоянный водоток. Шлихи отбирались из благоприятных для накопления тяжелых минералов мест, не реже чем через 1 км друг от друга. Всего отобрано около 200 шлиховых проб объемом 20 литров. Половина из них взята из полигенных кайнозойских образований разного гранулометрического состава (от галечников до песков и суглинков) вскрытых горными выработками в бортах долин водотоков и на склонах водоразделов.

Предварительные результаты шлихового опробования показали наличие около 120 знаков золота в 55

пробах, отобранных как из аллювия ручьев, так и из кайнозойских нелитофицированных палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений вскрытых горными выработками в бортах долин водотоков.

Золото по своей размерности, преимущественно, относится к мелкому классу (тонкодисперсное), величина золотин обычно не превышает 0.5—0.7 мм, но есть знаки золота и среднего класса 1.5—1.8 мм (см. таблицу), при этом размеры их по ширине составляют не более 0.2—0.3мм.

По морфологическим особенностям золото участка можно разделить на две группы:

1) круглое, монето-лепешковидное, чешуйчатое. Размеры от 0.1 до 0.5 мм. Края таких золотин, как правило, завальцованы (загнуты, закатаны во внутрь), окатанность средняя, часто встречаются в одной пробе с золотинками 2-й группы .

2) удлинено-вытянутые, изометричные зерна с неправильной формой, размерами от 0.1 до 1.8 мм также уплощенные, пластинчатые и таблитчатые, по краям

Размерность золота из аллювиальных и кайнозойских палеогеновых и неогеновых отложений бассейна реки Светлый Вуктыл

№ п/п	№ пробы	Объем пробы (л)	Количество знаков Au в пробе	Размер Au (мм)
1	400601	20	1	0.65
2	401302	20	1	0.4
3	401404	20	2	0.35—0.55
4	401601	200	3	0.4—0.45
5	401701	20	2	0.25—0.3
6	401703	20	1	0.5
7	401704	20	2	0.2—0.35
8	500801	20	5	0.25—0.65
9	500808	20	1	0.4
10	500812	20	1	0.2
11	501501	20	1	0.25
12	501505	20	1	0.7
13	502401	20	2	0.35—0.4
14	Ш-950906	20	1	< 0.5
15	Ш-9513/6-7	60	2	< 0.1
16	Ш-9514/5-1	30	2	< 0.1
17	Ш-9514/5-2	60	2	< 0.1
18	Ш-9514/5-4	100	3	< 0.1
19	Ш-951804	80	5	< 0.2
20	К-952302	30	2	< 0.1
21	104804	20	3	0.5
22	105104	20	1	0.25
23	105106	20	3	0.2—0.25
24	105205	20	1	1.8 x 1.5
25	105209	20	3	0.01— 0.3
26	105303	20	1	0.15
27	105108	30	4	0.3—0.8
28	105107	30	3	0.3—1.5
29	402701	20	2	0.2—0.3
30	402803	20	3	0.3—0.7

многих из них наблюдаются угловатые выступы, края завальцованы, но не по всей поверхности, а частично. Окатанность от плохой до средней. Цвет золота обеих групп желтый, светло-желтый и соломенно-желтый.

Особого внимания заслуживают слабоизученные кайнозойские образования территории. Маломощным (0—4 м) элювиально-делювиальным плащом они покрывают все водоразделы исследуемой площади. Кайнозой представлен нелитофицированными терригенными породами палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Генезис кайнозойских образований, распространенных в долинах и на склонах западного Урала трактуется неоднозначно. Превалирующая в 60–70-е гг. прошлого столетия точка зрения о ледниковом и водно-ледниковом происхождении основного объема рыхлых образований района не позволяла вести прямые поиски коренных источников полезных ископаемых по шлиховым ореолам рассеяния, поскольку считалось, что минералы тяжелой фракции входят в состав «аллохтонных» морен и принесены ледниками с Новой Земли, Пай-Хоя, Полярного и Приполярного Урала и, в меньшей степени, из осевой зоны Урала. Так называемые валунные суглинки, флювиогляциальные пески и галечники не подвергались массовому опробованию на россыпеобразующие минералы, поскольку ледниковая идея позволяла искать лишь аллювиальные россыпи в пределах современных речных

долин. Минералогический состав этих образований изучали лишь применительно к стратиграфическим построениям. Даже проблематичные по генезису и возрасту (по современным представлениям — палеоген-неогеновые) толщи, выполняющие погребенные палеодепрессии, не были опробованы должным образом. Тщательное и целенаправленное опробование, проведенное в 2006 году на правобережном склоне долины р. Светлый Вуктыл, в частности р. Варканьель, показало, что знаки золота присутствуют во всех гранулометрических типах кайнозойских отложений распространенных на склонах и обнаженных в цоколях террас. Даже в покровных суглинках установлены знаки золота до 0.7 мм. Последнее объясняет повсеместную зараженность современного аллювия водотоков западного склона Урала на уровне первых десятков миллиграммов на кубометр и нередкое обнаружение богатых (до 2.5 г/м³) содержаний косового золота, не образующего промышленных скоплений.

Предварительные данные по золотонности большинства опробованных генетических типов кайнозойских образований бассейна р. Светлый Вуктыл, предполагают многократное увеличение ресурсов россыпного золота на западном склоне Урала за счет прогнозируемых кайнозойских прибрежно-морских и эрозионно-карстовых россыпей за пределами современных речных долин.

ПЕРСПЕКТИВЫ КОЖИМСКОГО РАЙОНА НА МАЛДИНСКИЙ ТИП ОРУДЕНЕНИЯ

А. А. Малюгин

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

Открытие в конце XX века В. С. Озеровым и его последователями серии проявлений золото-платиноидно-редкометального типа на хр. Малды-Нырды явилось крупным этапом в изучении благородно-метального эндогенного оруденения на Приполярном Урале. Исследователями доказана гидротермальная природа объекта, оценены физико-химические условия образования и возраст рудной минерализации и вмещающих метасоматитов, подсчитаны запасы благородных металлов и возникает естественный вопрос: куда двигаться дальше? Материалы предшественников, занимавшихся поисками рудного и россыпного золота, разведкой россыпей в Кожимском бассейне, результаты наших исследований типоморфизма самородного золота, однозначно свидетельствуют о том, что перспективы обнаружения новых объектов на этой территории далеко не исчерпаны.

В начале 80-х годов прошлого столетия Манарагской партией была пройдена серия шурфов по восточному склону хр. Малды-Нырды, показавшая устойчивый снос золота (в том числе палладийсодержащего) в долину р. Балбанью на всем протяжении Малдинского глубинного разлома. Подтверждением этому яв-

ляется широкая распространенность золота этого типа в левобережных россыпях водотока. В это же время геологами Интинской экспедиции были выявлены и разведаны россыпи в долинах рек Лимбекою, Бол. и Мал. Тавроты также с палладистым золотом. Позже аналогичное золото было установлено в коре выветривания в бассейне р. Надота. Высокая крупность

металла, невысокая в целом окатанность золотин, минеральный состав аллювиальных отложений свидетельствуют о питании россыпей этих участков из близкорасположенных зон развития эндогенного оруденения. Все это позволяет рассматривать зону Малдинского глубинного разлома в качестве крупной рудоконтролирующей структуры, перспективной практически на всем ее протяжении. Находки палладий- и медьсодержащего золота в бассейнах рек Манарага, Индысей, Косью, Сывью показывают, что проявлениями кара Грубепенди-Ты не ограничивается малдинский тип благороднометальной минерализации. Его распространенность гораздо шире по площади и требует пристального внимания, что, несомненно, сулит новые открытия.

НАХОДКА ПЛАТИНО-ПАЛЛАДИЕВОГО ТЕЛЛУРИДА В ПИРОКСЕНИТАХ МАСЛОВСКОГО КОМПЛЕКСА СЫУМКЕУ-ЩУЧЬИНСКОГО РАЙОНА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

К. В. Куликова¹, Д. А. Варламов²

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

² Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

При проведении в 2001—2002 годах петрологических исследований и микронзондовых анализов минералов из плагиоклазосодержащих пироксенитов масло-вского комплекса (образец из карьера на участке Халятальбей) были обнаружены микроскопические выделения теллурида платиновых металлов смешанного состава, отвечающего средним составам изоморфных рядов мончеит (PtTe₂) — меренскиит (Pd(Te, Bi)₂) — мелонит (NiTe₂) с изрядной долей примеси висмута (до 6.4 %). На Полярном Урале теллуриды палладия были обнаружены в породах кэршорского комплекса Войкаросынинского района [3], а подобная минерализация для габброидов и пироксенитов Сыумкеу-Щучьинского района Полярного Урала не описывалась [5, 7].

В Сыумкеуской подзоне исключительно широко распространены породы офиолитовой ассоциации. Они представлены перидотитовым, дунит-верлит-клинопироксенитовым и габбровым комплексами. В Щучьинской подзоне офиолиты не известны, а широко распространенные здесь габброиды масло-вского комплекса характеризуются чертами надсубдукционного островодужного генезиса и подобны породам Тагильской палеостроводужной системы [2, 4, 6]. Базиты

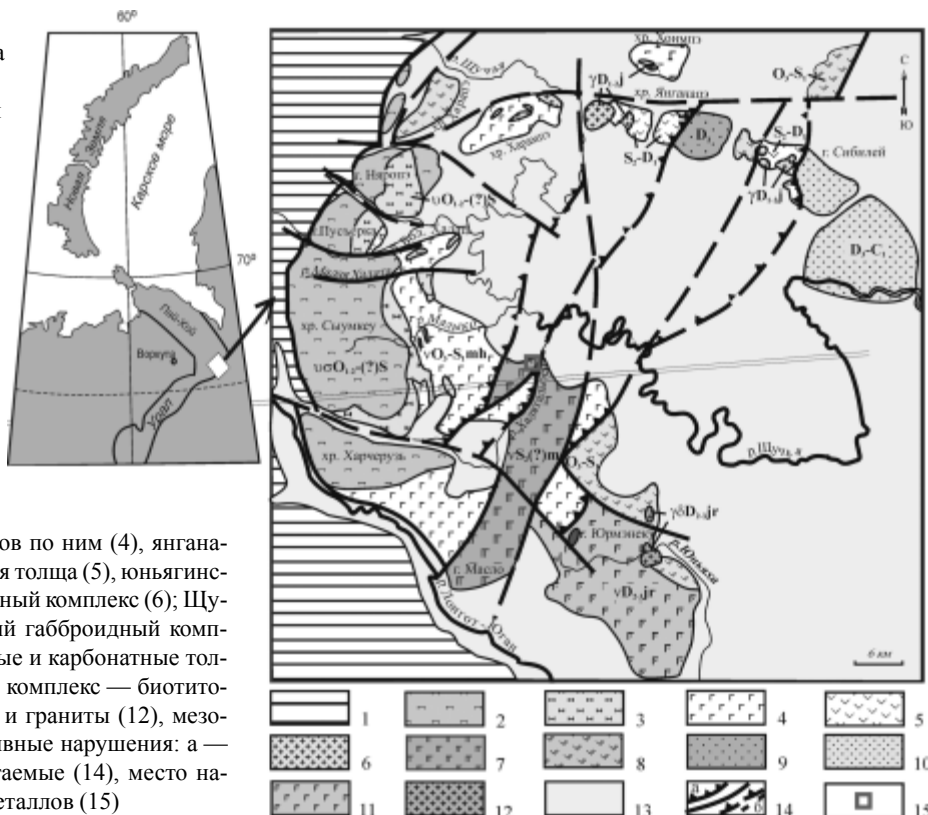
масловского комплекса распространены в районе г. Масло и на правом берегу р. Халятальбей (рис. 1). Они представлены обширным рядом пород от верлитов и пироксенитов (безплагиоклазовые породы имеют незначительное распространение) до оливинсодержащих габбро, габброноритов и габбро-диоритов. Внешне они отличаются от офиолитовых базитов малькско-харампэйского комплекса Сыумкеуской подзоны более крупнозернистой структурой и наличием четко выраженных линейности и полосчатости. Полосчатость хорошо заметна в обнажениях по чередованию меланократовых пластов с однородной текстурой и более лейкократовых прослоев, в которых фиксируется линейность по темноцветным минералам.

Наиболее меланократовые разности данного комплекса слагают маломощные (до 2 м) прослои. По составу они относятся к клинопироксенитам, содержащим в незначительных количествах гиперстен и плагиоклаз (An₇₀), вторичные актинолит и эпидот. Из рудных минералов распространены высокохромистый магнетит с заметной примесью ванадия (Cr₂O₃ — до 6 мас. %, V₂O₅ — до 2 мас. %) в сростаниях с ильменитом, а также сульфиды, формирующие агрегаты до

Рис. 1. Геологическая схема Сыумкеу-Щучьинского района.

Составлена по авторским данным с использованием материалов В. Н. Охотникова, М. Н. Костюхина, Д. Н. Ремизова, А. К. Афанасьева, В. Н. Воронова, С. Н. Пчелинцева.

Условные обозначения — Западная мегазона: позднедокембрийские метаморфические толщи Няровей-Харбейской зоны (1); Восточная мегазона: Сыумкеуская подзона — сыумкеуский гипербазит-пироксенитовый комплекс (2) и (3), малькско-харампэйский комплекс габброидов и метаморфитов по ним (4), янганапэйская вулканогенно-осадочная толща (5), юнъягинский габбро-гранодиорит-гранитный комплекс (6); Щучьинская подзона — масло-вский габброидный комплекс (7), вулканогенно-осадочные и карбонатные толщи (8), (9) и (10); юрменекский комплекс — биотитовые габбро (11), гранодиориты и граниты (12), мезокайнозойский чехол (13); разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые (14), место находки теллурида платиновых металлов (15)



2 мм, состоящие главным образом из халькопирита или многофазного пирита (часто кобальтсодержащего — до 3.13 % Co), в небольших количествах встречается борнит. Довольно часто встречаются сульфидно-кварцевые агрегаты с очень резко выраженной границей, к двум из которых и были приурочены найденные микровыделения теллурида платиновых металлов (рис. 2).

Изученный минерал представлен очень мелкими (2—6 мкм) изометричными, но без видимой огранки зернами, приуроченными к межзерновым границам халькопирита и кварца. Анализ состава минерала приведены ниже (анализы сделаны на электронном микроскопе JEOL-820 с энергодисперсионной аналитической приставкой Link-AN10000, кафедра минералогии МГУ и на цифровом электронном сканирующем микроскопе CamScan MV2300 с энергодисперсионным рентгеновским микроанализатором Link INCA-200)

Наиболее представительные анализы составов зерен теллурида платиновых металлов (мас. %) из клинопироксена масловского комплекса

Pt	Pd	Rh	Te	Bi	Fe	Cu	Ni	S	Сумма
15.41	8.91	0.20	62.42	6.46	0.62	0.20	4.73	0.33	99.28
14.93	8.97	0.38	61.42	6.35	1.35	1.21	4.66	0.30	99.57

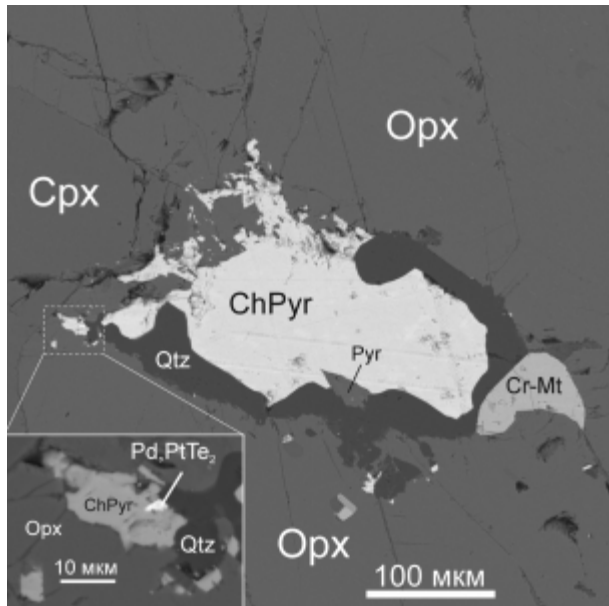
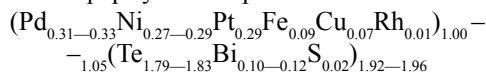


Рис. 2. Форма выделения теллурида платиновых металлов и сульфидов в клинопироксене масловского комплекса Сыумкеу-Щучьинского района. Изображение дано в обратно-рассеянных электронах с вещественным контрастом, масштаб приведен на рисунке и на врезке. Сокращения: Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Qtz — кварц, Pyr — пирит, ChPyr — халькопирит, Cr-Mt — хромистый магнетит, (Pd,Pt)Te₂ — теллурид платиновых металлов

Расчетная формула минерала:



Прочие платиновые металлы не выявлены на уровне детектирования. Несмотря на малый размер зерен

(сопоставимый с размером зоны возбуждения электронного пучка) почти полное отсутствие серы в анализах минерала (для зерен, находящихся в халькопиритовой матрице) указывает на достаточную корректность анализов. Следует отметить, что изученные зерна выглядят гомогенными в отраженных электронах с вещественным контрастом.

Генезис подобных фаз, вероятно, связан с наложенными гидротермальными процессами, которые и ведут к формированию сульфидно-кварцевых агрегатов, а попутная мобилизация платиноидов и внос теллура и висмута — к росту висмут содержащих теллуридов металлов платины-палладия-никеля.

Отметим, что подобная палладиевая минерализация характерна также для оливинит-ферроклинопироксенит-горнблендит-габбровой ассоциации, которая и формирует так называемый Палладиеносный пояс Урала [1]. Породы этой ассоциации, как правило, слагают в современном плане восточные части габброидных массивов, входящих в состав Тагильской палеоостроводужной системы [6]. Таким образом, находка теллурида платиновых металлов в базитах масловского комплекса дает еще одно основание для выделения в Сыумкеу-Щучьинском районе Полярного Урала формации, присущей Палладиеносному поясу, что позволяет более целенаправленно производить поиски на благородные металлы в названном районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю. А., Кортеев В. А. Платинометальное оруденение палеоостроводужных комплексов Урала: платиновые и палладиеносные пояса // *Металлогения и геодинамика Урала: Тезисы докладов III Всеуральского металлогенетического совещания*. Екатеринбург, 2000. С. 94—98.
2. Ефимов А. А., Потапова Т. А. О протолите высокобарических метагабброидных комплексов в офиолитах Полярного Урала (данные по геохимии редких земель) // *Ежегодник-2002 (Институт геологии и геохимии им. Акад. А. Н. Заварицкого: Информационный сборник научных трудов)*. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 230—234.
3. Кузнецов С. К., Котельников В. Г., Онищенко С. А., Филиппов В. Н. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Войкаро-Сынинского массива на Полярном Урале // *Вестник. Сыктывкар: Геопринт*, № 5. 2004. С. 2—4.
4. Куликова К. В. Плутонические габброиды Полярного Урала. автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 20с.
5. Минералогия Урала. Арсениды и стибниды, теллуриды, селениды, фториды, хлориды и бромиды // *Свердловск: УрО АН СССР*, 1991. 214 с.
6. Шмелев В. Р. Магматические комплексы зоны главного Уральского разлома (Приполярный Урал) в свете новых геохимических данных // *Литосфера*. № 2. 2005. С. 41—59
7. Юшкин Н. П., Иванов О. К., Попов В. А. Введение в топоминералогия Урала // М.: Наука, 1986. 294 с.

СТРОЕНИЕ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ БОЛЬШЕШАЛДИНСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ РОССЫПИ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

А. Ф. Хазов¹, В. И. Силаев¹, В. Н. Шабалин²

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

² Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар

В результате исследований, проведенных на Среднем Урале, был выявлен неизвестный ранее тип аллювиальных золотоносных россыпей, в которых наряду с обломочной существенную роль играет и аутигенная фация благороднометаллической минерализации [1—3]. Обнаруженный феномен образования самородного золота *in situ* в среде погребенных, обводненных и вероятно насыщенных микробиотой аллювиальных осадков дал нам основание выделять такие россыпи в особый генетический тип.

Характерным примером природных объектов такого рода является россыпь на р. Большой Шалдинке, притоке р. Койвы вблизи восточной границы Горнозаводского района. Долинная россыпь на р. Бол. Шалдинке имеет субширотную ориентировку и в настоящее время прослежена по простиранию на 5,6 км, характеризуется невыдержанной шириной до 80 м, варьирующей мощностью и весьма неравномерным струйчато-гнездовым распределением золота. Ложом (плотиком) для исследуемой россыпи выступают породы вильвенской свиты вендского возраста — сланцы серицит-хлорит-кварцевые с прослоями кварцито-песчаников и базальтовых метапорфиринов. Полный профиль золотоносных элювиально-аллювиальных отложений широко колеблется по мощности, составляя в среднем 5—6 м. Как показали исследования, этот профиль довольно четко подразделяется на нижнюю элювиальную и верхнюю аллювиальную составные части [3, 4].

В основании рассматриваемого профиля золотоносных отложений залегают элювиальные образования, в основном представленные сильно выщелоченными и фрагментарно дезинтегрированными сланцами вильвенской свиты. Выше по профилю эти сапролиты резко сменяются структурными древесно-гравийными супесями и песками буровато-желтого и бурого цвета. Еще выше располагаются бурые и буровато-желтые древесно-гравийные пески с плохо сохранившейся структурой. Переход от элювия к аллювиальным осадкам происходит резко, отмечаясь не только угловым и азимутальным несогласиями, но и резким, скачкообразным изменением литологического состава пород.

На элювиальных песках и суглинках залегают аллювиальные микститы, под которыми понимаются валунно-галечно-гравийно-алевро-псаммитовые смеси. Базальный горизонт этих отложений представлен «речником» — буроватым русловым аллювием, считающимся на исследуемой россыпи наиболее продуктивным на золото горизонтом. Этот горизонт довольно устойчиво прослеживается вкрест и по простиранию

борового террасы, варьируя по мощности в пределах от 0,5 до 1,5 м. По литологическому составу речник можно определить как валунно-галечно-псаммитовые микститы, в которых доля весьма незрелого, полимиктово-литокластического псефитового компонента может достигать 50 %.

Над речником залегают весьма характерные черноцветные пластичные глины с относительно небольшим количеством литокластической гальки. Эти глины насыщены растительными остатками и отличаются специфичным битуминозным запахом. По совокупности всех этих свойств надречниковые глины можно отнести к пойменно-озерно-болотным отложениям.

Еще выше располагаются пестроцветные, преимущественно черновато-серовато-зеленые, иногда с буроватым оттенком галечно-алевро-псаммитовые микститы. Размер гальки здесь по сравнению с речником значительно уменьшается, хотя по составу галька остается полимиктово-литокластической.

Завершается элювиально-аллювиальный профиль покровными суглинками серовато-буроватого цвета с примесью литокластического гравия и относительно плохо окатанной гальки.

Галька в золотоносном аллювии исследуемой россыпи характеризуется значительными вариациями, как по размеру, так и степени окатанности (табл. 1). Проведенный нами анализ показал, что в направлении снизу вверх по профилю аллювиальных отложений происходит довольно упорядоченное изменение размеров галек (речник — Р, черный микстит — ЧМ, пестрозеленый микстит — ПЗМ, линза бурого микстита в горизонте ПЗМ — БЛ): (1) *по длине* — $P > ЧМ > ПЗМ = БЛ$; (2) *по ширине* — $P > ЧМ = ПЗМ > БЛ$; (3) *по толщине* — $P > ЧМ = ПЗМ > БЛ$; (4) *по объему* — $P > ЧМ > ПЗМ > БЛ$; (5) *по удлинению* — $P > ЧМ > ПЗМ = БЛ$. Таким образом, выявляется устойчивая тенденция к уменьшению размеров и анизометричности (удлинения) галек по мере накопления аллювиальных осадков, что в свою очередь свидетельствует о формировании Большешалдинской россыпи на фоне постепенно затухающих эрозионных процессов на соответствующих водосборах. На этом фоне обращает на себя внимание тот факт, что в этом же направлении резко падает и золотоносность соответствующих отложений.

Значительный интерес представляет также характер распределения галек по размеру и форме в зависимости от их петрографического типа (сланцы — СЛ, кварцит — КВ, кварцит железистый — КВЖ, кварцевые жилы — Ж). Так, для речника (табл. 2) в нижней части профиля установлены следующие тенденции: (1)

Таблица 1

Результаты статистического анализа размеров галек из основных горизонтов аллювиальных отложений в Большешалдинской золотоносной россыпи.

Метрика галек	Речник			Микстит черный			Микстит пестро-зеленый			Л						
	n	min	max	\bar{X}	$S\bar{x}$	n	min	max	\bar{X}	$S\bar{x}$	n					
Длина, мм	141	12	58	24.18	9.44	10	11	38	20.5	8.97	134	9	51	19.54	7.06	42
Ширина, мм	141	6	31	13.36	5.02	10	4	24	12.4	7.04	134	6	30	12.51	4.97	42
Толщина, мм	141	2	16	6.94	3.05	10	3	9	5.8	2.44	134	2	20	5.96	3.09	42
Объем, мм ³	141	216	15456	2937	3316	10	144	6264	2209	2436	134	210	22800	1977	3024	42
Удлинение	141	1.08	3.56	1.88	0.57	10	1.21	3	1.87	0.64	134	1	2.88	1.63	0.44	42
Уплощение	141	1	6.5	2.17	0.98	10	1.11	3.3	2.12	0.76	134	1	6.67	2.39	1.08	42

Таблица 2

Результаты статистического анализа размеров галек основных петрографических типов из горизонта речника

Метрика галек	Сланцы						Черная порода						Кварц			
	n	min	max	\bar{X}	$S\bar{x}$	n	min	max	\bar{X}	$S\bar{x}$	n	min	max	n	min	max
Длина, мм	127	12	58	24.38	9.79	6	16	32	24	6.72	8	16	27	8	16	27
Ширина, мм	127	6	31	13.52	5.16	6	7	15	11.17	3.06	8	6	17	8	6	17
Толщина, мм	127	2	6	6.91	3.17	6	5	10	6.67	1.97	8	6	10	8	6	10
Объем, мм ³	127	216	15456	3041	3464	6	840	3720	1846	1055	8	684	3910	8	684	3910
Удлинение	127	1.08	3.05	1.87	0.54	6	1.33	3.56	2.3	0.96	8	1.35	3.17	8	1.35	3.17
Уплощение	127	1	6.05	2.22	1.01	6	1.2	2.33	1.72	0.42	8	1	2.14	8	1	2.14

Таблица 3

Результаты статистического анализа размеров галек основных петрографических типов из горизонта пестро-зеленых микститов

Метрики галек	Сланцы						Черная порода						Кварцит					
	n	min	max	\bar{X}	$S\bar{x}$	n	min	max	\bar{X}	$S\bar{x}$	n	min	max	\bar{X}	$S\bar{x}$	n	min	max
Длина, мм	106	10	51	19.67	7.08	14	9	13	18	5.95	9	12	40	22.44	9.41	5	12	40
Ширина, мм	106	7	30	12.4	4.85	14	6	19	10.64	3.46	9	10	30	16.67	7.38	5	10	30
Толщина, мм	106	2	16	5.66	2.65	14	2	7	4.86	1.46	9	6	20	10.44	5.55	5	5	20
Объем, мм ³	106	210	10920	1743	2062	14	273	2916	1143	919	9	960	22800	6244	8474	5	720	22800
Удлинение	106	1	2.88	1.66	0.44	14	1	2.58	1.75	0.48	9	1.08	1.82	1.37	0.24	5	1.15	1.82
Уплощение	106	1	6.67	2.48	1.12	14	1.2	5.5	2.39	1.1	9	1.25	2.67	1.7	0.48	5	1.38	2.67

Примечание. Статистики: n — число галек, \bar{X} — среднее арифметическое, $S\bar{x}$ — стандартное отклонение. Факторы формы: удлинение = длина/ширина; уплощение = ширина/толщина.

по длине — СЛ > КВЖ > КВ; (2) по ширине — СЛ > КВ > КВЖ; (3) по толщине — КВ > СЛ > КВЖ; (3) по объему — СЛ > КВ > КВЖ; (4) по удлинению — КВЖ > СЛ > КВ; (5) по уплощению — СЛ > КВЖ > КВ. То же для пестро-зеленых микститов в верхней части профиля (табл. 3): (1) по длине — КВ > СЛ > КВЖ > Ж; (2) по ширине — КВ > СЛ = Ж > КВЖ; по толщине — КВ > Ж > СЛ > КВЖ; (3) по объему — КВ > СЛ > Ж > КВЖ; (4) по удлинению — КВЖ > СЛ > КВ > Ж; (4) по уплощению — СЛ > КВЖ > Ж > КВ. Статистические расчеты показали, что для почти всех петрографических типов реализуется сильная прямая корреляция между длиной, шириной и толщиной галек. При этом для пестро-зеленых микститов выявляется особенно отчетливая тенденция согласованного увеличения размеров в направлении от железистых кварцитов и кварцевых жил к сланцам и кварцитам. Возможно это свидетельствует о разной удаленности исследуемой россыпи от коренных источников этих двух групп пород.

Данные проведенного нами гранулометрического анализа [5—7] показывают, что гравийно-алевро-псаммитовая составляющая исследуемой россыпи также характеризуется большой неоднородностью. В рыхлых сапролитах, залегающих в основании профиля обнаруживается отчетливая тенденция к гранулометрической поляризации, когда преобладание получают гравийная и алевропелитовая фракции, а псаммитовые фракции им заметно уступают. В выше залегающих элювиальных породах в направлении снизу вверх содержание гравийной фракции неуклонно сокращается, уступая сначала псаммитовым фракциям, а затем алевропелитовой. С переходом к аллювиальным отложениям картина гранулометрической неоднородности кардинально меняется. В этой части золотоносного профиля резко возрастает роль гравийной фракции,

причем никаких существенных гранулометрических различий между речником и надречниковыми микститами не обнаруживается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Наумов В. А., Силаев В. И., Чайковский И. И. и др. Золотоносная россыпь на реке Большой Шалдинке на Среднем Урале. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2005. 92 с.
2. Силаев В. И., Мальцева М. В., Филиппов В. Н., Чайковский И. И. Большешалдинская россыпь на Среднем Урале: феномен аутигенеза самородного золота и свинцово-серебряных гидроксил-бромидов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Труды научных чтений памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 7. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2005. С. 53—71.
3. Силаев В. И., Хазов А. Ф., Чайковский И. И., Филиппов В. Н. «Живая» россыпь на р. Большой Шалдинке // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2005. № 9. С. 4—9.
4. Чайковский И. И., Мальцева М. В. Золото Большешалдинской россыпи // Горное эхо. Вестник Горного института, 2006. № 1 (23). С. 27—32.
5. Хазов А. Ф. Геология и гранулометрия Большешалдинской золотоплатиновой россыпи на Среднем Урале // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 14-й научной конференции Ин-та геологии КНЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 145—149.
6. Хазов А. Ф., Силаев В. И. Характеристика элювиально-аллювиального профиля золотоносных отложений в Большешалдинской золотоплатиновой россыпи на (Средний Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Материалы научных чтений памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 9. Пермь: Изд-во Пермского государственного университета, 2006. С. 237—247.
7. Силаев В. И., Хазов А. Ф., Сокерин М. Ю. Гипергенно-экзогенное минерало- и рудообразование в мезокайнозое Урала и Приуралья. Сыктывкар: Геопринт, 2006. 96 с.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Алексеев В. Ю.	11	Исакова Ф. Ш.	54
Алехина В. В.	86	Каблис Г. Н.	137
Алымова Н. В.	75	Казаков И. И.	54
Анташук М. Г.	82	Казымов К. П.	108
Анфилогов В. Н.	51	Карпенко М. А.	21
Асхабов А. М.	9	Карфункель И.	112
Балыкин П. А.	161	Карчевский А. Ф.	221
Барышев А. С.	52	Кателя О. В.	210
Белеванцев В. И.	163	Квасница В. Н.	67, 88, 145
Бигнов Р. А.	54	Кедрова Т. В.	69
Биттер В. В.	156	Кисин А. Ю.	70
Богуш И. Н.	69	Ковалев С. Г.	178
Боровинских А. П.	7	Ковязин С. В.	132
Брянчанинова Н. И.	92, 232	Козырева И. В.	180
Бурцев И. Н.	229	Козьменко О. А.	161
Варламов Д. А.	198, 240	Козьмин В. С.	18
Вельков А. В.	56	Колокольцев В. Г.	182
Викентьев И. В.	196	Колониченко Е. В.	183
Вирт Р.	112	Конанова Н. В.	117
Водоватов О. В.	186	Коновалов А. А.	18
Водолазская В. П.	225	Кононов А. В.	37
Возняк Д. К.	67, 88, 145	Кончиц А. В.	229
Волков А. В.	11	Коптиль В. И.	69
Волченко Ю. А.	13	Кораблев А. Г.	24
Востров Э. А.	156	Кораблев Г. Г.	24, 51
Высоцкий И. В.	178	Корнилова В. П.	72
Галеев А. А.	218	Королюк В. Н.	73
Гетман А. В.	229	Коротеев В. А.	13
Глухов Ю. В.	57, 90, 164, 168	Корсакова О. П.	65
Горбачев Н. С.	16	Корчагин А. У.	65
Горнова М. А.	63, 75	Кострова Т. Э.	56, 156
Грановская Н. В.	54	Костровицкий С. И.	75, 126
Гриффин В. Л.	128	Котов А. А.	56, 77
Динер А. Э.	120	Кочнева Н. Т.	11
Дружинин Г. В.	110	Кошкарёв Д. А.	21, 52
Душин В. А.	18	Крайнев Ю. Д.	51
Егоров К. Н.	21, 52, 107, 126	Крестьянинов П. Е.	57
Епифанов В. А.	22	Кузнецов С. К.	236
Ефанова Л. И.	172, 199	Кузьмин И. А.	78
Жданова Л. Р.	175	Кукуй И. М.	27
Жмодик С. М.	163	Кулешевич Л. В.	185
Зозуля Д. Р.	65	Куликова К. В.	240
Зубова Т. П.	213	Курбацкая Ф. А.	108, 110
Зыкин Н. Н.	176	Курганьков П. П.	78, 79
Иванов А. С.	72	Кутинов Ю. Г.	43, 80
Иванух В. М.	67, 145	Лаврентьев Ю. Г.	73
Игнатович О. О.	201	Ларичев А. И.	182
Илалтдинов И. Я.	108	Лемешко А. П.	110
Ильченко Е. А.	88	Леонова Л. В.	218
Исаенко С. И.	164, 168	Лепехина Е. Н.	84
		Леснов Ф. П.	161
		Лихачев В. В.	7
		Лихойдов Г. Г.	205
		Лобкова Л. П.	82, 86
		Лукьянова Л. И.	84, 86
		Лушашко Т. Н.	88

Лютоев В. П.	90	Радаев В. А.	139
Лючкин В. А.	186	Ракин В. И.	118
Майорова Т. П.	189, 236	Распопин В. М.	186
Макеев А. Б.	8, 92, 232	Риндзюнская Н. М.	213
Макеев Б. А.	57, 168	Роговой В. В.	72
Маковчук И. В.	21	Романов А. П.	120
Макушин А. А.	54, 95	Ронкин Ю. Л.	210
Малов А. И.	98	Росляков Н. А.	163
Мальков Б. А.	25, 100, 102, 104, 191	Рыбальченко А. Я.	29, 108, 147
Мальцева М. В.	40	Рыбальченко Т. М.	150
Малюгин А. А.	18, 239	Рыбальченко Ю. А.	150
Манаков В. Ю.	156	Саблуков С. М.	121
Мартинс М.	112	Саблукова Л. И.	121
Матвеева Е. В.	213	Семенко В. А.	31, 215
Матуков Д. И.	84	Силаев В. И.	34, 112, 242
Махлаев Л. В.	8	Смирнов В. А.	152
Мацюк С. С.	75	Смирнова Н. Л.	123
Мельников В. С.	88	Соболева А. А.	236
Милашев В. А.	26	Сокерина Н. В.	139, 217
Минаева Ю. А.	107	Соловьева Л. В.	75, 126
Михайлов М. В.	27	Сорока Е. И.	218
Мовсесян А. С.	229	Специус З. В.	72, 128
Молошаг В. П.	196	Старостин В. А.	156
Мордвинцев М. В.	182	Степанов О. А.	238
Мороз Т. Н.	24	Суворова Л. Ф.	75
Морозов Г. Г.	108	Сухарев А. Е.	34, 112
Мохов В. В.	56	Сычкин Г. Н.	129
Мурзин В. В.	198	Таран М. Н.	88
Накарякова И. Р.	108	Таращан А. Н.	88
Неронский Г. И.	203	Тарбаев М. Б.	7, 236
Нигматуллина А. М.	54	Тарских О. В.	130
Николаева И. В.	161	Тельнова О. П.	57
Никулова Н. Ю.	199	Терешко В. В.	210, 211, 221
Озеров В. С.	201	Тихомирова В. Д.	223
Озерова Э. Н.	201	Толоконников А. В.	186
Онищенко Л. В.	172	Томиленко А. А.	132
Онищенко С. А.	211, 221	Томсон И. Н.	11
Осовецкий Б. М.	108, 110	Удоратин В. В.	117
Остащенко Б. А.	229	Усова Л. В.	73
Павлов В. В.	54	Устинов В. Н.	82
Палажченко В. И.	203	Фанцон Мон	92
Палесский С. В.	161	Федорова Н. В.	203
Петровский В. А.	34, 112, 118	Филиппов В. Н.	137, 168, 189, 191, 210
Плоскова С. И.	175	Хазов А. Ф.	242
Плюснина Л. П.	205	Хачай О. А.	37
Плющев В. А.	156	Хачай О. Ю.	37
Плякин А. М.	114, 140, 208	Хмельков А. М.	38
Полканов Ю. А.	88	Холодкова И. Г.	56
Полозов А. Г.	63	Цыганко В. С.	8, 134
Попов М. Я.	225	Чайковский И. И.	40
Потапов И. Л.	210	Черемисина Е. А.	213
Похиленко Л. Н.	132	Чернышов Р. А.	21
Прокопьев С. И.	128	Чистова З. Б.	43, 80
Протасова Е. Н.	56		
Пыстин А. М.	8, 117, 210		
Пыстина Ю. И.	117, 210, 211		

Шабалин В. Н.	242
Шамахов В. А.	136
Шанина С. Н.	139, 198, 217
Шафрановский Г. И.	84, 108
Швецова И. В.	77, 104, 180, 191, 199
Шишкин М. А.	225
Шкодзинский В. С.	45, 155
Шлома А. А.	221
Шумилов И. Х.	227
Шумилова Т. Г.	137, 139
Щека Ж. А.	205
Щербаков Э. С.	114, 140
Щербакова Е. П.	24
Щербакова Т. Е.	143
Эринчек Ю. М.	27
Юдович Я. Э.	180
Юшкин Н. П.	8
Яковлев Д. А.	75

СОДЕРЖАНИЕ

Общие вопросы геологии и генезиса алмазов и благородных металлов

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА АЛМАЗОВ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРА УРАЛА И ТИМАНА <i>А. П. Боровинских, М. Б. Тарбаев, В. В. Лихачев</i>	7
АЛМАЗЫ И АЛМАЗОНОСНОСТЬ ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА <i>Н. П. Юшкин, А. М. Пыстин, А. Б. Макеев, Л. В. Махлаев, В. С. Цыганко</i>	8
КВАТАРОННАЯ КОНЦЕПЦИЯ — НОВАЯ ПАРАДИГМА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ <i>А. М. Асхабов</i>	9
ПРОГНОЗНЫЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ <i>А. В. Волков, И. Н. Томсон, Н. Т. Кочнева, В. Ю. Алексеев</i>	11
ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ УРАЛА <i>Ю. А. Волченко, В. А. Коротеев</i>	13
ПОВЕДЕНИЕ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ И ЗОЛОТА В ПРОЦЕССАХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ СУЛЬФИДНОЙ МАГМЫ <i>Н. С. Горбачев</i>	16
БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ШОВНЫХ ЗОН УРАЛЬСКОГО СЕВЕРА <i>В. А. Душин, В. С. Козьмин, А. А. Малюгин, А. А. Коновалов</i>	18
ВЕЩЕСТВЕННО-ИНДИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ АЛМАЗОНОСНОСТИ МНОГОФАЗНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК (НА ПРИМЕРЕ ТРУБКИ «ЮБИЛЕЙНАЯ») <i>К. Н. Егоров, М. А. Карпенко, Д. А. Кошкарев, И. В. Маковчук, Р. А. Чернышов</i>	21
ПРОБЛЕМА ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ КОРЕННЫХ АЛМАЗОВ С ПОЗИЦИИ ПУЛЬСАЦИОННОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ <i>В. А. Епифанов</i>	22
О ВОЗМОЖНОСТЯХ ОБРАЗОВАНИЯ SP_3 -УГЛЕРОДА ПРИ ТЕХНОГЕНЕЗЕ <i>А. Г. Кораблев, Г. Г. Кораблев, Е. П. Щербакова, Т. Н. Мороз</i>	24
РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ КРУПНЫХ (КАРСКАЯ, ПОПИГАЙСКАЯ, КОЖИМСКАЯ) И ГИГАНТСКИХ (ВРЕДЕФОРТ, САДБЕРИ, БАНГУИ) АСТРОБЛЕМ <i>Б. А. Мальков</i>	25
ЗАКОНЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ХИМИЧЕСКИХ И МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫХ СОВОКУПНОСТЯХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ДИАТРЕМ <i>В. А. Милашев</i>	26
ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ <i>М. В. Михайлов, Ю. М. Эринчек, И. М. Кукуй</i>	27
ПЕРСПЕКТИВЫ ВОЗРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОДОБЫВАЮЩЕЙ ОТРАСЛИ ПЕРМСКОГО КРАЯ <i>А. Я. Рыбальченко</i>	29
ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ В РУДНЫХ ПРОЦЕССАХ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ <i>В. А. Семенко</i>	31
ИЗОТОПНО-УГЛЕРОДНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КАРБОНАДО В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ <i>В. И. Силаев, В. А. Петровский, А. Е. Сухарев</i>	34
РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НОВОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВЗАИМОСВЯЗИ КОРЕННОГО ИСТОЧНИКА И РОССЫПИ ПЛАТИНЫ И АЛМАЗОВ <i>О. А. Хачай, О. Ю. Хачай, А. В. Кононов</i>	37

ОЦЕНКА ДАЛЬНОСТИ ПЕРЕНОСА КИМБЕРЛИТОВЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ <i>А. М. Хмельков</i>	38
МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ И АЛМАЗОВ ПЕРМСКОГО КРАЯ <i>И. И. Чайковский, М. В. Мальцева</i>	40
ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ РАЗБРАКОВКИ АНОМАЛИЙ ПО ПЕРСПЕКТИВНОСТИ <i>З. Б. Чистова, Ю. Г. Кутинов</i>	43
ГЕНЕЗИС ГЛАВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ АЛМАЗА <i>В. С. Шкодзинский</i>	45

Алмазы и алмазоносность

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПРИРОДА АЛМАЗОНОСНОСТИ КОЛЧИМСКОГО ПОДНЯТИЯ <i>В. Н. Анфилогов, Ю. Д. Крайнев, Г. Г. Кораблев</i>	51
АЛМАЗОНОСНЫЕ РОССЫПИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ЕЕ КОРЕННОЙ И РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ <i>А. С. Барышев, К. Н. Егоров, Д. А. Кошкарев</i>	52
ВЫСОКОБАРИЧЕСКАЯ МИНЕРАГЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В ЮЖНО-УРАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ <i>Р. А. Бигнов, А. А. Макушин, Ф. Ш. Исхакова, В. В. Павлов, И.И. Казаков, А. М. Нигматуллина, Н. В. Грановская</i>	54
РЕСУРСЫ УМБИНСКОГО ТИПОВОГО УЧАСТКА ПАЛЕОРОССЫПИ ИЧЕТЬЮ (СРЕДНИЙ ТИМАН) <i>А. В. Вельков, Т. Э. Кострова, А. А. Котов, В. В. Мохов, Е. Н. Протасова, И. Г. Холодкова</i>	56
УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩЕЕ ВЕЩЕСТВО И СОСТАВ ГРУБОКЛАСТИКИ В АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОДАХ КАРЬЕРА ИШКОВСКИЙ <i>Ю. В. Глухов, Б. А. Макеев, О. П. Тельнова, П. Е. Крестьянинов</i>	57
ФОРМИРОВАНИЕ КРАТОННОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ: РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ И ИЗОТОПНЫЙ ($\delta^{18}\text{O}$) АНАЛИЗ МИНЕРАЛОВ ИЗ ГРАНАТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «УДАЧНАЯ» <i>М. А. Горнова, А. Г. Полозов</i>	63
ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ПЛОЩАДИ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ НА ОБНАРУЖЕНИЕ КОРЕННОГО АЛМАЗОНОСНОГО МАГМАТИЗМА И ПОИСКОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ <i>Д. Р. Зозуля, А. У. Корчагин, О. П. Корсакова</i>	65
МОРФОЛОГИЯ ЦИРКОНА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ «АКУРИ», БРАЗИЛИЯ <i>В. Н. Квасница, Д. К. Возняк, В. М. Иванух</i>	67
ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ II РАЗНОВИДНОСТИ ИЗ НЕКОТОРЫХ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ <i>Т. В. Кедрова, В. И. Коптиль, И. Н. Богуш</i>	69
УФИМСКОЕ ПЛАТО: НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ДЕСЯТИЛЕТНИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ <i>А. Ю. Кисин</i>	70
УНИКАЛЬНАЯ АССОЦИАЦИЯ ЗОНАЛЬНОГО ГРАНАТА С ИЛЬМЕНИТОМ <i>В. П. Корнилова, З. В. Спеццус, А. С. Иванов, В. В. Rogовой</i>	72
ЭЛЕКТРОННО-ЗОНДОВОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЦИНКА В ШПИНЕЛЯХ И НИКЕЛЯ В ГРАНАТАХ ДЛЯ ЗАДАЧ ТЕРМОМЕТРИИ ПЕРИДОТИТОВ <i>В. Н. Королюк, Ю. Г. Лаврентьев, Л. В. Усова</i>	73

ШПИНЕЛИДЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ <i>С. И. Костровицкий, М. А. Горнова, Л. В. Соловьева, С. С. Мацюк, Н. В. Алымова, Д. А. Яковлев, Л. Ф. Суворова</i>	75
ИНТЕГРАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ СРЕДНЕТИМАНСКИХ ПАЛЕОРОССЫПЕЙ <i>А. А. Котов, И. В. Швецова</i>	77
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕРСПЕКТИВАХ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА <i>П. П. Курганьков, И. А. Кузьмин</i>	78
ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-СИБИРСКОГО РЕГИОНА <i>П. П. Курганьков</i>	79
МОДЕЛИ ОБЪЕКТОВ-ПОМЕХ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО КИМБЕРЛИТОВОГО РАЙОНА. ТИПЫ, ПРОБЛЕМЫ, ПУТИ РЕШЕНИЯ <i>Ю. Г. Кутинов, З. Б. Чистова</i>	80
ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КИМБЕРЛИТОВ КАРЕЛИИ <i>Л. П. Лобкова, В. Н. Устинов, М. Г. Антащук</i>	82
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО УРАЛА ПО ДАННЫМ ЛОКАЛЬНОГО ДАТИРОВАНИЯ U-РЬ МЕТОДОМ (SHRIMP II) <i>Л. И. Лукьянова, Г. И. Шафрановский, Е. Н. Лепехина, Д. И. Матуков</i>	84
ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД КИМОЗЕРСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ КАРЕЛИИ <i>Л. И. Лукьянова, Л. П. Лобкова, В. В. Алехина</i>	86
АЗОТСОДЕРЖАЩИЕ ИМПАКТНЫЕ АЛМАЗЫ ИЗ ПОПИГАЙСКОГО КРАТЕРА <i>Т. Н. Лупашко, Ю. А. Полканов, А. Н. Таращан, В. С. Мельников, Е. А. Ильченко, В. Н. Квасница, Д. К. Возняк, М. Н. Таран</i>	88
ПАРАМАГНИТНЫЕ АЗОТНЫЕ ЦЕНТРЫ В МОНОКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ И ПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ РАЗНОВИДНОСТЯХ АЛМАЗА <i>В. П. Лютеев, Ю. В. Глухов</i>	90
ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИИ МЕЛКИХ АЛМАЗОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОУ-ДОУ-ГОУ (КИТАЙ) <i>А. Б. Макеев, Н. И. Брянчанинова, Мон Фанцон</i>	92
ГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ ТАТАРСКОГО КРАТОНА И КАМСКО-БЕЛЬСКОГО ПЕРИКРАТОННОГО ПРОГИБА <i>А. А. Макушин</i>	95
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ БЕЛОМОРЬЯ <i>А. И. Малов</i>	98
ТИМАНСКОЕ НЕБО В АЛМАЗАХ: РЕАЛЬНЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ КОРЕННОЙ И РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ СРЕДНЕГО ТИМАНА <i>Б. А. Мальков</i>	100
ИМПАКТНЫЕ АЛМАЗЫ (ТОГОРИТЫ) И МЕДИСТОЕ ЗОЛОТО (КУПРОАУРИД) В КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЕ <i>Б. А. Мальков</i>	102
КРИВОГРАННЫЕ АЛМАЗЫ И МЕЛКОЕ ЗОЛОТО ДЕВОНСКИХ РОССЫПЕЙ СРЕДНЕГО ТИМАНА <i>Б. А. Мальков, И. В. Швецова</i>	104
ПРОБЛЕМЫ КИМБЕРЛИТОВОГО И ПИКРИТОВОГО МАГМАТИЗМА ПРИСАЯНЬЯ <i>Ю. А. Минаева, К. Н. Егоров</i>	107
К ПРОБЛЕМЕ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ КАМЫ <i>Г. Г. Морозов, Б. М. Осовецкий, И. Р. Накарякова, А. Я. Рыбальченко, Ф. А. Курбацкая, К. П. Казымов, И. Я. Илалтдинов, Г. И. Шафрановский</i>	108
МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ АЛМАЗОВ В МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КИРОВСКОЙ ОБЛАСТИ <i>Б. М. Осовецкий, Ф. А. Курбацкая, А. П. Лемешко, Г. В. Дружинин</i>	110

КАРБОНАДО — МИКРОПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ ФАЦИЯ МАНТИЙНЫХ АЛМАЗОВ <i>В. А. Петровский, В. И. Силаев, М. Мартинс, Р. Вирт, А. Е. Сухарев, И. Карфункель</i>	112
ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ АЛМАЗОНОСНОСТИ СРЕДНЕГО ТИМАНА <i>А. М. Плякин, Э. С. Щербаков</i>	114
СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА <i>А. М. Пыстин, Н. В. Конанова, Ю. И. Пыстина, В. В. Удоратин</i>	117
ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ КРИВОГРАННЫХ ФОРМ АЛМАЗОВ <i>В. И. Ракин, В. А. Петровский</i>	118
НОВЫЕ ЛАМПРОИТОВЫЕ ПРОВИНЦИИ СИБИРИ <i>А. П. Романов, А. Э. Динер</i>	120
АСТЕНОСФЕРНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА МАНТИЙНЫЙ СУБСТРАТ И РАЗНООБРАЗИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ЗИМНЕГО БЕРЕГА <i>С. М. Саблуков, Л. И. Саблукова</i>	121
АЛМАЗО-ГРАФИТОВЫЕ СЕТКИ И ИХ ПРОИЗВОДНЫЕ <i>Н. Л. Смирнова</i>	123
ВЛИЯНИЕ ЯКУТСКОГО ПЛЮМА НА ГЕОХИМИЧЕСКУЮ НЕОДНОРОДНОСТЬ И ПРОЦЕССЫ АЛМАЗООБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА <i>Л. В. Соловьева, К. Н. Егоров, С. И. Костровицкий</i>	126
ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ И ВЕРОЯТНЫЙ ИСТОЧНИК ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ ЭБЕЛЯХСКОЙ ПЛОЩАДИ, ЯКУТИЯ <i>З. В. Спеццус, В. Л. Гриффин, С. И. Прокопьев</i>	128
ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДА ПЕРМСКОГО КРАЯ И СОПРЕДЕЛЬНОЙ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ КОМИ <i>Г. Н. Сычкин</i>	129
ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРАНАТОВ АЛМАЗНОЙ АССОЦИАЦИИ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТЕЛ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ С РАЗЛИЧНОЙ ПРОДУКТИВНОСТЬЮ <i>О. В. Тарских</i>	130
ПЕРВИЧНЫЕ ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНАТЕ ИЗ АЛМАЗОНОСНОГО ЭКЛОГИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «УДАЧНАЯ», ЯКУТИЯ <i>А. А. Томленко, С. В. Ковязин, Л. Н. Похиленко</i>	132
К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ КОЛВО-ВИШЕРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ <i>В. С. Цыганко</i>	134
МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ <i>В. А. Шамахов</i>	136
ГРАФИТ И ЕГО ПСЕВДОМОРФОЗЫ ПО АЛМАЗУ В КАРБОНАТИТАХ КОСЬЮСКОГО МАССИВА (ТИМАН) <i>Т. Г. Шумилова, В. Н. Филиппов, Г. Н. Каблис</i>	137
ИССЛЕДОВАНИЕ ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ КАРБОНАТОВ КОСЬЮСКИХ КАРБОНАТИТОВ (ТИМАН) В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ВОЗМОЖНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ <i>Т. Г. Шумилова, Н. В. Сокерина, С. Н. Шанина, В. А. Радаев</i>	139
ПСЕФИТЫ РОССЫПИ ИЧЕТЬЮ И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ РОССЫПНЫХ АЛМАЗОВ ТИМАНА <i>Э. С. Щербаков, А. М. Плякин</i>	140
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОТРАЖЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА В КОЛЛЕКТОРАХ ПАЛЕОЗОЙСКОГО, ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА И В СОВРЕМЕННОМ АЛЛЮВИИ <i>Т. Е. Щербакова</i>	143

ВКЛЮЧЕНИЯ В ЦИРКОНЕ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «АКУРИ» (БРАЗИЛИЯ) <i>Д. К. Возняк, В. Н. Квасница, В. М. Иванух</i>	145
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И АЛМАЗОНОСНОСТЬ ИНТРУЗИВНЫХ ПИРОКЛАСТИТОВ ТАЛИЦКО-БЛАГОДАТСКОГО ТУФФИЗИТОВОГО ПОЛЯ <i>А. Я. Рыбальченко</i>	147
ТИПОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ-СПУТНИКОВ АЛМАЗА ИЗ ТУФФИЗИТОВ ЧИКМАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (СРЕДНИЙ УРАЛ) <i>Т. М. Рыбальченко, Ю. А. Рыбальченко</i>	150
О ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ В КАРБОНАТНЫХ ПЕЩЕРАХ <i>В. А. Смирнов</i>	152
КОРРЕЛЯЦИЯ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИИ АЛМАЗА С СОСТАВОМ ВМЕЩАЮЩИХ КИМБЕРЛИТОВ <i>В. С. Шкодзинский</i>	155
МНОГОЧАСТОТНАЯ РАДИОЛОКАЦИОННАЯ СЪЕМКА ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ <i>В. В. Биттер, Э. А. Востров, Т. Э. Кострова, В. Ю. Манаков, В. А. Плющев, В. А. Старостин</i>	156

Благородные металлы

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАТИНОВЫХ, РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ И ДРУГИХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ПОРОДАХ КОКПЕКТИНСКОГО ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ПО ДАННЫМ ICP-MS МЕТОДА <i>П. А. Балыкин, Ф. П. Леснов, С. В. Палесский, И. В. Николаева, О. А. Козьменко</i>	161
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО ПРОЦЕССА ХЛОРИРОВАНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ (В АСПЕКТЕ МАГМАТОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ) <i>В. И. Белеванцев, С. М. Жмодик, Н. А. Росляков</i>	163
ХАРАКТЕРИСТИКА ГРУБООБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ИЗ БАЗАЛЬНЫХ ЮРСКИХ ЗОЛОТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ЛЕДНИКОВЫХ ОСАДКОВ БЕЗДУБОВО <i>Ю. В. Глухов, С. И. Исаенко</i>	164
ФЕНОМЕН РУДНОГО ЗОЛОТА КОНТЕЙНЕРНОГО ТИПА КАК ЗОЛОТА ДАЛЬНЕЙ ТРАНСПОРТИРОВКИ <i>Ю. В. Глухов, В. Н. Филиппов, С. И. Исаенко, Б. А. Макеев</i>	168
ЗОЛОТОНОСНОСТЬ АЛЬКЕСВОЖСКОЙ СВИТЫ НА УЧАСТКЕ НЕСТЕРОВСКИЙ (ХРЕБЕТ МАЛДЫНЫРД, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>Л. И. Ефанова, Л. В. Онищенко</i>	172
ЗОЛОТО И АЛМАЗЫ В ЭКСПОЗИЦИИ И ФОНДАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМЕНИ А. А. ЧЕРНОВА <i>Л. Р. Жданова, С. И. Плоскова</i>	175
К ВОПРОСУ ОБ УЧАСТИИ «ЮВЕНИЛЬНОЙ» ВОДЫ В ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ <i>Н. Н. Зыкин</i>	176
НОВЫЙ ТИП ЗОЛОТО-ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДОКЕМБРИЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТАХ ЮЖНОГО УРАЛА <i>С. Г. Ковалев, И. В. Высоцкий</i>	178
НОВЫЙ ТИП ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ХРЕБТЕ МАЛДЫНЫРД (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>И. В. Козырева, И. В. Швецова, Я. Э. Юдович</i>	180

ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПОЗДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА <i>В. Г. Колокольцев, А. И. Ларичев, М. В. Мордвицев</i>	182
К ПРОБЛЕМЕ ПОИСКОВ СЕРЕБРА НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ <i>Е. В. Колониченко</i>	183
ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСАХ КАРЕЛИИ <i>Л. В. Кулешевич</i>	185
ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОВОГОДНЕНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ <i>В. А. Лючкин, А. В. Толоконников, О. В. Водоватов, В. М. Распопин</i> ,	186
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЩУГОРСКОМ РАЙОНЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА <i>Т. П. Майорова, В. Н. Филиппов</i>	189
САМОРОДНОЕ ОЛОВО И КОЛЛОМОРФНЫЙ КАССИТЕРИТ В ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫХ МЕТАМОРФИТАХ ХРЕБТА ПАЕ НА ПОЛУОСТРОВЕ КАНИН <i>Б. А. Мальков, В. Н. Филиппов, И. В. Швецова</i>	191
БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В КОЛЧЕДАНАХ: НОВЫЕ ДАННЫЕ <i>В. П. Молошаг, И. В. Викентьев</i>	196
ЗОЛОТО-МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ КАГАНСКОГО МАССИВА АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ <i>В. В. Мурзин, Д. А. Варламов, С. Н. Шанина</i>	198
ЗОЛОТО В ПОРОДАХ ТЕЛЬПОССКОЙ СВИТЫ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ <i>Н. Ю. Никулова, Л. И. Ефанова, И. В. Швецова</i>	199
ДОСТОВЕРНОСТЬ ОПРОБОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА НА УРАЛЕ <i>В. С. Озеров, Э. Н. Озерова, О. О. Игнатович</i>	201
ПРИРОДА ХРУПКОГО ЗОЛОТА <i>В. И. Палажченко, Г. И. Неронский, Н. В. Федорова</i>	203
МОДЕЛИРОВАНИЕ МАССОПЕРЕНОСА ЗОЛОТА В ПРОЦЕССЕ ЛИСТВЕНИТИЗАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ <i>Л. П. Плюснина, Г. Г. Лихойдов, Ж. А. Щека</i>	205
ПЛАТИНОИДЫ ТИМАНА <i>А. М. Плякин</i>	208
СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ БЛАГОРОДНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В ПОРОДАХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ОЗЕРНОЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина, В. В. Терешко, В. Н. Филиппов, Ю. Л. Ронкин, О. В. Кателя, И. Л. Потапов</i>	210
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ Cu-Pd-Pt-Au ПРОЯВЛЕНИЯ ОЗЕРНОЕ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ <i>Ю. И. Пыстина, С. А. Онищенко, В. В. Терешко</i>	211
ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РОССЫПЕЙ И ЗОЛОТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПАЛЕОДЕПРЕССИЙ СЕВЕРА УРАЛА (ПОЛЯРНЫЙ, ПРИПОЛЯРНЫЙ, СЕВЕРНЫЙ) <i>Н. М. Риндзюнская, Е. А. Черемисина, Е. В. Матвеева, Т. П. Зубова</i>	213
О «НОВОМ» ЗОЛОТЕ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ РОССЫПЕЙ <i>В. А. Семенко</i>	215
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ КАРАВАННОЕ <i>Н. В. Сокерина, С. Н. Шанина</i>	217
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОЛОТОПРОЯВЛЕНИЯ АМФИТЕАТ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>Е. И. Сорока, Л. В. Леонова, А. А. Галеев</i>	218

МЕДНО-БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ОЗЕРНОЕ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ПОЛЯРНОГО УРАЛА <i>В. В. Терешко, А. А. Шлома, А. Ф. Карчевский, С. А. Онищенко</i>	221
САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО И СЕРЕБРО В РУДАХ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ СЕВЕРА УРАЛА <i>В. Д. Тихомирова</i>	223
ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ЗОЛОТОРУДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО И ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА НА ОСНОВЕ МАТЕРИАЛОВ ГК-1000/3 ЛИСТА Q-41 <i>М. А. Шишкин, В. П. Водолазская, М. Я. Попов</i>	225
БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В МЕДНЫХ РУДАХ СРЕДНЕГО ТИМАНА <i>И. Х. Шумилов</i>	227
МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ ПОТЕНЦИАЛ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ НЕНЕЦКОГО АВТОНОМНОГО ОКРУГА И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ОСВОЕНИЯ <i>И. Н. Бурцев, Б. А. Остащенко, А. В. Гетман, А. В. Кончиц, А. С. Мовсеян</i>	229
ПЛАТИНОИДЫ В ХРОМИТАХ ПОЛЯРНОГО УРАЛА <i>А. Б. Макеев, Н. И. Брянчанинова</i>	232
МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА СЕВЕРА УРАЛА: СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ, ПРОБЛЕМЫ <i>Т. П. Майорова, С. К. Кузнецов, М. Ю. Тарбаев, А. А. Соболева</i>	236
ЗОЛОТО БАССЕЙНА РЕКИ СВЕТЛЫЙ ВУКТЫЛ <i>О. А. Степанов</i>	238
ПЕРСПЕКТИВЫ КОЖИМСКОГО РАЙОНА НА МАЛДИНСКИЙ ТИП ОРУДЕНЕНИЯ <i>А. А. Малюгин</i>	239
НАХОДКА ПЛАТИНО-ПАЛЛАДИЕВОГО ТЕЛЛУРИДА В ПИРОКСЕНИТАХ МАСЛОВСКОГО КОМПЛЕКСА СЫУМКЕУ-ЩУЧЬИНСКОГО РАЙОНА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>К. В. Куликова, Д. А. Варламов</i>	240
СТРОЕНИЕ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ БОЛЬШЕШАЛДИНСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ РОССЫПИ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ <i>А. Ф. Хазов, В. И. Силаев, В. Н. Шабалин</i>	242
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	245

Научное издание
АЛМАЗЫ И БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ
ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА
Материалы Всероссийского совещания

В подготовке оригинал-макета принимали участие
С. К. Кузнецов, И. В. Осипова, А. Ю. Перетягин, Г. В. Пономарева,
В. И. Ракин, Н. В. Сокерина, Р. А. Шуктомов

Компьютерный набор. Подписано в печать 07.11.2006
Бумага офсетная. Печать РИЗО

Тираж 250

Усл.п.л. 32

Заказ 603



Информационно-издательский отдел Института геологии Коми НЦ УрО РАН
167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54.
E-mail: geoprint@geo.komisc.ru