

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
ИМЕНИ АКАДЕМИКА А.Н. ЗАВАРИЦКОГО**

РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

Всероссийская конференция с международным участием



**Месторождения камнесамоцветного и нерудного сырья
различных геодинамических обстановок**

(XVI Чтения академика А.Н. Заварицкого)

ЕКАТЕРИНБУРГ, 2015

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
ИМЕНИ АКАДЕМИКА А.Н. ЗАВАРИЦКОГО**

РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

Всероссийская конференция с международным участием

**Месторождения камнесамоцветного и нерудного
сырья различных геодинамических обстановок
(XVI Чтения академика А.Н. Заварицкого)**

26-28 октября 2015 г.

**Конференция проводится при финансовой поддержке РФФИ
грант № 15-05-20873-Г**

**ЕКАТЕРИНБУРГ
2015**

УДК 549+553

Месторождения камнесамоцветного и нерудного сырья различных геодинамических обстановок (XVI Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. 219 с.

ISBN 978-5-91128-098-7

Всероссийская научная конференция с международным участием «Месторождения камнесамоцветного и нерудного сырья различных геодинамических обстановок» продолжает традицию научных Чтений памяти академика А.Н.Заварицкого. Данная конференция является уже 16-й по счету. Организаторами конференции являются Институт геологии и геохимии УрО РАН, Российское минералогическое общество, Уральская секция научного совета по проблемам металлогении и рудообразования, а также Уральский петрографический совет.

А.Н. Заварицкий принадлежит к числу тех русских ученых, которые создали фундамент отечественной геологии. Сфера его интересов охватывала различные области геологии, тектоники, вулканизма, минералогии, петрографии, петрологии и рудообразования, в том числе и значительный круг вопросов, связанных с изучением метеоритов.

В сборнике собраны тезисы, посвященные теоретическим и прикладным вопросам по ряду направлений: минералогия и генезис месторождений драгоценных, ювелирных и поделочных камней; генезис месторождений кварца; вопросы формирования и поиска месторождений нерудного сырья (огнеупоры, химическое сырье, агрохимическое сырье, графит и др.).

Редакционная коллегия: Вотяков С.Л. Кисин А.Ю. (председатели); Мурзин В.В., Огородников В.Н. (заместители председателя); Алексеев А.В., Томилина А.В. (ученые секретари); Сорока Е.И., Притчин М.Е. (организационная группа).

Издание подготовлено при финансовой поддержке РФФИ грант № 15-05-20873-Г

ПРИРОДНЫЕ НАЖДАКИ ПОЛЕВСКОГО РАЙОНА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Азовскова О.Б.

Рассмотрена геологическая позиция и минералого-петрографические особенности Коковинского месторождения наждака и нескольких проявлений наждаковой и корундовой минерализации в Полевском районе Свердловской области (Средний Урал). Сделан вывод о метаморфогенно-метасоматической природе этих объектов.

Geological position and litho-mineralogy of Kokovin emery deposit and several showings of emery and corundum mineralization in Polevskoi district of Sverdlovsk Region (Middle Urals) were examined. Conclusion was made on metamorphic-metasomatic nature of these features.

Может показаться странным, но еще в 20-30-х годах прошлого столетия природные наждаки считались стратегическим сырьем и даже их обычные геологические описания хранились в фондах под грифом «совершенно секретно» (следует отметить, что с части материалов этот гриф не снят и в наши дни). В настоящее время месторождения абразивного сырья утратили промышленное значение, но они остаются крайне интересными геологическими объектами, а их генезис до сих пор является дискуссионным.

В Полевском районе Свердловской области известны два месторождения наждака – Коковинское (севернее д. Косой Брод) и Полдневское (на окраине д. Полдневая). В структурном отношении они приурочены к зонам смятия (Мраморская и Полевская) в западном обрамлении Сысертско-Ильменогорского жесткого блока. На южном продолжении структуры находятся наиболее полно изученные [4, 5] месторождения Прииртяшской группы. На сегодняшний день из всех перечисленных объектов для осмотра и изучения доступно только Коковинское месторождение, которое, в отличие от южноуральских объектов, не было детально охарактер-

изовано во время специализированных ревизионных работ (Озеров К.Н., 1934ф). Позднее это месторождение было исследовано при проведении поисковых работ на рудное золото, которые сопровождались детальным геологическим картированием (Кузнецов, Азовскова, 2003ф), [1].

Геологическая позиция Коковинского месторождения показана на рис. 1. Месторождение почти полностью отработано и по данным [4, 5] представляло собой одну круто падающую залежь длиной 7 м и мощностью от 1 до 2,4 м. В настоящее время оно представлено заросшим карьером с размерами около 100×60×10-15 м.

Вмещающими для наждаковых пород, как и на других объектах этого типа, являются углеродизированные битуминозные мрамора (рис. 2-В). Углеродистое вещество (УВ) представлено тонкочешуйчатым графитом и графитоидом, бесструктурным углистым веществом, битумами антраксолитового и керитового ряда (рис. 2-Д, Е). Все типы УВ являются продуктами наложенной углеродизации, связанной с разными этапами геологического развития района, включая посторогенную активизацию [2, 6]. В непосредственном контакте с нажда-

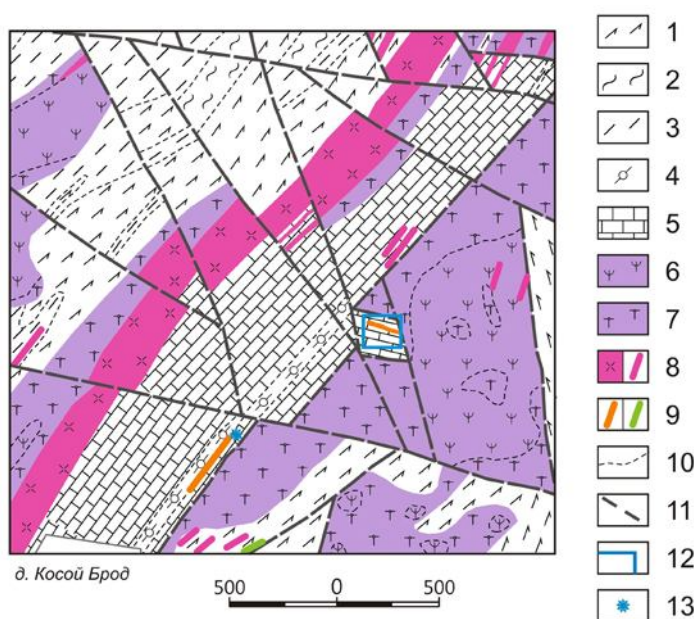


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Коковинского месторождения наждака (по Кузнецову В.Н., Азовской О.Б., 2003ф)

1-4 – сланцы метаморфогенно-метасоматические (S_2 - D_1 ?): 1 – биотит-полевошпат-кварц-амфиболовые, кварц-амфиболовые до амфиболитов (иногда с карбонатом, гранатом, эпидотом и с зонами углеродисто-слюдисто-кварцевых сланцев); 2 – сланцы кварц-эпидот-полевошпат-актинолитовые, хлорит-актинолит-эпидот-полевошпатовые; 3 – сланцы углеродисто-слюдисто-кварцевые, слюдисто-кварцевые до кварцитов, иногда с гранатом; 4 – сланцы гранат-

амфибол-полевошпат-кварц-биотитовые; 5 – мраморы среднезернистые, от светло- до темносерых, с примесью углеродистого вещества, битуминозные (D_1); 6 – серпентиниты антигоритовые, часто перекристаллизованные, оливин-антигоритовые породы (O_{1-2}); 7 – тальк-карбонатные, хлорит-тальк-карбонатные и антигорит-тальк-карбонатные породы; 8 – гранодиориты, кварцевые диориты (D_3 - C_1); 9 – дайки граносиенитов, плагиограносиенитов, сиенодиоритов (слева) и лампрофиров (справа); 10 – фациальные границы; 11 – тектонические нарушения; 12 – Коковинское месторождение; 13 – проявление корундовой минерализации.

ковым телом находится метасоматически измененная дайка, порфирового граносиенита-плагиограносиенита, которая отличается повышенной глиноземистостью (Al_2O_3 – 18,7 %) широким набором аксессуариев (апатит, циркон, сфен, рутил, монацит, ортит, ксенотим) и аномально высокими содержанием некоторых микроэлементов (г/т): Се – 210, La – 110, Y – 58.

Высокоглиноземистые образования Коковинского месторождения имеют зональное строение, типичное и для других объектов [5]: во внутренних частях развиты корундовые, хлоритоидно-корундовые и существенно хлоритоидные породы, содержащие различные количества диаспора и маргарита (как правило, развивающихся по корунду) и вкрапленность сульфидов (до 10 %). Внешней и наиболее мощной зоной является зона так называемого пиритового наждака. Количество сульфидов увеличивается постепенно, достигая 30 % и более. Вмеща-

ющие мрамора вблизи контактов минерализованы диаспором, маргаритом и сульфидами. Следует отметить, что, в отличие от южноуральских месторождений, в сульфидной зоне отсутствует магнетит.

Корунд в описываемых наждаках мелкозернистый, агрегативный, с размерами зёрен до 0,5 мм, содержание его во внутренней зоне до 75 % (петрографические данные). Хлоритоид присутствует в виде обогащенных зон, скоплений, или порфиробласт размером до 3,5 мм, частично замещается хлоритом (рис. 2-А, Б). Его количество в зоне хлоритоидного наждака достигает 85 %. Маргарит и диаспор относятся к более поздней минеральной ассоциации и в переменных количествах присутствуют во всех разностях наждаков. Иногда маргарит практически полностью замещает корунд, образуя сланцеватую породу, состоящую из сульфидов, мелких иголок диаспора и 80-85 % хрупкой слюды.

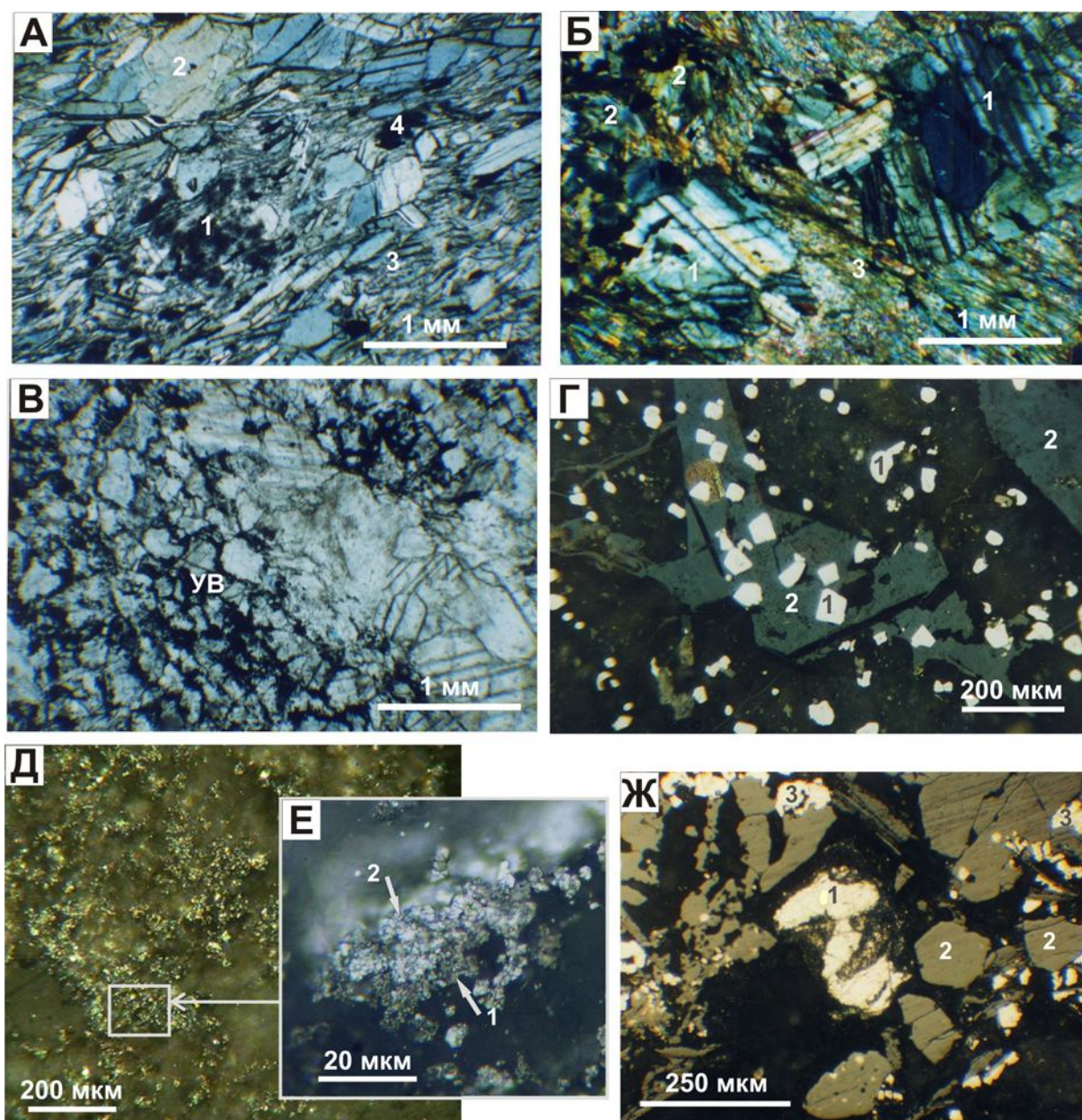


Рис. 2. Характерные черты наждаков и вмещающих мраморов Коковинского месторождения.

А, Б – зона хлоритоидного наждака; А – корунд (1), хлоритоид (2), маргарит+диаспор (3), сульфиды (4); Б – хлоритоид (1) и развивающийся по нему хлорит (2), тонкая смесь хлоритоида, маргарита, диаспора; В – мрамор катаклазированный с включениями углеродистого вещества (УВ); Г – зона сульфидного наждака: развитие позднего пирита-II (1) в гидроксидах железа по пирротину (2); Д, Е – углеродистое вещество в мраморах: общий вид развития тонкочешуйчатого УВ, антраксолита и графитоида* (Д) и детали строения (Е) агрегатов антраксолита (1) и графитоида; Ж – фрагмент зоны сульфидного наждака с корундом (2), пиритом (3) и выделением самородного алюминия (1).

Примечание: А-В – скрещенные николи; Е-Ж – отраженный свет, иммерсия.

* – высокоотражающая разновидность графита.

В наждаках Коковинского месторождения выделено три рудных ассоциации [1]. Ранняя (собственно наждаковая) ассоциация представлена ильменитом (обычно с вростками корунда и эмульсионной вкрапленностью пирротина) пирротинном, халькопиритом, пиритом и пентландитом. Сульфиды I-ой генерации в значительной степени замещены гидроксидами железа, ковеллином и дигенитом. Более поздние (наложенные) рудные ассоциации представлены следующими минералами: пиритом (-II, -III), бравоитом, сфалеритом, теллуридами (петцит, гессит, алтаит, креннерит...), редко молибденитом (рис. 2-Г). Присутствует также тонкая вкрапленность самородного золота и рассеянные выделения самородного алюминия (рис. 2-Ж), иногда других неблагородных самородных металлов. Следует отметить, что золото и теллуриды часто ассоциируют с УВ, а содержания золота в наждаках и связанных с ними породах составляют 0,1-1,0 г/т.

К юго-западу от Коковинского месторождения известно Кособродское проявление [7], представленное существенно хлоритоидными разностями высокоглиноземистых пород. При проведении детального картирования (Кузнецов, Азовскова, 2003ф) в районе месторождения и к С-СВ от него были выявлены новые точки наждаковой и корундовой минерализации:

1. Проявление «скважины С-18» представлено хлоритолитом сланцеватой текстуры, залегающем среди тальк-карбонатных пород в экзоконтактной зоне интенсивно выветрелой гранитоидной дайки. В хлоритолите отмечается мелкая равномерная вкрапленность чечевицевидных или неправильно изометричных зёрен корунда и обилие рутила.

2. Проявление «скважины С-19» (см. рис. 1) также приурочено к экзоконтакту дайки метасоматически измененного граносиенит-порфира. Собственно «наждаковая» зона находится примерно в 1 м от контакта и представляет собой породу с крупными (до $n \times 1$ мм) порфиробластовыми вы-

делениями частично хлоритизированного хлоритоида. Основная масса состоит из турмалина, маргарита (частично замещенного мусковитом), землистых выделений корунда ($\geq 5\%$) и окисленных сульфидов. Выше по разрезу корунд постепенно исчезает, в составе пород появляется амфибол и тальк, а также хлорит, замещающий амфибол и хлоритоид.

3. На проявлении «обнажения 2865», в отличие от вышеописанных, не наблюдается явной связи с гранитоидами. Вмещающими для наждаковой минерализации являются тальк-хлоритовые породы. Высокоглиноземистые образования имеют зональное строение: в центральной части наблюдается зонка мощностью до 1 см, обогащённая чечевицевидным и землистым корундом; основная часть породы представлена существенно маргаритовой матрицей с порфиробластами частично хлоритизированного флогопита, с обилием рутила и гнездами клиноцоизита.

Обобщая имеющиеся данные о наждаковой и корундовой минерализации Полевского района можно сделать следующие выводы: 1) практически всегда наблюдается связь этих образований с умеренно щелочными гранитоидами; 2) вмещающими для высокоглиноземистой минерализации являются не только мрамора, но и метаультрабазиты; 3) отмечается наложение более поздних метаморфических и метасоматических изменений, в том числе связанных с золоторудным процессом.

Одной из наиболее распространенных является гипотеза образования наждаковых пород при метаморфизме бокситов [3, 7 и др.]. Приведенные данные свидетельствуют в пользу гипотезы их гидротермально-метасоматического генезиса. Этим же представлений придерживались и первые исследователи уральских наждаков [4, 5].

Следует также отметить, что высокоглиноземистые образования (метасоматиты) характерны для зон смятия, ограничивающих Сысертско-Ильменогорский жесткий блок. В восточном обрамлении (Щел-

кунская зона) преобладают кианитовые алюмокварциты, сформировавшиеся в окислительной обстановке в условиях присдвигового растяжения. В западном обрамлении (Мраморская и Полевская зоны смятия) и на южном продолжении зоны (Прииртяшский район) расположен ряд известных месторождений наждака и отдельные проявления корундовой минерализации, которые сформировались в режиме сжатия в восстановительных условиях [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азовскова О.Б., Александров В.В., Кузнецов В.Н. и др. Связь высокоглиноземистых метасоматитов с умеренно-щелочными жильными гранитоидами и особенностями их рудной минерализации (Западное обрамление Сысертской структуры, Средний Урал) // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований (Материалы Всеросс. Совещ.). Новосибирск, 2003. С. 12-13.
2. Азовскова О.Б., Корякова О.В., Чердниченко Н.В. и др. Новые данные по геохимии углеродистых комплексов и вещественному составу РОВ в западном обрамлении Сысертского блока. // XIV чтения памяти А.Н. Заварицкого «Петрогенезис и рудообразование» (сб. статей). Екатеринбург, 2009. С. 135-138.
3. Гладковский А.К., Ушатинский И.Н. О минеральном составе главнейших бокситовых месторождений мира, происхождении и изменении глиноземных минералов и бокситов // Труды ИГГ УФАИ СССР. Вып. 64. 1964. С. 5-40.
4. Кузнецов Е.А. Корундовые месторождения Полевского и Кыштымского районов / Минеральное сырье. 1926. № 2. С. 111-118.
5. Озеров К.Н. Месторождения наждака Прииртяшского района Уральской области. Л.-М: Госгеолтехиздат. 1933. 75 С. (Труды Всесоюзного геол.-разв. объединения НКТП СССР. Вып. 246).
6. Рапопорт М.С., Азовскова О.Б., Кузнецов В.Н. Геологическое строение, метаморфизм и золотое оруденение Мраморской зоны смятия (Средний Урал). // Ежегодник-2001: Проблемы геологии и рудообразования в геологической истории Урала. Екатеринбург: Минприроды РФ. ДПР по Ур. Региону. 2001. С. 55-72.
7. Шуйский В.П., Иванов О.К. О метаморфической природе месторождений наждака на среднем Урале // Ежегодник-1970, УНЦ РАН СССР. Екатеринбург, 1971. С. 127-128.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ КВАРЦА УФАЛЕЙСКОГО БЛОКА

Анфилогов В.Н., Кабанова Л.Я., Игуменцева М.А.

Рассмотрены особенности геологического строения месторождений жильного кварца, расположенных в пределах Уфалейского метаморфического комплекса Урала. Показано, что кварцевые тела, залегающие в амфиболитах, образуются путем метасоматического замещения амфиболитов. Процесс метасоматоза начинается с образования кварц-полевошпатового пегматоида, который во внутренней зоне метасоматической колонки замещается кварцем.

The geological structure of the veined quartz deposits disposed in the Ufaleisky metamorphic bloc of the Ural is discussed. It is shown that quartz bodies formed by metasomatic replacement of amphibolites. The quartz- feldspathic pegmatoid is formed in the outer metasomatic zone and replacements by quartz in the inner zone.

Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс является крупнейшей кварцевоносной провинцией Урала. На его территории сосредоточено более 3000 кварцевых жил, которые образуют два линейных кварцевых поля, приуроченных к двум крупным тектоническим зонам [1]. Западное кварцевое поле, протяженностью около 12 км, контролируется сдвиговой зоной, оперяющей Серебровский надвиг. Восточное кварцевое поле, протяженностью 18 км, приурочено к зоне главного Уральского разлома. В северной части оба поля смыкаются. Все кварцевые тела размещены в пределах восточной части Уфалейского блока [2]. В восточной части блока, в пределах которой размещены месторождения кварца присутствуют многочисленные небольшие по размерам тела гранитов, имеющих возраст около 320 млн. лет [6].

Уфалейский блок сложен исключительно однообразными породами, представленными плагиоклазовыми амфиболитами. По условиям залегания и составу амфиболиты относятся к породам, образованным в результате метаморфизма эффузивов основного состава [3]. Более 60 % объема породы занимает амфибол, представлен-

ный обыкновенной роговой обманкой. Остальные 40 % объема заняты плагиоклазом и минералами, образованными по амфиболиту более поздними наложенными процессами: биотитом, калиевым полевым шпатом и кварцем.

Геологическое строение месторождения Жила 2136

Месторождение «Жила 2136» расположено в южной части Уфалейского блока. Залегающее оно в породах егустинской подсвиты, представленных амфиболитами и амфиболовыми гнейсами [1].

Месторождение представлено серией кулисообразно расположенных жил, вытянутых в северо-западном направлении. Кварцевые тела имеют зональное строение. Внешняя зона сложена крупно-, и гигантозернистой кристаллической породой, определенной В.Ф. Васильевым как «пегматит». Главным минералом «пегматита» является полевой шпат. Кварц в «пегматите» наблюдается в виде гнезд и прожилков, секущих полевой шпат.

Внешне зональное кварцевое тело выглядит как классический пегматит с периферийной полевошпатовой зоной и квар-

цевым ядром в центральной части, однако, на этом сходство с пегматитом заканчивается. В амфиболите широко развиты параллельные сланцеватости полевошпатовые прожилки, которые присутствуют и на удалении от кварцевого тела. Есть основания считать, что они образовались в амфиболите в процессе контактового взаимодействия амфиболита с гранитом. Центральную часть тела занимает кварц, который развивается по пегматоиду, замещая полевошпат. Механизм образования месторождения прекрасно иллюстрируется приведенной фотографией (рис. 1).

Классический образец пегматоида и его взаимоотношения с кварцем приведен на рисунке 2. Анализ геологического строения жилы 2136 и петрографического изучения взаимоотношения кварцевого тела с вмещающими породами позволяет предложить следующий механизм ее образования (рис. 3).

Генезис месторождения

Е.П. Мельниковым кварцевые месторождения Уфалейского блока отнесены к метаморфогенно-гидротермальному генетическому типу дистен (эклогит) кварцевожильной формации [4]. Нам представляется, что «метаморфогенным» у этих месторождений является только их локализация в метаморфических породах. В остальном это типичные гидротермальные месторождения, генезис которых не связан с процессами регионального метаморфизма. Метаморфогенному генезису месторождений противоречит их абсолютный возраст, определенный К-Аг методом по биотиту. Он равен 330-270 млн. лет, в то время как возраст вмещающих амфиболитов равен 1290-980 млн лет [2]. Месторождения приурочены к Главному Уральскому разлому и сопряженному с ним Серебровскому надвигу – тектоническим структурам Уральской складчатой системы, развитие которой на-



Рис. 1. Кварц-полевошпатовый прожилок в амфиболите.



Рис. 2. Контакт серого кварца с пегматоидом.

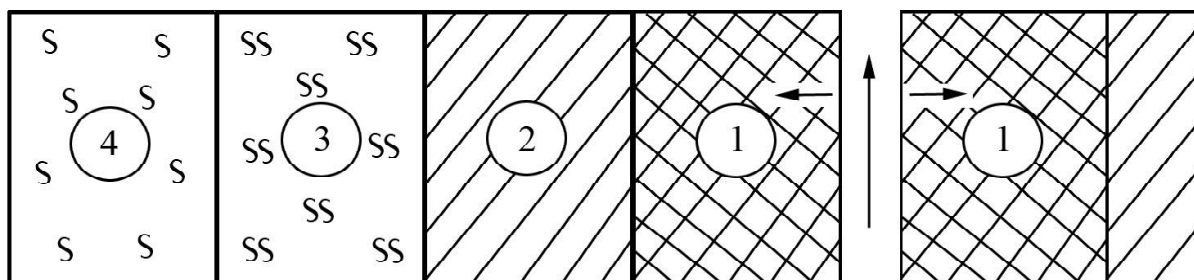


Рис. 3. Схема метасоматической зональности в жиле 2136.

1 – кварцевое ядро; 2 – полевошпатовый пегматоид; 3 – биотитовый сланец; 4 – амфиболит. Стрелками показано направление движения раствора.

чалось с ордовика и завершилось на уровне 250 млн. лет. Гидротермальная природа месторождения подтверждается температурами гомогенизации газовой-жидких включений. По данным Е.П. Мельникова они равны 275 и 234 °С [4]. По нашим данным температура гомогенизации включений в гранулированном кварце равна 270-300 °С, в калиевом полевоом шпате 250-302 °С. С учетом возможных поправок реальная температура формирования месторождения не превышала 400 °С [5].

Особенности геологического строения и петрография вмещающих пород позволяют утверждать, что на примере жилы 2136 мы наблюдаем классическую метасоматическую зональность (рис. 3). Процесс метасоматоза развивался в направлении от трещины, являющейся подводящим каналом, в сторону амфиболита. Первой, непосредственно у трещины, образовалась зона мономинерального кварца, которая в процессе переработки амфиболита раствором сменилась зоной полевошпатового пегматоида, а затем зоной биотитового сланца. По мере развития процесса зоны перемещались в направлении амфиболита и объем кварцевого ядра увеличивался. Одновременно происходила перекристаллизация кварца и формирование в кварцевом ядре участков, сложенных гранулированным кварцем. Присутствие в пегматоиде карбонатов свидетельствует о том, что раствор, в котором переносился кварц, имел углекислотно-щелочной состав. Эта метасоматическая зональность наблюдается, практически, на всех месторождениях кварца Уфалейского блока.

Благоприятным для метасоматического замещения является гранитный материал (жила 192). Следует также иметь в виду, что одновременно с метасоматическим процессом, кварцевые тела могут формироваться в открытых трещинах. Примером является жила 175.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Якишин В.И. Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск. Средне-Уральское книжн. изд-во. 1988. 269 с.
2. Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерогения шовных зон Урала. Екатеринбург. 2007. Изд. УрО РАН. 187 с.
3. Белковский А.И. Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения. Миасс, Екатеринбург. УрО РАН. 2011. 234 с.
4. Мельников Е.П. Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра. 1988. 216 с.
5. Шапошников А.А., Ермаков И.П. О величине расхождения температур гомогенизации газовой-жидких включений с истинными температурами кристаллизации консервирующего их искусственного кварца // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука. 1968. Т.1. С. 95-102.
6. Шардакова Г.Ю., Шагалов Ю.С. Условия формирования жильных пород, ассоциирующих с гранатами Нижнее-Уфалейского массива (Ю. Урал): предварительные данные // Уральская минералогическая школа под знаком «гранитных пегматоидов». Матер. Всеросс. научн. конф. студентов и научн. сотр. Академии и вузов. Екатеринбург: УГГГА, 2004. С. 115-116.

РОССЫПНЫЕ КОРУНДЫ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУТАРА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

Буравлева С.Ю., Пахомова В.А., Федосеев Д.Г

Исследование посвящено вопросам происхождения промышленно значимой минерализации корунда золоторудного месторождения Сутара (ЕАО). Установлены минеральные ассоциации, морфологические особенности и геммологические характеристики корунда (сапфира). Предложена модель образования корунда месторождения Сутара.

Research is devoted to questions of the genesis of industrially significant mineralization of corundum in the Sutara goldmine district (Jewish Autonomous Region). The mineral associations, morphological features, and gemological characteristics of corundum (sapphire) are established. The model of formation of corundum in the Sutara goldmine district is offered.

Первые сведения о наличии зерен корунда в районе месторождения Сутара получены еще в 1937 году. Однако проведенные работы в основном были посвящены выяснению происхождения золоторудной минерализации. Наши исследования направлены на изучение россыпных корундов, их минерального состава и геммологических характеристик.

На золоторудном месторождении Сутара во вскрытом коренном проявлении корунда карбонатные породы и кристаллические сланцы прорваны аляскистыми гранитами. Карбонатные породы на контакте с гранитами превращены в офикальциты и серпентиниты. Последующее внедрение пегматитов еще более усилило степень изменения карбонатных пород. Околужильные изменения карбонатных пород в экзоконтакте пегматитовой жилы выражены в образовании характерных оторочек, сложенных последовательно биотитом, хлоритом, актинолитом с тремолитом, тальком, с дальнейшими переходами в оталькованные офикальциты и серпентиниты. Зоны эти выражены нечетко и связаны взаимными переходами.

Корундовая минерализация приурочена к контактовой части жилы пегматита с

карбонатными породами. По структурным особенностям порода, выполняющая жилу, является переходной между среднезернистыми пегматитами и аплитами. Определенной зональности в строении жилы не наблюдается. Пегматиты среднезернистые, светло-серого цвета, состоят из полевых шпатов, кварца и небольшого количества мусковита в виде мелких чешуек. Полевые шпаты представлены серицитизированным кислым плагиоклазом, образующим полисинтетические двойники, и калиевым полевым шпатом.

В непосредственной близости от контакта с карбонатными породами пегматиты становятся безкварцевыми, в них появляются вначале единичные, хорошо образованные дипирамидальные кристаллы корунда, а затем скопления корунда в виде небольших линзовидных тел, размером до 10-20 см, сложенных почти мономинеральной корундовой породой (марундитом) [3]. В двух метрах от контакта с карбонатными породами жила теряет корунд и приобретает нормальный состав пегматитов.

Было вскрыто несколько коренных точек корунда. Геологическая обстановка их та же, что и для первой точки. Во всех случаях корундовая минерализация приурочена

на к пегматитовым жилам, секущим карбонатные породы. Все обнаруженные пегматитовые жилы, несущие корундовую минерализацию, имеют северо-восточное простирание, что, по-видимому, является следствием одновременности их образования.

Корунд во вторичном залегании встречается в аллювиальных и делювиальных отложениях в форме дипирамидальных и ромбоэдрических кристаллов весом до 65 карат, фиолетово-синего, серовато-синего, синего, пурпурного, голубовато-белого цвета с характерной пятнистой окраской (рис. 1). По классификации GIA, цветовые характеристики корундов (сапфиров) следующие: оттенок B, bV, V; тон с (w), vl, l, ml, bl; насыщенность gr (br), slgr (slbr), v. Для зональных кристаллов характерно чередование полос синего оттенка с бесцветными полосами низкой чистоты. Встречены прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные корунды. В некоторых серых корундах проявляется астеризм в виде шестилучевой

звезды, который является результатом ориентированных микровключений, в основном игл рутила. Геммологические характеристики приведены в таблице.

В корундах минеральные включения представлены монацитом, цирконом, ксенотимом, рутилом, биотитом, плагиоклазом, ильменитом, пиритом и шпинелью. Включения шпинели и рутила сингенетичны с корундом, что подтверждается присутствием индукционных поверхностей, угнетенностью форм минеральных индивидов, характером срастания и особенностями расположения в корунде-хозяине.

В результате изучения полированных пластин в корундах установлено наличие многочисленных первичных и вторичных флюидных включений разного наполнения. Зоны роста корунда пересекаются шлейфообразными скоплениями флюидных включений, возникших при заживлении трещин и очевидно, являющихся вторичными. В их составе обычно преобладают жидкие

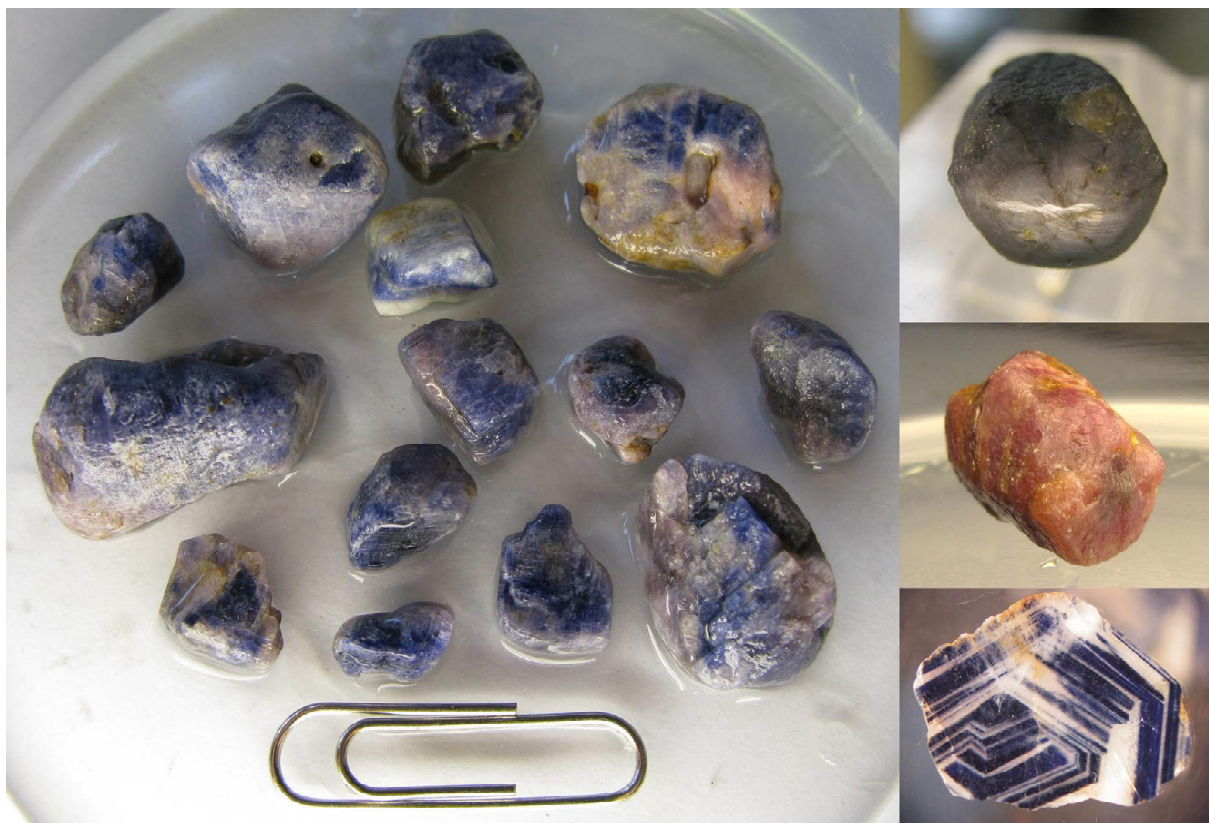


Рис. 1. Россыпные корунды золоторудного месторождения Сутара

Геммологические характеристики аллювиальных корундов
золоторудного месторождения Сутара

Цвет	Синий, серый, двухцветный розово-голубой, фиолетово-синий и пурпурно-розовый.
Цветовая зональность	Типична сильная цветовая зональность. Некоторые корунды имеют участки синего и розового цвета
Показатель преломления	$n_o = 1.760-1.762$ $n_e = 1.768-1.770$
Двупреломление	0.008
Удельный вес	3.98–4.02
Осность, знак	-1
Люминесценция	<i>Голубые, серые, двухцветные розово-голубые и фиолетово-синие</i> Инертные на LW and SW <i>Пурпурно-розовые:</i> LW: от умеренной красной до сильно красной SW: инертные до слабой красной
Внутренние особенности	• Иглы рутила, циркон, биотит, монацит, ксенотим, плагиоклаз, ильменит, пирит и шпинель. • Первичные и вторичные газово-жидкие включения • Цветовая зональность, пятнистость, отдельность, астеризм (6-лучевая звезда).

и газовые углекислотные, являющиеся индикатором метасоматических процессов, происходивших при образовании корундов.

В результате многократных микротермометрических опытов было установлено, что первичные (сингенетичные) флюидные включения состоят из углекислоты, метана, и дочерней кристаллической фазы. Температура плавления кристаллов метана -117,7 °С, температура эвтектики метаново-углекислотной смеси -57,5 °С. Термометрические опыты не принесли результатов. Первичные включения не удалось гомогенизировать.

В результате исследований методом Рамановской спектроскопии подтверждено наличие углекислоты и метана, а также определена ранее не установленная дочерняя фаза во включении, которая представлена диаспором. Молекулярные соотношения углекислоты и метана составляют 0,989 и 0,011 соответственно.

Таким образом, установлено, что в образовании корунда участвовал суще-

ственно-углекислотный относительно низкоплотный флюид. Он сформировался в результате термического воздействия магмы на карбонаты, которые при термометаморфизме дали углекислотный флюид. Диаспор присутствует в качестве дочерних фаз, но отсутствует в первичной минерализации, что указывает на то, что флюид был относительно маловодным.

Месторождения самоцветов, подобные сутарскому, образованные в результате диффузионного биметасоматоза, протекавшего в контактах между высокомагнезиальными (магнезитовые и доломитовые мраморы, метагипербазиты) и силикатными (гнейсы и мигматиты, гранит-аплиты, гранит-пегматиты) породами, объединяются в магнезиально-скарновый подкласс [2] и, согласно классификации Е.Я. Киевленко и др. [1], относятся к типу месторождений в силикатных скарнах (точнее, в силикатных эндоскарнах). Хорошо изучены месторождения этого типа в Мьянме (Могок), Таи-

ланде (Чантхабури) и Индии (штат Кашмир, месторождение Сумджан): они формируются в контактах доломитовых мраморов с гнейсами, дайками гранитов, гранит-аплитов и пегматитов; на Шри-Ланке – в контактах мраморов с сиенитами; в Танзании (Умба) – в контактах ультрабазитов с гранит-аплитами и пегматитами.

Приуроченность корундовой минерализации к пегматитовым жилам гранитного состава, секущим карбонатные породы, открывает дальнейшие перспективы открытия аналогичных корундовых проявлений в пределах Малого Хингана, района широкого развития пегматитовых жил, карбонатных пород и продуктов их метаморфизма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ №15-05-00809.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М: Недра, 1982. 290 с.
2. Литвиненко А.К. Метасоматоз в контактах гнейсов [http://hghltd.yandex.net/yandbtm?fmode=inject&url=http%3A%2F%2Fwww.dissercat.com%2Fcontent%2Fnuristan-yuzhno-pamirskaya-ka-mnesamotsvetnaya-provintsiya-geologiya-i-minerageniya&text=%D0%A0%D0%BE%D1%81%D1%81%D0%BE%D0%B2%D1%81%D0%BA%D0%B8%D0%B9%20%D0%B8%20%D0%B4%D1%80.%2C%201982&l10n=ru&mime=html&sign=-123296553a31e2c86157a55e52735d82&keyno=0 - YANDEX_143](http://hghltd.yandex.net/yandbtm?fmode=inject&url=http%3A%2F%2Fwww.dissercat.com%2Fcontent%2Fnuristan-yuzhno-pamirskaya-kamnesamotsvetnaya-provintsiya-geologiya-i-minerageniya&text=%D0%A0%D0%BE%D1%81%D1%81%D0%BE%D0%B2%D1%81%D0%BA%D0%B8%D0%B9%20%D0%B8%20%D0%B4%D1%80.%2C%201982&l10n=ru&mime=html&sign=-123296553a31e2c86157a55e52735d82&keyno=0 - YANDEX_143) и http://hghltd.yandex.net/yandbtm?fmode=inject&url=http%3A%2F%2Fwww.dissercat.com%2Fcontent%2Fnuristan-yuzhnop-amirskaya-ka-mnesamotsvetnaya-provintsiya-geologiya-i-minerageniya&text=%D0%A0%D0%BE%D1%81%D1%81%D0%BE%D0%B2%D1%81%D0%BA%D0%B8%D0%B9%20%D0%B8%20%D0%B4%D1%80.%2C%201982&l10n=ru&mime=html&sign=-123296553a31e2c86157a55e52735d82&keyno=0 - YANDEX_145

магнетитов на ЮЗ Памире. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1992, №12. С. 142- 149

3. Pakhomova V.A., Buravleva S.Yu., Kurnosov A.L., Zalishchak B.L., Tishkina V.B., Fedoseev D.G., Zharchenko S.Yu., Mouzhevsky D.A., Ushkova M.A. Corundums and Marundites of the Sutara Deposit (The Russian Far East) // The Journal of The Gemmological Association of Hong Kong, 2009. Vol. XXX. P. 47-49.

ТУРМАЛИН РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ВЕРХОВЬЕВ РЕКИ КЫРК-БУЛАК. ТУРКЕСТАНСКИЙ ПОЯС

Герасимов В.К.

Исследованы пегматиты в верховьях реки Кырк-Булак с точки зрения ювелирного сырья и коллекционного материала. Проводится анализ типоморфных особенностей турмалина из наиболее крупного пегматитового тела. В результате расчета миналов черного турмалина исследуемой жилы, выявлено, что его состав является более сложным и всегда дает не менее 4 условных молекул. Так же закономерно изменяется соотношение минералообразующих оксидов перпендикулярно главной кристаллографической оси кристалла. Установлены типоморфные особенности турмалина, несущие признаки условий среды минералообразования.

Studied pegmatites in the upper reaches of the Kirk-Bulak in terms of raw materials and the collection of jewelry material. Are analyzed typomorphic characteristics of the largest tourmaline pegmatite. The calculation minals black tourmaline veins study, revealed that its structure is more complex and always gives at least 4 conventional molecules. Also regularly changes the ratio of mineral formation oxides perpendicular to the main crystallographic axis of the crystal. Installed typomorphic features tourmaline bearing signs of environmental conditions of mineral formation.

Минералы группы турмалина по разнообразию окраски превосходят любой другой самоцвет. Это связано с особенностью кристаллической структуры, широкими вариациями состава минералов его группы. Наибольшую распространенность в исследуемых редкометальных пегматитах в верховьях реки Кырк-Булак на северном склоне Туркестанского хребта получили черные турмалины. Хотя зачастую встречаются и его цветные разновидности представленные рубеллитом, верделитом и полихромными разностями, все они связаны с наиболее удаленными от материнских гранитов жилами поздних парагенетических типов.

Стоит отметить, что кроме турмалина с точки зрения ювелирного сырья и коллекционного материала район исследования богат такими минералами как: андалузитом и хиастолитом образующих крупные кристаллы до 15 см, ставролитом, бурым гранатом, лиловой шпинелью залегающие

во вмещающих сланцах и гнейсах. В самих пегматитах интерес так же представляют гранаты альмандин-спессартинного ряда, дюмортьерит, розовый кварц, берилл.

Исследованный ранее турмалин с точки зрения источника генетической информации, представляет огромный интерес. Его полигенность делает турмалин одним из важнейших минералов-индикаторов не только Ляйлякского поля, но и всего Туркестанского пегматитового пояса. Чем и является в силу своей большей распространенности черный турмалин одинаково характерный как для гранитов, так и для всего спектра пегматитов Туркестанского хребта [1].

Во время полевых работ в верховьях реки Кырк-Булак интерес вызвал турмалин, не только в качестве сквозного индикатора редкометальной минерализации, но и как представляющий собой камнесамоцветное сырье.

Объектом исследования в данной работе стал черный турмалин из жилы, пред-

ставленной ранним парагенетическим типом. Само пегматитовое тело представляет собой пачку довольно крупных жил пластообразной формы, протяженностью до 50 метров и мощностью в несколько метров залегающих в гнейсовой инъецированной свите, имея с ней постепенные переходы. Тело имеет хорошо выраженное зональное строение. Размер выделений в которых растет от зальбандов к центру. Внешняя зона представляет мелкозернистую аплитовидную породу прослеживающуюся по периферии всего тела в виде узкой полосы, кварц-полевошпатового состава с незначительным количеством тонкоигольчатых кристаллов турмалина черного цвета, реже с прозрачным гранатом темно-красного цвета тетрагонтриоктаэдрической или ромбододекаэдрической формы. Затем следует среднезернистая зона кварц-микроклиновое состава с плохооформленными кристаллами черного турмалина, граната, пластинчатого мусковита и мусковитизированного биотита, которая сменяется зоной блокового калиевого полевого шпата, с крупными кристаллами пластинчатого мусковита, выделения которых достигают 20 на 10 см, граната в виде крупных непрозрачных

выделений размерами до 10 см и турмалином, представленным крупными плохо оформленными кристаллами черного цвета до 25 см по L3, эта зона получила наибольшее распространение. Центральную часть жилы заполняет серый сливной кварц с редкими переходами в светло-розовую разновидность.

С точки зрения ювелирного дела, а так же как великолепный коллекционный материал наибольший интерес представляет турмалин блоковой зоны образующий густую вкрапленность крупных кристаллов с сильным смоляным блеском средних размеров 10×10 и 15×20 см.

По результатам микрозондового анализа позволившим рассчитать кристаллохимические формулы и содержание видовых миналов, удалось установить, что исследуемый черный турмалин блоковой зоны по главному преобладающему компоненту позиции Y, относится к шерл-дравитовому изоморфному ряду, хотя вместе с ним присутствуют другие расчетные миналы. Следует отметить, что соотношение всех компонентов закономерно меняется перпендикулярно к главной кристаллографической оси кристалла (таблица).

Таблица

Химический состав (мас.%) турмалина блоковой зоны

Компоненты	Турмалин			
	1	2	3	4
SiO ₂	36,07	36,35	35,6	35,73
TiO ₂	0,61	0,58	0,59	0,62
Al ₂ O ₃	32,71	33,97	33,13	33,6
FeO	8,72	8,96	9,08	9,11
MnO	—	—	—	—
ZnO	—	—	—	—
MgO	4,66	4,08	3,98	3,83
CaO	—	—	—	—
Na ₂ O	2,09	1,89	1,99	1,95
K ₂ O	—	—	—	—

Примечание. Зерна для анализа отобраны вдоль удлинения кристалла от основания №1 к голове №4. По результатам пересчета получены следующие кристаллохимические формулы.
 1 – (Na_{0,673}□_{0,327})_{1,00}(Fe²⁺_{1,209}Mg_{1,163}Al_{0,401}Li_{0,151}Ti_{0,076})_{3,00}Al_{6,00}[(Si_{6,00}O_{18,00})(BO₃)₃(OH₂O)_{4,00}]
 2 – (Na_{0,604}□_{0,396})_{1,00}(Fe²⁺_{1,232}Mg_{1,010}Al_{0,597}Li_{0,089}Ti_{0,072})_{3,00}Al_{6,00}[(Si_{6,00}O_{18,00})(BO₃)₃(OH₂O)_{4,00}]
 3 – (Na_{0,649}□_{0,351})_{1,00}(Fe²⁺_{1,275}Mg_{1,006}Al_{0,569}Li_{0,075}Ti_{0,075})_{3,00}Al_{6,00}[(Si_{6,00}O_{18,00})(BO₃)₃(OH₂O)_{4,00}]
 4 – (Na_{0,634}□_{0,366})_{1,00}(Fe²⁺_{1,278}Mg_{0,965}Al_{0,635}Li_{0,044})_{3,00}Al_{6,00}[(Si_{6,00}O_{18,00})(BO₃)₃(OH₂O)_{4,00}]

Из полученных данных видно, что черный турмалин представляет собой, его полихромную разность с четко выраженной поперечной зональностью с плавным переходом, судя по тому, как изменяется его состав в ходе кристаллизации.

Расчет коэффициента корреляции между минералообразующими оксидами свидетельствует о наличии высокой корреляционной связи между FeO и MgO (-0,98), что подтверждает наличие изоморфизма в ряду указанных оксидов.

Определенный нами состав минерала вдоль удлинения призмы в направлении роста, показал закономерно изменяющуюся концентрацию минералообразующих оксидов. Что обоснованно постепенным изменением РТ – условий образования.

Хорошо прослеживается в силу ярко выраженной типоморфной особенности дефицит щелочности в системе во время во время формирования, что отражается в кристаллохимической формуле турмалина как этого пегматитового тела, так и всего района исследования, свидетельствующий о стадии кислотного выщелачивания [2].

Так же следует отметить, что дефицит щелочей в турмалинах исследуемой жиле присутствует в достаточно больших количествах, при пересчете давая до 40 % фойтового компонента [3].

Исходя из всего вышесказанного, турмалин пегматитов Туркестанского пояса представляет огромный интерес как с точки зрения ярко выраженных типоморфных особенностей, сохраняющим в своем составе и структуре признаки условий среды минералообразования, так и представляющим прекрасное коллекционное и ювелирно-поделочное сырье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Герасимов В.К.* Статья опубликована в работах конференции «Типоморфизм турмалинов в пегматитах Туркестанского пояса» // Материалы II Всероссийской научной конференции с международным участием. Старый Оскол, 2015. С. 186-191.

2. *Герасимов В.К.* Эволюция состава граната и турмалина в пегматитах Туркестанского пояса, Кыргызстан // Металлогения древних и современных океанов-2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов: материалы девятнадцатой научной молодежной школы. Миасс: Имин УрО РАН, 2013. С. 257-260.

3. *Hawthorne F.C., Henry D.J.* Classification of the minerals of the tourmaline group // Eur. J. Miner. 1999. № 11. P. 201-215.

U-ZR-TI МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ГРАНАТОВЫХ ПОРОДАХ МИНДЯКСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Хиллер В.В., Кузнецов Д.В., Главатских С.П.

В Миндякском лерцолитовом массиве на Южном Урале установлен редкий тип высокобарических пород – гранатиты. Они состоят на 70-90 % из высоко-кальциевого пироп-альмандинового граната и на 10-25 % из высокоглиноземистого амфибола. Эти породы содержат большое количество U-Zr-Ti-минералов: циркон, ильменит, рутил, титанит, уранинит, а также апатит. Это приводит к обогащению пород легкими РЗЭ, Zr, Sr, Nb, Ba. Среди включений в цирконах были установлены ниигатоит и кимрит. Впервые на Урале был обнаружен шриланкит в виде включений в рутиле и ильмените. Это уран-содержащий шриланкит, содержание UO_2 до 20 %. Мы предполагаем, что образование гранатитов связано с проявлениями метасоматических процессов в глубинных высокобарических условиях, в зоне субдукции под действием флюидов выделившихся из субдуцируемой океанической плиты.

A garnetite is the rare type of high-pressure rocks described in the Mindyak lherzolite massif in the Southern Urals. It consists of 70-90 % of high-Ca pyrope-almandine garnet with addition of 10-25 % of high-Al amphibole. This rock contains extremely amount of U-Zr-Ti-minerals such as zircon, ilmenite, rutile, titanite, uraninite and also apatite. It provides a strongly enrichment of rock by LREE, Zr, Sr, Nb, Ba. Niigatoite and kymrite were described as inclusions in zircons. At the first time in the Urals, srilankite was discovered and described as inclusions in rutile and ilmenite. The srilankite belongs to unusual U-rich type and contains up to 20 % of UO_2 . We assume that garnetite was formed during a high-pressure metasomatic event in subduction zone under the influence of fluids related with the subducted slab.

При изучении высокобарических гранатовых пород в Миндякском лерцолитовом массиве на Южном Урале [3] был установлен относительно редкий тип пород – гранатиты, которые состоят на 70-90 % из пироп-гроссуляр альмандинового граната и на 10-25 % из высокоглиноземистого амфибола. Гранатиты образуют крупные блоки, размером до 1-1,5 м, включенные в серпентинит-родингитовые брекчии на южном склоне горы Атутэ. С краев блоки высокобарических пород подвержены родингитизации. Мощность родингитовых оторочек достигает 2-4 см. Необычной минералогической особенностью этих пород является их обогащенность цирконом, ильменитом,

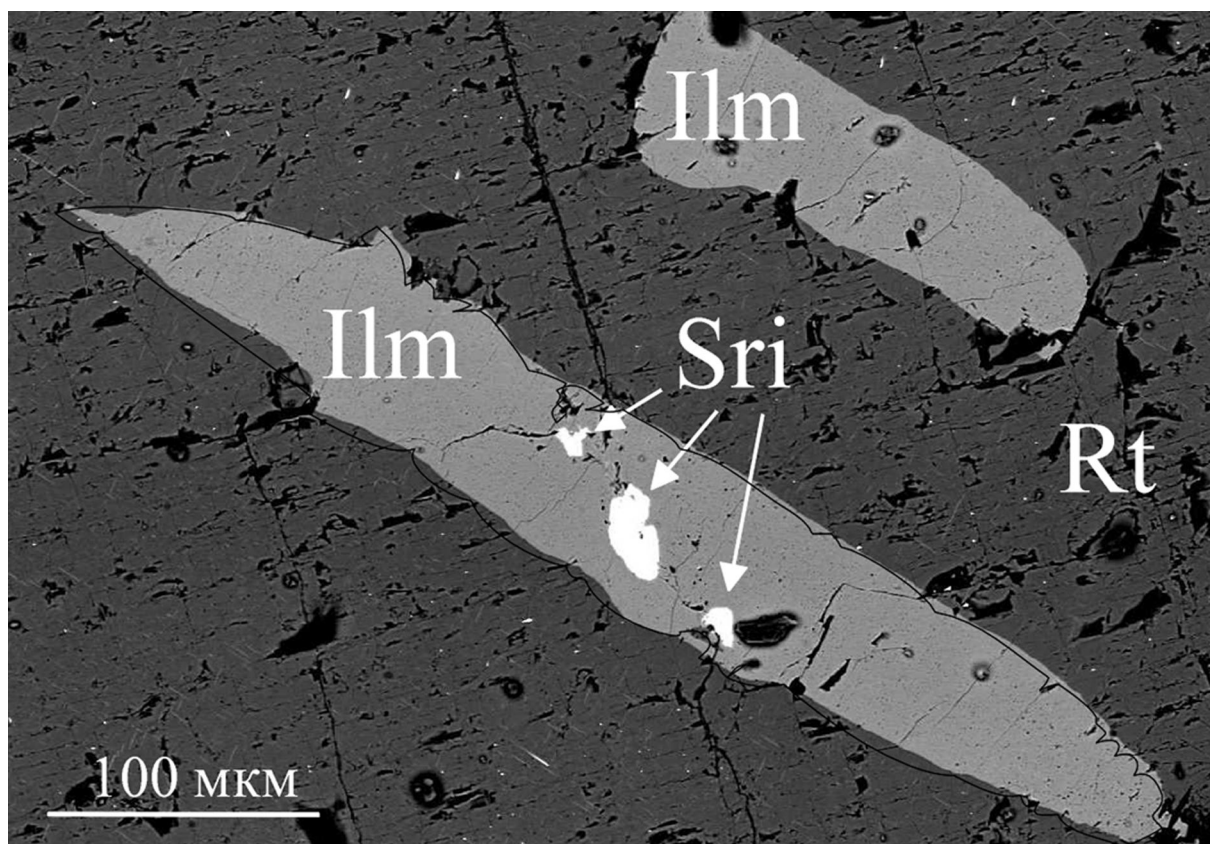
сфеном, апатитом и рутилом, что отражается и в геохимии этих пород. Рутил, ильменит и амфибол, кроме этого, образуют в гранатитах гнезда крупнозернистой и пегматоидной структуры, в которых зерна минералов достигают размера в несколько сантиметров. В рутилах и ильменитах из пегматитовых гнезд были установлены редкие минералы титана, циркония и урана, такие как шриланкит, уранинит и др. Мы предполагаем, что образование гранатитов связано с проявлениями метасоматических процессов в глубинных высокобарических условиях, предположительно в мантийном клине над зоной разрыва субдуцируемой океанической плиты, о чем свидетельству-

ет высокотемпературный характер пород. С другой стороны, благодаря присутствию в гранатитах различных минералов – геохронометров, они предоставляют хорошую возможность проследить всю эволюцию процесса их образования, эксгумации и трансформации при низкобарической родингитизации. Приведем краткую характеристику изученных минералов.

Циркон образует округлые и короткопризматические зерна, размером до 1-1,5 мм. Цвет циркона медово-желтый. Изучение показало, что 15-20 % цирконов содержат мономинеральные и полиминеральные включения. Среди включений определены: амфибол, клинопироксен, ниигатоит, кимрит, флогопит, рутил, ильменит, гранат и др. Включения амфибола преобладают. Форма граничной поверхности амфибола из включений с цирконом указывает на их совместную кристаллизацию. Амфибол характеризуется высоким содержанием Al_2O_3

= 18-19 % и $f = 0,16-0,29$ и близок по составу амфиболу из гранатитов. Клинопироксен из включений содержит: $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,5-2,2$ %, $\text{TiO}_2 = 0,1-0,4$ %, $\text{Na}_2\text{O} = 0,1-0,6$ % и близок составу клинопироксена гранатовых метабазитов Миндякского массива [1]. Кроме того, среди включений установлены стронциевый клиноцоизит – ниигатоит и бариевый алюмосиликат – кимрит, присутствие которых может свидетельствовать об участии в формировании гранатитов бариевых и стронциевых флюидов, которые могут отделяться от осадочно-вулканогенных комплексов субдуцируемой плиты.

Бадделеит частично или полностью замещает циркон в родингитовых каймах, окружающих гранатиты. Он образует пластинчатые кристаллы размером 5-10×100-300 мкм. В неизмененных гранатитах, он не установлен. Бадделеит характеризуется низким уровнем элементов – примесей SiO_2 до 1,1 %, CaO до 0,27 %, TiO_2 до 0,25 % и Al_2O_3



Включения уран-содержащего ширланкита (Sri) в пластинчатых выделениях ильменита (Ilm) в рутиле (Rt).

до 0,44 %, в сравнении с бадделеитами магматического происхождения из основных, щелочных пород и кимберлитов [2].

Рутил образует мелкие призматические зерна в матриксе гранатитов и крупные кристаллы в пегматитовых участках. Крупные кристаллы рутила содержат пластинчатые вроски ильменита размером до нескольких миллиметров и тонкие ламели ильменита длиной до нескольких десятков микрон и толщиной до 1-2 мкм, образующее структуру распада твердого раствора. Рутил из крупных зерен обладают высокими содержаниями ниобия (до 0,3-0,4 % Nb_2O_5) и циркония ($\text{ZrO}_2 = 0,3-0,5$ %), что позволяет говорить о высокой температуре его образования ≥ 950 °C [4, 5]. В крупных зернах ильменита впервые обнаружен уран-содержащий шриланкит (рисунок), количество UO_2 в котором достигает 20 %. Повышенные содержания урана проявляются и в том, что в рутиле наблюдаются игольчатые включения уранинита ориентированные согласно кристаллографическим осям рутила, образующие структуру распада твердого раствора.

Необычная уран-цирконий-титановая ассоциация минералов в гранатитах, присутствие бариевых и стронциевых минералов в виде включений в цирконах позволяет говорить о участии в образовании пород обогащенных этими элементами флюидов, которые, как мы предполагаем, могли отделяться от осадочно-вулканогенных комплексов субдуцируемой океанической плиты. Высокая температура образования пород (~ 1000 °C), вероятно связана с проявлением положительной термальной аномалии,

что может быть следствием внедрения разогретых мантийных масс в область разрыва океанической плиты в зоне субдукции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 13-05-00597 и инициативного проекта УрО РАН № 15-18-5-34, полевого гранта №15-05-10018-к.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Гловатских С.П. и др. Минеральный состав включений в цирконе из высокобарических гранатитов Миндякского массива // Уральская минералогическая школа-2014. Екатеринбург, 2014. С. 58-62.
2. Кузнецов Д.В., Мукатова А. Образование бадделеита при десиликации циркона в родингитизированных высокобарических гранатитах массива Миндяк на Южном Урале Ежегодник-2012, Тр. ИГГ УрО РАН, Вып. 160, 2013. С. 224-228.
3. Пушкарев Е.В., Рязанцев А. В., Третьяков А.А. и др. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера. 2010. № 5. С. 101-133.
4. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. V. 151. P. 413-433.
5. Zack T., Moraes R., Kronz A. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. V. 148. P. 471-488.

ПЕРСПЕКТИВЫ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ УРАЛЬСКОГО СЕВЕРА

Душин В.А.

Обобщена информация о геологическом строении, магматизме и минерагии Уральского Севера с позиций перспектив территории на обнаружение эндогенных источников алмазов. Рассмотрены морфоструктурно-тектонические, магматические, геофизические, минералого-геохимические критерии потенциально продуктивных породных ассоциаций. Разработана прогнозно-поисковая модель и выделены потенциально-перспективные площади эндогенной алмазности.

Summarized information about the geological structure, magmatism and Minerageny of the Urals in the North from the standpoint of the prospects of the territory to the detection of endogenous sources of diamonds. Considered morphostructural and tectonic, magmatic, geophysical, mineralogical-geochemical criteria of potentially productive rock associations. Developed prospecting model and selected potentially promising area diamond potential endogenous.

Россия занимает одно из первых мест в мире по запасам и добыче алмазов и единственной страной в СНГ, на территории которой сосредоточена вся сырьевая и добычная база алмазов ювелирного качества. Тем не менее, потребность в этом виде сырья как на мировом, так и на внутреннем рынке постоянно растет. В этой связи приоритетным направлением геологической отрасли является расширение минерально-сырьевой базы алмазов и улучшение ее географии за счет выявления традиционных и новых (нетрадиционных) для страны геолого-промышленных типов.

Последние десятилетия ознаменовались открытием новых крупных алмазных провинций – Восточно-Китайской, Западно-Австралийской и Архангельской, что привело к коренному пересмотру наших представлений о геологии промышленных месторождений алмазов. Уверенно заявили о себе лампроитовые типы (трубки Аргайл, Эллендейл), разрушившие миф об исключительной приуроченности объектов к кратонам [1]. В этой связи, установление аналогичного коренного источника (лампроит-

туффизит) в Вишерской провинции [2,4] позволяет с новых позиций оценить Полярные регионы и структуры Урала, считавшиеся ранее бесперспективными.

Работы по алмазности в регионе практически не велись, за исключением исследований М.А. Маслова, Г.Я. Пономарева (1970-1983), А.С. Микляева (1964-1980), Н.А. Ремизовой (1980), Л.И. Лукьяновой (1980-1986) в связи с убеждением большинства геологов в ее практически полной бесперспективности на объекты кимберлитового типа. Эта точка зрения господствовала еще и потому, что в пределах исследуемой площади, не в пример более южным регионам, отсутствовали алмазосодержащие россыпи.

Северный сегмент Уральского межплитного аккреционно-складчатого пояса представляет собой сложный ансамбль структурно-вещественных ассоциаций различных геодинамических режимов. Он включает разновозрастные и разномасштабные части шельфово-островодужных террейнов Палеоазиатского и Палеоуральского океанов, а также блоки древней (AR–

PR₁) большей частью континентальной коры и активизированный внутриплитный мегакомплекс мезозоя – кайнозоя.

Анализ геологических, геофизических, аэрокосмогеологических, геоморфологических данных, а также информация по смежным регионам Урала и прилегающим территориям северо-восточного обрамления Русской платформы свидетельствует о большой вероятности обнаружения коренных источников алмазов новых и нетрадиционных типов на территории Полярноуральско-Пайхойской части Уральского Севера, реализованных в следующих предпосылках и прямых поисковых признаках [3]:

– Наличие докембрийских, в том числе архейско-раннепротерозойских блоков (Малыкско-Марункеуский щит), сложенных гнейсами, эклогитами, энтербитами, анортозитами, метагаббро-норитами, амфиболитами (1,8-2,7 млрд лет), ограниченных и рассеченных северо-восточными и северо-западными разломами глубинного заложения, контролирующими размещение углеводородсодержащих (нефть, газ, уголь) объектов в плитном и складчатом секторах, испытавших неоднократные подновления в сочетании с разномасштабными кольцевыми структурами, контролирующими размещение мезозойско-кайнозойского (Т-К-Q) внутриплитного магматизма.

– Присутствие в регионе потенциально продуктивных эндогенных источников алмазов – лампроиты (немзияхинский, марунский комплексы) и эндогенные класциты щелочно-ультрабазит-базитового состава, несущих широкий спектр минералов-индикаторов: пироп, муассанит с включениями самородного кремния (указывающими на резко восстановительные высокотемпературные (более 1400 °C) условия генерации расплавов, известные в кимберлитах Сибирской платформы), самородный свинец, хромдиопсид, хромцоизит, ниобиевый рутил, хромшпинелид с содержанием Cr₂O₃ > 62 % и пр.

– Спорадические прямые находки алмазов (р. Желтая, район оз. Монто-Лор, р.

Сыня, р. Шарь-Ю, р. Ния-Ю) и минералов-спутников – пироба, в том числе ниобийсодержащих, хромдиопсида, пикроильменита, муассанита, перовскита, флоренсита, рихтерита в ложковых и других кайнозойских отложениях, а также присутствие комплексных золото-платина-киноварных и ильменит-рутил-цирконовых россыпей, продуктивных на алмазы в более южных районах Урала и, вероятно, пропущенных в регионе.

– Наличие локальных геохимических аномалий хрома, бария, титана, стронция, никеля, фосфора, марганца, ванадия, сопряженных с комплексными магнитными и гравиметровыми аномалиями, в сочетании с разномасштабными кольцевыми структурами позволяющими прогнозировать продуктивные на алмазы магматические комплексы, тектонические линеаменты и их узлы.

– Обнаружение в аллювии, рудах и горных породах группы минералов (прайдерит, астрофиллит, рибекит, арфведсонит, эгирин, энigmatит, астрофиллит, эшинит), характерных для магматических комплексов щелочного состава, ранее не известных на Уральском Севере, что приводит к необходимости кардинально пересмотреть ряд устоявшихся представлений об истории геологического развития, строении земной коры, магматизме и рудогенезе Полярного Урала и смежных с ним областей.

В процессе исследований разработана прогнозно-поисковая модель алмазоносного объекта уральского типа, в основу которой положены представления о процессах формирования и закономерностях размещения кимберлит-лампроит-туффизитового магматизма, основанные на мировой практике и уточненные в ходе прогнозно-ревизионных работ по Урало-Тиманскому региону. Это позволило уточнить принципы, разработать легенды и составить комплект прогнозно-минерагенических разномасштабных карт (рисунок).

Качественное средне-мелкомасштабное прогнозирование, выполненное исхо-

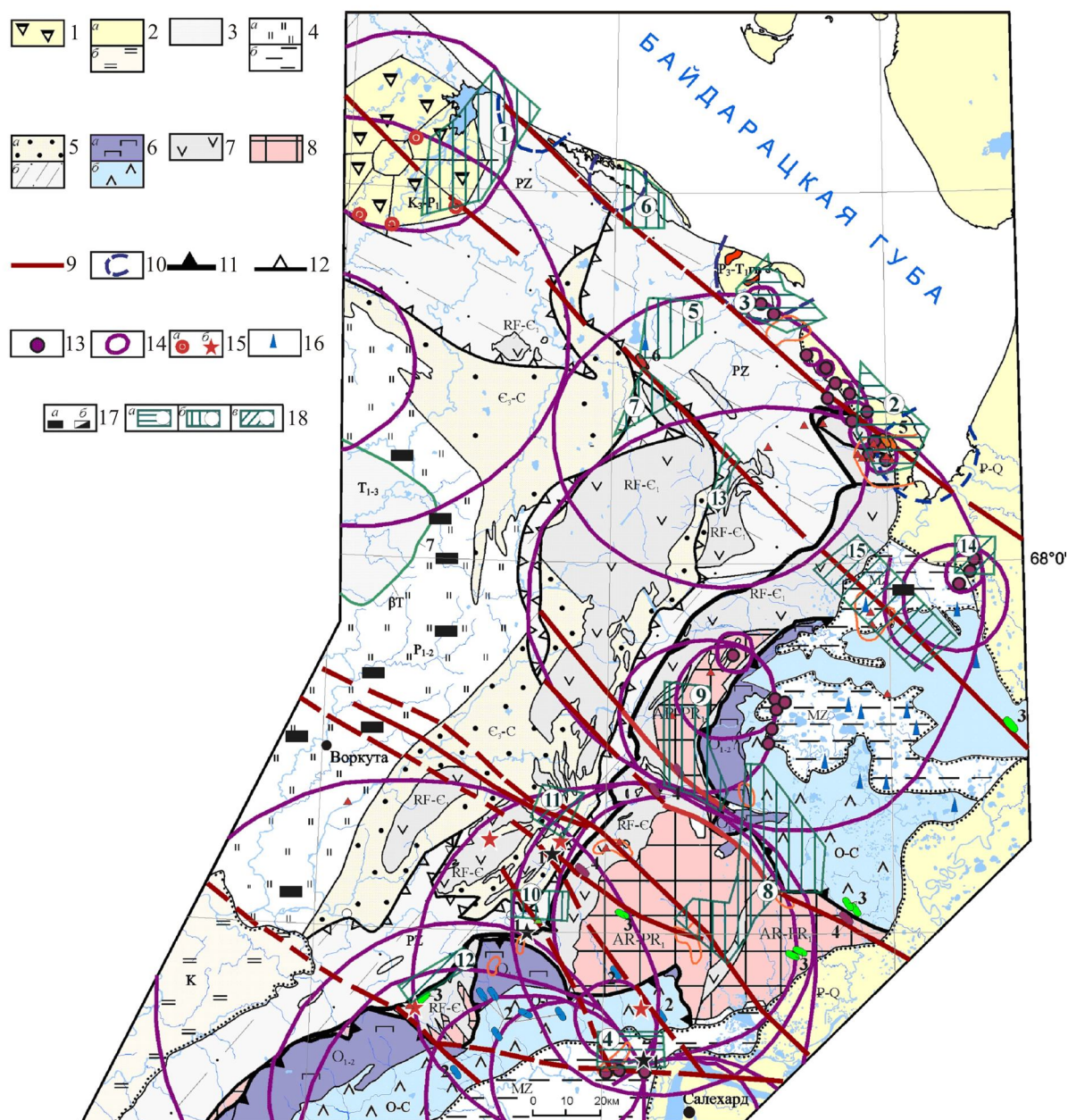


Рисунок. Схематическая прогнозно-минерагеническая карта коренной алмазности Полярного Урала.

1 — аллогенные брекчии; 2 — плитные комплексы: а — Западно-Сибирской платформы, б — Восточно-Европейской платформы; 3 — вулканогенно-осадочные отложения; 4 — мезозойские осадочные формации: а — Предуральского прогиба, б — Западно-Сибирской плиты; 5 — палеозойские осадочные формации: а — Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны (СФЗ), б — Сакмаро-Лемвинской СФЗ; 6 — палеозойские океанические (а) и островодужные (б) магматические формации Войкарско-Щучьинской СФЗ; 7 — нерасчлененные вулканогенные формации палеоконтинентального сектора; 8 — архейско-раннепротерозойские отложения; 9 — Главный Уральский надвиг (ГУН); 10 — граница Лемвинских и Елецких фаций. 11 — главнейшие тектонические нарушения, активизированные в мезозое; 12 — кольцевые структуры, перспективные на алмазы по (Маслов, 1986); 13 — трубки взрыва по (Остроумов, 1998); 14 — морфоструктуры центрального типа; 15 — находки алмазов: а — достоверные ударно-метаморфогенного происхождения, б — единичные непроверенные; 16 — проявления газа; 17 — проявления угля каменного (а), бурого (б). 18 — Перспективные площади и их номера: первой очереди (а), второй очереди (б), третьей очереди (в).

для из специализированного анализа геолого-геофизической информации с учетом вышеперечисленных предпосылок и признаков и в сочетании с заверочными полевыми работами, позволило сделать вывод в пользу высокой потенциальной алмазонасности изученной территории. При этом нами выделены три перспективных участка первой очереди (трубки взрыва либо их группы) - Байдарацкий, Нижнеханмейский, Левдиевский; семь участков второй очереди – Осовейский, Усть-Осовейский, Нярминский, Карский, Харбейско-Лонготский, Нярошорский, Собский и пять участков третьей очереди Пайпудинский, Хараматолоуский, Нядояхинский, Хуутинский, Дорожный.

В пределах Байдарацкой перспективной площади, ориентированной вдоль северо-западного Приморского разлома, намечено к заверке несколько предполагаемых алмазонасных трубок взрыва, откартировано тело лампроитов (немзияхинский комплекс), сопровождаемое шлиховыми ореолами пирропа-альмандина, хромцоизита, хромдиопсида, хромита, ниобийсодержащего рутила, ставролита, кианита, циркона.

На Нижнеханмейской площади геоиндикационным дешифрированием выделено

более 10 предполагаемых трубок взрыва, для части из которых установлена продуктивная минеральная (спутники) ассоциация (хромшпинелиды, гранаты, сидеритовые сфериты, ильмениты, корунды, лимонит-гематиты), имеющие большое сходство с алмазонасными вулканитами трубки Ахмерово [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты западной Австралии. М.: Мир. 1989. 430 с.
2. Остроумов В.Р., Морозов А.Ф., Киреев А.С. и др. Открытие коренных источников уральских алмазов (к 50 летию приса «Уралалмаз») // Геологическое изучение и использование недр: науч.-технич. информ. АОЗТ «Геоинформмарк». М.: 1996. Вып. 6. С. 3-13.
3. Душин В.А., Остроумов В.Р., Малюгин А.А. и др. Потенциальная алмазонасность Полярного Урала. Екатеринбург. Изд-во УГГУ. 2014. 200 с.
4. Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Рыбальченко Т.М. О новом типе магматизма как возможном источнике уральских алмазов // Мат-лы регион. конфер. Пермь. Пермский ун-т. 1996. С. 111-113.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ В ШЛАКАХ КЛЮЧЕВСКОГО ЗАВОДА ФЕРРОСПЛАВОВ

Ерохин Ю.В.

В работе приведено описание находок трех драгоценных камней – рубина, сапфира и хибонита в глиноземистых шлаках Ключевского завода ферросплавов. Для всех минералов даны парагенезисы и химический состав.

The paper describes the findings of three gem stones – ruby, sapphire and hibonite in the aluminous slags of Kluchevsky ferroalloys plant. All minerals are parageneses and chemical composition.

Ключевской завод ферросплавов (ОАО «КЗФ») расположен в 50 км к юго-востоку от города Екатеринбург на окраине поселка Двуреченск (Свердловская область, Сысертский район). Предприятие основано в 1941 году на базе обогащательной фабрики хромитов, которые добывались здесь же в расположенном рядом Ключевском ультраосновном массиве. На данный момент завод представляет собой современное предприятие по производству ферросплавов и лигатур с добавлением редких и редкоземельных металлов. Ключевской завод работает исключительно на привозном сырье, т.к. местные хромитовые рудники были полностью истощены еще до начала Второй мировой войны. Шлаки Ключевского завода являются основным техногенным мусором в окрестностях завода и поселка, и их часто используют для отсыпки дорог или других строительных нужд. Благодаря этому шлаковый материал является доступным для изучения, т.к. фактически валяется под ногами. Во время полевых маршрутов по Ключевскому офиолитовому комплексу в лесной зоне время от времени попадаются вывалы металлургических шлаков, которыми, по всей видимости, планировали отсыпать ямы на грунтовых дорогах. В вывалах встречались как мелкие образцы, так и крупные уплощен-

ные блоки, размером до 1-1,5 м в длину и до 25-30 см в ширину, но все визуально однородные, массивные и изредка пористые. Было обнаружено два типа глиноземистых шлаков – зеленые с включениями красного рубина и черные, состоящие из хибонит-сапфирового агрегата. Минеральный состав этих шлаков изучался нами ранее [2, 3], а ниже приводится описание драгоценных камней из этих остатков металлургического производства.

Рубин встречается в зеленых шлаках, основная масса которых сложена пластинчатым агрегатом джюдаита (до 85-90 об. %) с присутствием акцессорного хромшпинелида и шариков металлического хрома. Ранее техногенный рубин из этих шлаков был частично описан и исследован московскими коллегами из Всероссийского института минерального сырья [5 и др.]. Корунд слагает обильную включенность по всей матрице породы, примерно до 10 об. %. Зерна минерала характеризуются пластинчатым, реже короткопризматическим обликом, их размер обычно не превышает 5 мм в длину, окраска темно-красная до малинового цвета. В шлифах видно, что пластинки рубина отличаются цветовой зональностью, на границе с джюдаитом они имеют темно-красную окраску, а в центре индивидов – светло-розовую. Корунд в виде

тонкой пленки (до 1 мм) скелетных и зональных кристаллов облекает поверхность всего шлака, при этом многие образцы визуально приобретают паркетную окраску. Индивиды свободного роста достаточно часто отмечаются в многочисленных полостях и отличаются своим разнообразием. Количественно преобладают пластинчатые кристаллы (сильно уплощенные по базопинакоиду, можно сказать пластинчатые) с гексагональным сечением. Значительно реже встречаются индивиды слабо уплощенные по базопинакоиду и немного вытянутые по одной из осей гексагональной призмы. Они характеризуются скелетным ростом (обрастанием по ребрам кристалла), за счет чего индивиды образуют форму «лодочки». Совсем редко встречаются кристаллы классического облика с треугольным сечением (также слабо уплощенные по базопинакоиду). Они располагаются в интерстициях более распространенных индивидов и имеют самый мелкий размер, не более 1 мм в диаметре. Огранка всех кристаллов примитивная и состоит из базопинакоида и одного ромбоэдра.

Химический состав рубина (табл. 1) достаточно сильно варьирует по содержанию хрома (Cr_2O_3 от 1,5 до 29 мас. %). Мак-

симальное количество хрома соответствует 22 % минала эсколаита. Интересно, что наиболее хромистые разности рубина образуют пластинчатые индивиды в индивидах дяюидаита, а низкохромистый корунд слагает крупные скопления, в которых только краевые и некоторые промежуточные зоны обогащены хромом. Природные рубины обычно характеризуются низкими концентрациями оксида хрома (не более 1-2 %). При этом на Урале известны максимально хромистые рубины из мраморов Алабашки (Средний Урал), они содержат около 6-7 % Cr_2O_3 или около 4 % минала эсколаита. Таким образом, красный корунд из шлаков Ключевского завода отличается переменчивым составом и аномально высокими содержаниями хрома.

В целом, образование корунда (рубина или, ниже, сапфира) в шлаках металлургических заводов является вполне обычной вещью, и достаточно часто описывалось в литературе [1, 4 и др.]. Главным условием для его кристаллизации является наличие глинозема и хрома в перерабатываемой руде, а подобные варианты возникают при переплавке хромитовой (она всегда содержит глинозем) руды.

Хибонит ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$) является глав-

Таблица 1

Химический состав рубина (в мас. %) из зеленого шлака

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	Сумма
1	0,04	0,20	71,71	26,38	0,02	-	0,07	0,01	0,01	98,45
2	0,01	0,19	71,45	27,47	-	-	0,08	0,02	0,04	99,25
3	-	0,03	90,07	9,81	0,04	-	0,01	0,01	-	99,97
4	0,01	-	92,52	7,37	0,05	0,01	0,01	-	-	99,98
5	-	-	87,30	12,64	0,01	-	0,01	-	-	99,97
6	0,02	-	94,75	4,52	0,01	-	-	-	-	99,30
7	-	0,01	96,48	2,24	-	0,01	-	-	-	98,75
8	0,04	-	96,86	1,49	0,03	-	-	0,01	-	98,43
9	0,01	0,20	69,04	29,12	-	-	0,10	-	-	98,46
10	-	0,20	69,66	29,05	-	-	0,08	-	0,04	99,03
11	0,02	0,11	72,43	26,31	-	-	0,05	0,01	-	98,93
12	-	0,15	71,90	26,89	-	-	0,06	-	-	99,00

Примечание: здесь и далее, анализы сделаны на Сатеса SX 100 (ИГГ УрО РАН, аналитик В.В. Хиллер).

ным пороодообразующим минералом черного шлака (до 70 об. %) и слагает уплощенные (пластинчатые, скелетные) зерна размером до 5 см в длину. Визуально в массе шлака выглядит черным, но в тонких сколах просвечивает светло- и темно-коричневым цветом. В шлифе минерал отчетливо делится на три генерации – отдельные удлиненные индивиды без каких-либо включений, более ксеноморфные зерна с большим количеством рудных включений и отдельные кристаллы в полостях.

Первая генерация отчетливо выделяется в шлифе, где прозрачные удлиненные индивиды (размером не более 1-2 мм) окрашены в коричневый цвет и имеют отчетливый плеохроизм от светло-коричневого до оранжево-коричневого. Как уже говорилось выше, никаких включений индивиды не содержат. По данным микрозондового анализа минерал (табл. 2, ан. 1-4) характеризуется устойчивым необычным химическим составом и содержит большое количество алюминия (Al_2O_3 79-82 мас. %), магния (MgO 13-15 мас. %) и титана (TiO_2 4-5 мас. %).

Из примесей отмечается только марганец (MnO до 0,4 мас. %). Природных минералов с таким химическим составом мы не обнаружили, но по содержанию глинозема данные анализы относятся к ряду хибонита. Судя по всему, мы имеем дело с синтетическим аналогом магнезиальной разновидности данного ряда, т. е. минерал является гипотетическим хибонитом-(Mg). Сравнительно недавно в метеорите Альенде, упавшем в Мексике, уже был установлен хибонит-(Fe) [9], поэтому существование природного магнезиального члена ряда хибонита очень даже возможно.

Вторая генерация также отчетливо выделяется в шлифе, только за счет большого количества микровключений тистарита (Ti_2O_3) она выглядит абсолютно черной и только местами просвечивает коричневатым цветом. Эта генерация как бы обрастает первую и по объему резко преобладает над ней (т. е. крупные кристаллы до 5 см сложены второй генерацией обычного нормального хибонита и содержат включения «хибонита-(Mg)» и сапфира). По данным

Таблица 2
Химический состав хибонита и сапфира (в мас. %) из черного шлака

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
"хибонит-Mg"											
1	0,01	4,97	78,54	0,03	0,04	0,29	15,24	0,01	0,03	-	99,15
2	0,01	4,14	80,54	0,01	-	0,30	13,65	0,03	0,03	0,01	98,72
3	0,01	4,12	81,57	0,02	-	0,22	13,04	0,02	0,03	-	99,03
4	0,04	3,85	78,98	0,05	-	0,37	15,19	0,04	0,07	-	98,60
хибонит											
5	0,05	10,84	77,64	0,06	0,03	0,06	1,82	8,35	0,08	-	98,92
6	0,01	11,07	78,08	0,01	0,03	-	1,70	8,31	0,02	-	99,22
7	0,02	9,84	79,60	-	-	-	1,36	8,30	0,01	0,01	99,13
8	0,13	10,19	78,63	0,05	0,03	0,03	1,82	8,35	0,03	0,01	99,26
9	0,01	10,23	78,67	0,06	-	0,09	1,40	8,30	0,03	0,02	98,81
10	0,02	10,09	80,45	0,07	-	0,05	1,64	8,42	0,04	0,01	100,79
сапфир											
11	0,01	3,73	94,96	0,08	-	-	0,18	-	-	-	98,95
12	0,01	3,65	95,37	0,05	0,01	-	0,20	-	-	-	99,28
13	0,01	3,73	95,94	0,05	0,02	-	0,18	0,02	-	-	99,95
14	0,01	3,52	95,97	0,10	-	0,02	0,16	-	-	0,01	99,80
15	0,02	3,38	95,66	0,06	0,02	0,01	0,19	0,04	-	-	99,40

микронзондового анализа минерал (табл. 2, ан. 5-10) вполне уверенно определяется как титанистый хибонит и содержит большое количество алюминия (Al_2O_3 в пределах 78-80 мас. %), кальция (CaO в пределах 8,3-8,4 мас. %) и титана (TiO_2 в пределах 10-11 мас. %). Из примесей отмечаются магний (MgO до 1,8 мас. %) и кремнезем (SiO_2 до 0,1 мас. %). Интересно, что в природных хибонитах наряду с примесями титана и магния постоянно присутствует железо [7 и др.] и достаточно часто отмечаются легкие редкие земли [10 и др.]. Полученный нами химический состав минерала сильно напоминает недавно описанный хибонит из рыхлых отложений Пермского края [6].

Третья генерация хибонита слагает крустификационные структуры в полостях шлака, оставшихся от газовой фазы. Хибонит в полостях слагает мелкие желтовато-коричневые прозрачные кристаллы до 1 мм, как уплощенные в виде шестигранных пластинок, так и изометричные в виде бочкообразных индивидов. При увеличении в кристаллах хорошо различима совершенная спайность в одном направлении (по базопинакоиду). Бочонкообразные кристаллы характеризуются легкими сдвигами относительно спайности, что приводит к ступенчатым и неровным линиям ребер индивидов. Это, скорее всего, связано с механическим двойникованием по базопинакоиду или существованием разных полиморфных хибонита. В целом морфологию кристаллов хибонита очень удобно рассматривать, т.к. все они имеют золотистое напыление осборнита (TiN) и металлический отблеск.

В целом, хибонит довольно редкий природный минерал из группы магнетоплюмбита и является драгоценным камнем в силу своей высокой твердости, редкости и дисперсии [8]. Как аксессуарный минерал иногда встречается в высоко-градиентных метаморфических породах гранулитовой фации [13 и др.], различных гнейсах и скарнах [12], а также является обычным минералом метеоритов – углистых хондритов различного типа [14 и др.].

Сапфир является второстепенным пороодообразующим минералом в черном шлаке, образуя включения (или срастания?) в пластинчатом агрегате хибонита. Слагает уплощенные (пластинчатые) зерна размером до 0,5-1 мм в длину или небольшие скопления до 5 мм. Достаточно чистый минерал и не содержит каких-либо включений. В шлифе имеет темно-синий цвет и обладает слабым плеохроизмом в синих тонах. По данным микронзондового анализа минерал (см. табл. 2, ан. 11-15) содержит значительную примесь титана (TiO_2 до 3,7 мас. %) и небольшие количества хрома (Cr_2O_3 до 0,1 мас. %) и магния (MgO до 0,2 мас. %), т.е. две последние примеси на уровне фоновых значений. В целом, корунд (сапфир) распространенный минерал в природе, являясь драгоценным камнем первого порядка. При этом он достаточно часто встречается в парагенезисе с хибонитом в земных метаморфических породах [11 и др.] и в космическом веществе (метеоритах) [14 и др.].

В целом, сапфир-хибонитовый шлак Ключевского завода достаточно сильно перекликается с метеоритной тематикой и по минеральному составу близок к первичным Ca-Al-включениям (так называемым CAIs-обособлениям) характерных для некоторых метеоритов. Среди этих обособлений выделяют группу высокоглинозёмистых включений, которые обогащены глиноземом и содержат такие минералы как хибонит, гроссит, дмитрийивановит и корунд. При этом тугоплавкие Ca-Al-включения представляют собой наиболее древнее вещество метеоритов и рассматриваются как продукты ранней высокотемпературной конденсации космического вещества в Солнечной системе [14 и др.].

Ключевской завод предлагает покупать данные шлаки как огнеупорные изделия для металлургических процессов или в качестве абразивного порошка. На наш взгляд, это крайне редкий случай, когда техногенное образование (т. е. шлаки) практически нацело сложены драгоценными камнями. И мы можем порекомендовать, Ключевской

чевскому заводу, использовать для таких шлаков сильно нагретые емкости для слива отходов, чтобы раскристаллизация расплава происходила медленно и постепенно, а в чанах могли бы формироваться крупные и чистые кристаллы корунда (рубина или сапфира) и хибонита. Вполне вероятно, что подобные шлаки (а точнее их спилы и срезы) пользовались бы высоким спросом у коллекционеров, а какая-то часть драгоценных камней могла бы идти в огранку.

Автор выражает благодарность С.В. Берзину за помощь в сборе каменного (техногенного) материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белянкин Д.С.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 1. 844 с.
2. *Ерохин Ю.В.* Минералогия глиноземистого шлака Ключевского завода ферросплавов // Минералогия техногенеза – 2012. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 65-75.
3. *Ерохин Ю.В., Берзин С.В.* Сапфир-хибонитовый шлак из Ключевского завода ферросплавов // Минералогия техногенеза – 2014. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 70-81.
4. *Потапов С.С., Лютое В.П., Ракин В.И. и др.* Техногенные рубины: генезис, кристалломорфология, спектроскопия // Минералогия техногенеза – 2004. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 6-14.
5. *Сорокина Е.С., Каздым А.А., Иоспа А.В. и др.* К вопросу о техногенном рубине в шлаках Cr-V производства // Маркшейдерия и недропользование, 2010. № 2. С. 33-35.
6. *Суставов С.Г., Шагалов Е.С.* К минералогии алмазоносных пирокластитов Северного и Среднего Урала // Уральская минералогическая школа-2005. Материалы Всероссийской научной конференции. Екатеринбург: изд-во УГГУ, 2005. С. 149-153.
7. *Яковлевская Т.А.* Ибонит из Горной Шории // Записки ВМО, 1961. Ч. 90. Вып. 4. С. 458-461.
8. *Hainschwang T., Notari F., Massi L. at al.* Hibonite: a new gem mineral // *Gems and Gemology*, 2010. Vol. 46. № 2. P. 135-138.
9. *Ma C.* Hibonite-(Fe), (Fe,Mg)Al₁₂O₁₉, a new alteration mineral from the Allende meteorite // *American Mineralogist*, 2009. Vol. 95. P. 188-191.
10. *Maaskant P., Coolen J.J.M.M.M., Burke E.A.J.* Hibonite and coexisting zoisite and clinozoisite in a calc-silicate granulite from southern Tanzania // *Mineralogical Magazine*, 1980. Vol. 43. P. 995-1003.
11. *Rajesh V.J., Arai S., Santosh M. at al.* LREE-rich hibonite in ultrapotassic rocks in Southern India // *Lithos*, 2010. Vol. 115. P. 40-50.
12. *Rakotondrazafy M.A.F., Moine B., Cuney M.* Mode of formation of hibonite (CaAl₁₂O₁₉) within the U-Th skarns from the granulites of S-E Madagascar // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1996. Vol. 123. P. 190-201.
13. *Sandiford M., Santosh M.* A granulite facies kalsilite-leucite-hibonite association from Punalur, Southern India // *Mineralogy and Petrology*, 1991. Vol. 43. P. 225-236.
14. *Simon S.B., Davis A.M., Grossman L. at al.* A hibonite-corundum inclusion from Murchison: a first-generation condensate from the Solar Nebula // *Meteoritics and Planetary Science*, 2002. Vol. 37. P. 533-548.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА КИМБЕРЛИТОВ

Зинчук Н.Н.

Приведены сведения о некоторых общих особенностях состава и формирования кимберлитовых пород. Показано, что в процессе происходящего вслед «за прострелом» осадочных толщ резкого падения давления и вызванного этим такого же спада температуры в верхней части кимберлитовых диатрем может образоваться только бедное магнием железистое стекло, которое в связи с ограниченным количеством кремнезема является малоустойчивым и может разрушаться наравне с оливином. Карбонатная составляющая общего расплава обособляется еще до затвердения силикатной части либо кристаллизуется (при падении температуры), либо разлагается (при падении давления) с удалением CO_2 .

Data about some general specific features of composition and formation of kimberlite rocks are provided. It is shown that in the process of occurring straight after “the shot” of sedimentary thick layers sharp pressure fall and caused by it the same temperature fall in the upper part of kimberlite diatremes only poor in magnesia ferriferous glass may form, which, due to limited quantity of silica, is slightly stable and can destroy equally with olivine. Carbonate constituent of general melt stands apart even before hardening of the silicate part and either crystallizes (when temperature falls), or resolves (when pressure falls) with removal of CO_2 .

Вопросам внедрения кимберлитовой магмы, становления и последующего изменения кимберлитовых пород посвящены многочисленные опубликованные работы. Однако при изучении кимберлитов главное внимание обычно уделяется реликтовым структурам и текстурам исходной породы, по которым построены практически все классификации кимберлитовых пород. Основное значение при этом придается изучению псевдоморфоз, их формы и расположения в породе. При этом незаслуженно малая роль отводится исследованию цементирующей массы. В кимберлитовых породах, в которых сохранилось реликтовое строение, цементирующая масса представлена: а) субмикроскопическим серпентином; б) пелитоморфным карбонатом; в) стекловатым веществом. Многие исследователи считают, что и серпентин цемента представляет собой апостекло, хотя в свежем виде они никем никогда не описывались. Стекло не обнаружено также в обло-

мочном материале кимберлитов. Очень важно получить ответ на вопрос о возможности возникновения вулканического стекла в процессе «прострела» пород земной коры и внедрение в них кимберлитовой магмы. В природных условиях обычно имеем дело с силикатным стеклом. Существуют различные мнения о строении стекол вообще и природных в частности. Одни исследователи считают, что основой их являются кристаллиты (т. е. участки с упорядоченной структурой), другие – что стекло состоит из непрерывной беспорядочной сети, в связи с чем внутренняя энергия стекла больше, чем в кристаллическом веществе. Последняя теория удовлетворительно объясняет многие свойства стекол. В целом в стеклах: а) существует ближняя и отсутствует дальняя упорядоченность; б) превалирует один из мотивов ближнего порядка, обладающий определенным составом. Относительно их связей можно отметить, что в условиях образования самих сте-

кол соединения между кристаллами осуществляются между атомами одинаково. Дело только в разных размерах кристаллов (микролитов) и кристаллитов. Более мелкие частицы имеют размер элементарных ячеек и отдельных полиэдров SiO_4^{4-} и AlO_4^{5-} . В какой-то степени в кимберлитах присутствуют все три типа частиц с преобладанием тех или других. Преобразование стекла в кристалл сопровождается уменьшением объема. Как следует из анализа природных стекол, приуроченных к основным и ультраосновным породам, в них содержится мало магнезии. Причиной тому являются химические свойства самого магния и влияние его на ход кристаллизации магмы. Оксид магния является своего рода затравкой, возникающей по мере охлаждения расплава (т.е. его пересыщения); его появление обуславливается сближением в первую очередь кислорода с магнием, что вызвано свойствами атомов последнего. Выделение MgO делает расплав более богатым остальными порообразующими компонентами – щелочами, известью и кремнеземом, из которых в зависимости от PT -условий могут кристаллизоваться монтichelлит, пироксен или образоваться стекло, химический состав которого не будет отвечать исходной ультраосновной магме. Стеклообразованию в процессе консолидации магмы в подобных условиях может содействовать железо. Благодаря изменчивости его валентности (а значит и размера ионов) вносится определенная дестабилизация в процесс упорядоченности ионов и образования кристаллического вещества. Поэтому при избытке в остаточном расплаве железа стекло может возникнуть и при сравнительно небольшом содержании кремнезема. При этом образуется другой вид стекла, который обладает более низкой твердостью, заметной растворимостью в кислотах и более низкой температурой плавления, чем стекло, богатое кремнеземом. В процессе кристаллизационной дифференциации любой магмы, которая содержит определенное количество воды (независимо от того, каким образом

она в нее попала), в конечной стадии консолидации появляются многоводные, преимущественно аморфные (и даже рентгеноаморфные) образования, которые описаны под различными названиями: палагонит, гизингерит, хлорофеит и др. Все подобного рода образования обычно именуют коллоидными минералами. Они возникли как в процессе эволюции расплава на глубине, так и при излиянии его на дневную поверхность, особенно в водные бассейны, на ледяную поверхность или внедрения в любые образования. Наиболее характерны подобные образования для основных пород. Палагонит – совокупность богатых водой аморфных или слабоокристаллизованных образований, которые возникли при охлаждении богатого водой расплава и в период формирования магматического тела ведут себя как флюидонасыщенная жидкость. Палагонит ассоциирует со стеклом, а в слабо-раскристаллизованных породах занимает место последнего. В стекле он находится в виде включений округлой формы с резкими границами. К палагониту иногда бывают приурочены рудные минералы и апатит. Глобулы палагонита в стекле бывают: а) однородные изотропные или слабо анизотропные; б) концентрически зональные. Палагонит нередко имеет вид сморщенного при усыхании гелеобразного вещества с системой трещин, которые разбивают его на полигональные участки. Палагонит и гизингерит являются аморфными минералами и представляют собой затвердевший силикатный гель, возникший вследствие сближения и взаимодействия между собой кристаллитов.

Многие исследователи считают, что исходной была однородная карбонатно-силикатная магма, а поэтому образование стекла тоже должно бы происходить не без участия карбонатов, тем более, что существует мнение о первичности карбонатной массы. С проблемой кимберлитов тесно связан вопрос о карбонатах, которыми бывают выполнены трубки взрыва, из-за чего эти образования некоторыми исследо-

вателями тоже отождествляется с кимберлитами. При этом следует отметить, что карбонатная магма, по мнению многих исследователей, существует. Споры обычно возникают вокруг состава подобного расплава. Современные излияния представлены расплавом карбонатов щелочных элементов, которые впоследствии замещаются кальцием с образованием кальцита. Карбонат кальция и натрия (шортит) широко присутствует в кимберлитовых телах. Кальцит также был получен и непосредственно из искусственных расплавов, где в качестве исходного материала взяты карбонаты щелочей, хлорит кальция и силикаты. При консолидации этого находящегося под давлением карбонат-силикатного расплава возникла колонка, верхняя часть которой сложена кальцитом, а нижняя – силикатным стеклом. Ликвация карбонатного расплава предполагается также для кимберлитовой магмы. Однако карбонатное стекло не образуется ни под давлением, ни тем более в открытом пространстве. Несмотря на то, что при выплавке обычного стекла в состав шихты входят карбонат щелочей и кальцит, конечный продукт не содержит карбонатного иона. Не обнаружено карбонатное стекло и в космическом материале, хотя углеродсодержащих образцов много, в углистых хондритах установлен доломит. Не нашли мы упоминаний о карбонатном стекле и в справочной литературе. Поскольку из находящегося под давлением карбонатно-силикатного расплава образуется кальцит (т. е. кристаллическая фаза), то карбонатного стекла не должно быть ни в условиях «заковки», когда находящаяся под давлением содержащая CO_2 карбонатная магма быстро остывает у контакта с холодными вмещающими породами, ни тем более в условиях выполнения центральных частей трубок, где резкий спад температуры (необходимое условие для образования стекла) обусловлен резким спадом давления (вслед за «прострелом» давления в трубке настолько падает, что проваливаются вышележащие породы). В данных условиях

карбонат кальция неустойчив и еще до понижения температуры до $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ диссоциирует с выделением CO_2 . Что касается стекла, зафиксированного в минералах в виде включений, то анализов с целью обнаружения в нем $(\text{CO}_3)^{2-}$ не проводилось. Находящиеся в расплаве при более высоких давлениях ионы $(\text{CO}_3)^{2-}$ в случае сравнительно медленного снятия напряжения кристаллизуются с образованием карбонатов, что является уже вторичным процессом. А карбонатсодержащее стекло и в данном случае возникнуть не может. Будучи остаточным после кристаллизации силикатов, щелочной карбонатный расплав в присутствии летучих компонентов тем не менее отделяется и, находясь под давлением в момент «прострела», способен выполнить всякого рода трещины (до мелких включительно) и в них выкристаллизоваться, захватив при этом частично и силикатный расплав. В свою очередь, какая-то часть карбонатного расплава захватывалась силикатными расплавами. Однако в обоих случаях происходит полная кристаллизация (или распад) карбоната без образования им стекла. Следует при этом отметить, что если существование карбонатно-силикатного расплава возможно, то в процессе остывания «сухой» или «мокрой» магмы идет кристаллизация карбоната, а силикат может превратиться в стекломассу, причем кристаллическая фаза силиката (в частности, слюды) присоединяется к раскристаллизованному карбонату, а не аморфному силикату (что нередко наблюдается в кимберлитах).

К постмагматическим преобразованиям кимберлитов относятся изменения, которые претерпели магматические породы в пневматолитово-гидротермальную стадию метаморфизма. Верхней температурной границей считается $600\text{ }^{\circ}\text{C}$, т. е. температура, при которой от магматического расплава отщепляется флюид, а нижней можно условно считать температуру кипения воды, хотя некоторые минералы возникают и при более низких температурах. В этом интервале температур возникли все основные

вторичные образования и в первую очередь главный минерал кимберлитов Сибирской и Африканской платформ – серпентин. Наряду с автометаморфическими процессами, которые протекают в обстановке близкой к изохимической, в кимберлитовых телах довольно широко распространен метасоматоз (автометасоматоз). К последним следует отнести хлоритизацию слюд и полевых шпатов ксенолитов, которая сопровождается выносом щелочей и кальция. При бруситизации оливина происходит удаление кремнезема. Оталькование серпентина предусматривает привнос SiO_2 , а окварцевание серпентина – вынос всех остальных компонентов. К метасоматическим также относится замещение серпентином карбонатов и, наоборот, замещение карбонатом силикатов. Главным реагентом в этих процессах является вода; важнейшую роль играет степень ее диссоциации на H^+ и OH^- , т. е. рН раствора, который в значительной мере определяется количеством в нем сильных оснований (Na, K, Ca и др.). При этом в зависимости от конкретных условий имеет место «перекрытие» температур образования высокотемпературных минералов. Поскольку остаточный расплав магнезией не обогащается, образование серпентина происходит в основном за счет оливина. Кроме того, определенное ее количество заимствуется также в карбонатах (в частности, в ксенолитах доломита). Следовательно, прежде чем возникает серпентин, должен разрушиться оливин – как наименее устойчивый из силикатов и наиболее распространенный. Серпентин из псевдоморфоз, цементирующей массы и выделения серпофита обязаны коллоидному первоначальному образованию с последующим преобразованием в гель и его кристаллизацией (возможно даже не полной). Об этом свидетельствуют трещины синерезиса, которые разбивают затвердевший гель на полигональные фигуры. В низкотемпературных серпофитах эти трещины сохранились, а у псевдоморфоз вместо них появились агрегаты из параллельно-чешуйчатых индиви-

дов, образующих секториальногаснущую (секториальную) структуру. Последняя обычно возникает в процессе быстрого роста множества кристаллов с четырех сторон. Рост заканчивается в центре или на определенном расстоянии от него. Это стало возможным потому, что напряжение было снято не полностью, поскольку порода в целом находилась под давлением. Во многих случаях петельчатая структура также имеет элементы секториальной. Слепые прожилки в срезе дают в шлифе ленты, объединенные в каркас-петельчатые картины. Агрегаты из субмикроскопических индивидов псевдоморфоз чаще перекристаллизованы, чем выделения серпофита, количество которого в кимберлитовых телах кверху увеличивается. Причиной тому является уменьшение общего (статического) давления пород в верхних горизонтах кимберлитовых трубок.

Таким образом, сформировавшийся в процессе кристаллизационной дифференциации остаточный расплав-раствор базитов и ультрабазитов не обогащен, как считают некоторые исследователи, магнезией, а сложен преимущественно железом и кремнеземом и развитие по нему серпентина возможно как по любому другому силикату, независимо от состава последнего. Образование палагонита нельзя объяснить только гидратацией вулканического стекла, пусть даже сильно железистого, так как в подобных случаях обычно (даже в процессе выветривания) происходит гидролиз и возникает кристаллическая фаза, представленная смектитом (монтмориллонитом, железистым сапонитом или нонтронитом). Поэтому появление аморфной (в том числе и рентгеноаморфной) фазы может быть связано с процессом быстрого выпадения геля из раствора с последующим его высыханием. При этом наиболее подходящими компонентами служат состав и форма размещения палагонита, так же как и близкого к нему гизингерита. А последний встречается не только (и не столько) в базальтах, но и в габбро, и даже в метаморфических об-

разованиях. Возникновение аморфных веществ, основу которых составляют кристаллиты слоистых силикатов (куда входят и субизотропный серпентин и серпофит) возможно при низком давлении. Увеличение давления содействует образованию кристаллических веществ, поскольку при этом уменьшается объём породы. Однако с увеличением давления уничтожается также реликтовая структура породы. Сохранившаяся в кимберлитах реликтовая структура в значительной мере связана со сравнительно низким давлением в процессе серпентинизации. Основные выводы по поводу отдельных вопросов становления и дальнейшего формирования кимберлитовых тел и слагающих их минералов и пород: а) В процессе происходящего вслед «за прострелом» осадочных толщ резкого падения давления и вызванного этим такого же спада температуры в верхней части может образоваться только бедное магнием железистое стекло, которое в связи со значительным ограниченным количеством кремнезема является малоустойчивым и может разрушаться наравне с оливином (однако от избытка воды в остаточном расплаве процесс до образования стекла не доходит); б) Карбонатная составляющая общего расплава обособляется еще до затвердения силикатной части и в зависимости от конкретных условий либо кристаллизуется (при падении температуры), либо разлагается (при падении давления) с удалением CO_2 ; в) Большое значение для мобильности карбонатного расплава имеют щелочи и в первую очередь натрий, который впоследствии образует собственное соединение (шортит) или обладая (в отличие от калия) положительной энергией гидратации, легко выносятся поствулканическими растворами, уступая место кальцию; г) Разрушение наименее устойчивого соединения – главного минерала кимберлитов оливина проходит под влиянием уголекислоты одновременно по всему объёму породы с последующей

(вызванной гидролизом) аморфизацией и переходом в коллоидное состояние с дальнейшей кристаллизацией и перекристаллизацией серпентина; д) Кристаллизация серпентина происходит быстро, главным образом, по краям бывших зерен с формированием псевдоморфоз, вдоль трещин синерезиса и по наименее плотным участкам геля, а также по трещинам оливина в частично разрушенном кимберлите. Следует также подчеркнуть, что образование карбонат-силикатного стекла (т. е. гомогенного вещества) в процессе застывания кимберлитового расплава не имело места. Это тем более правильно, что и сам силикатный расплав претерпевает некоторое разделение, в связи с чем получается неоднородное стекло, которое затем очень быстро разрушается, практически не оставляя диагностических следов. Принимая во внимание геологические данные и результаты экспериментальных исследований, можно сделать вывод о том, что кальцит, являющийся главной составной частью кимберлитов, мог возникнуть из карбонатного расплава, в котором карбонатный ион $(\text{CO}_3)^{2-}$ не распался благодаря повышенной щелочности среды и (или) высокому давлению. Никакого карбонатного (ни тем более карбонатно-силикатного) стекла не было, поскольку в любых условиях карбонатный расплав кристаллизуется или происходит его распад, а от силикатного расплава он отделяется. Поэтому карбонат основной массы не может являться продуктом кристаллизации стекла, тем более что он отделился от силикатного еще до внедрения последнего в осадочные толщи. На невозможность существования карбонатного в какой-то мере подтверждается данными о ликвации первичного расплава с отделением карбонатного составного, которое, являясь более легким и менее вязким, всплыло и потом отеснилось к периферии кимберлитовых провинций с образованием щелочно-ультраосновных кимберлитовых ассоциаций.

СПЕЦИФИКА ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА АЛМАЗЫ

Зинчук Н.Н.

По результатам проведённых исследований с использованием большого фактического и аналитического материала сделаны выводы о необходимости более углубленного комплексного изучения эпох мощного корообразования и алмазоносного магматизма, на которые раньше не обращалось особое внимание. Имеющиеся ныне неравноценно и неравномерно распределённые материалы позволяют различать два мегаэтапа в формировании алмазоносности Сибирской платформы. Ранний охватывает время от архея до рифея включительно, т. е. от появления собственно алмаза в недрах до первого его поступления в приповерхностные обстановки. Второй мегаэтап (ранний палеозой-эоцен) отличается от первого пространственным расположением проявлений, моноцентризмом, преобладанием диатрем кимберлитов.

Carried out analysis of the material on diamondiferousness of the Siberian platform allows affirming that in spite of the large volume of the obtained for more than half a century period actual material there is a number of problem issues decision of which would promote increasing efficiency of diamondiferous kimberlites prospecting. In order to really solve practical forecast-prospecting tasks within the platform, besides the search for Middle Paleozoic kimberlites, one should focus on other epochs of massive crust formation and diamondiferous magmatism. Ontogenic and typomorphic study of kimberlite primary minerals, combined with other investigation methods, is an important aspect of perfecting forecast-prospecting works on diamondiferous kimberlites.

Очень важным для древних платформ Мира является вопрос *возрастного становления кимберлитов* – главнейшей ультраосновной породы, содержащей алмазы. Многими исследователями отмечалась приуроченность коренных месторождений алмазов мантийного происхождения к древним кратонам, консолидация которых завершилась в архее. Это отражено в известном правиле Клиффорда, согласно которому кимберлиты могут быть также распространены и в пределах протерозойских подвижных поясов, но их алмазоносность должна быть ограниченной или эти породы вовсе не будут содержать алмазы. Однако в последние годы были открыты коренные месторождения алмазов и в периферийных частях древних платформ. Несмотря на длительность исследования алмазоносности Сибирской платформы (СП), многие аспекты остаются до настоящего

времени неясными. Это касается проблемы коренных источников алмазов на красноярских и иркутских перспективных площадях, алмазов «эбеляхского» типа, причин разной продуктивности кимберлитовых полей Лено-Анабарской и Вилюйской субпровинций, связанных, по мнению многих исследователей, с единым протолитом. Требуют также геологического осмысления обширные материалы, касающиеся радиологического датирования алмазоносных и потенциально алмазоносных магматитов, роли разломов, авлакогенов, геофизических характеристик разных по продуктивности площадей, причины разной продуктивности кимберлитовых полей основных провинций. Возникает необходимость дополнительного исследования установившиеся представления об эпохах становления кимберлитов СП, из которых практически значимыми признаются только среднепалео-

зойская и, с большими оговорками, триасовая. При этом отмечается общее падение продуктивности кимберлитов от центра провинции к периферии, объясняемое различными причинами. Ранее нашими исследованиями показано, что на ряде древних платформ Мира основными эпохами мощного корообразования и эндогенного рудообразования (в том числе и алмазоносного магматизма) являлись: ранний докембрий (4000-1650 млн. лет), поздний протерозой (1650-570 млн. лет), каледонский этап (570-400 млн. лет), раннегерцинский (400-310 млн. лет) и позднегерцинский (310-205 млн. лет) этапы, киммерийский (205-137 млн. лет), раннеальпийский (137-65 млн. лет) и позднеальпийский (65 млн. лет) этапы. Несмотря на то, что на Африканской платформе (АП) все эти временные интервалы являются промышленно продуктивными, на СП в Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) практически значимыми признаются только среднепалеозойские кимберлиты и частично триасовые. Во многом причина различной продуктивности территории СП связана с неодинаковой степенью изученности различных её частей, в частности западная половина региона исследована на алмазы очень слабо. Рассматривая по выделенным временным срезам-этапам процесс становления продуктивных магматитов в пределах СП, можно увидеть, что отдельные её части оказались в разные интервалы в различных историко-минералогических провинциях (ИМП), пространственное совмещение которых отражает миграцию кимберлитообразования в пространстве и времени. *Историко-минерагеническими провинциями* мы именуем площади континентов и океанических бассейнов Земли с массовыми проявлениями аккумуляций рудного и нерудного вещества, сформировавшегося в определённый историко-минерагенический этап. Наиболее ранний *раннепротерозойский* эруптивный мантийный магматизм предполагается в центральной части *Алданской ИМП* по присутствию минера-

лов-спутников алмаза (ИМК) и мелких ксенолитов эклогитоподобных пород в песчаниках венда р. Джекконда. В пределах *Усть-Ленской ИМП* существуют некоторые признаки того, что северо-восток СП в раннем протерозое был областью алмазоносного магматизма. Вклад *рифейского этапа* и его авлакогенеза в алмазоносность СП определяющий, поскольку это было время формирования алмазоносных протолитов в центральных районах и поступления алмазоносного материала в верхние горизонты земной коры в периферических районах. Для рифея выделяют *Анабарско-Оленекскую, Ангарско-Тунгусскую и Алдано-Становую ИМП*. Наиболее древними рифейскими диатремами, выявленными в Анабарско-Оленекском регионе, являются тела вулканических брекчий в бассейнах рек Большая Куонамка и Хорбусуонка. В Ангарско-Тунгусской ИМП с рифейским возрастом известны слабоалмазоносные кимберлиты Ингашинского (Окинского) поля Присаянского алмазоносного района. *Раннепалеозойский этап* отдельными исследователями считается временем «предрудной подготовки». Области проявления каледонского алмазоносного магматизма относятся к *Вилуйской и Анабарско-Оленекской ИМП*. Для *раннегерцинского этапа (средний девон-ранний карбон)* возрастные датировки имеются для трубок 12 кимберлитовых полей ЯАП. Выделяются раннегерцинские *Вилуйская, Анабарско-Оленекская и Ангаро-Тунгусская ИМП*. Основные поля среднепалеозойских кимберлитов расположены в центральной части платформы, её *Вилуйской ИМП*. Появляется всё больше данных о среднепалеозойских алмазоносных диатремах Анабарской субпровинции. На юго-западе СП в пределах Ангарского кратона с возрастом консолидации 2,6 млрд. лет выделяются следующие алмазоносные районы: *Присаянский, Чуно-Бирюсинский, Муроквинский, Илим-Катангский, Нижне-Тунгусский и Тычанский*, перспективные на обнаружение высокоалмазоносных диатрем как среднепалеозойского, так и мезозойско-

го возрастов. Потенциально алмазоносные и алмазоносные магматиты *позднегерцинского этапа (средний карбон-средний триас)* известны в Анабарской, Оленекской и Ангарско-Тунгусской ИМП. Позднегерцинские (310-200 млн.лет) кимберлиты Молодинского, Куойского, Куранахского, Луча-канского, Ары-Мастахского и Старореченского относятся к Анабарско- Оленекской ИМП. Следует подвергать тщательному анализу *геолого-тектоническую (структурно- тектоническую и геодинамическую)* позицию перспективных территорий, так как в сложных геологических условиях структурно-тектонические критерии могут иметь решающее значение при определении перспективности той или иной площади и стадийности проведения на ней дальнейших поисковых работ. В настоящее время прогресс в вопросах открытия новых кимберлитовых полей, их кустов и самих трубок в сложных условиях поисков на закрытых территориях невозможен без привлечения структурно-тектонических и геофизических предпосылок. Для получения сведений о структурно-тектонических особенностях региона и конкретных перспективных участков применяется комплекс *геофизических исследований*, включающий *грави- и магнитометрию, сейсмические, электроразведочные и другие методы*. Выделенные и обработанные геофизические аномалии в большинстве случаев подвергаются геологической заверке для выяснения их природы. Результативными эти методы были на начальных стадиях геолого-геофизических исследований на новых территориях. Важной задачей при прогнозно-поисковых работах на алмазы является наличие *дробной стратиграфической схемы* отложений и древних коллекторов, в составе которых установлены алмазы и ИМК. В основных алмазоносных районах ЯАП (Малоботуобинском, Далдыно-Алакитском и Среднемархинском) применяются изменённые и укрупнённые стратиграфические схемы, в которых потенциально алмазоносные осадочные толщи лапчанской (P_1l) и

иреляхской (T_3-J_1ir) свит, являющиеся по сути формацией перемыва и переотложения древних кор выветривания (КВ), соединены с более молодыми отложениями. К этим свитам приурочены древние алмазоносные россыпи (к первой – Солур, ко второй – Водораздельные галечники и Новинка) и по ним проводились поиски и коренных источников алмазов. Основным методом поисков алмазных месторождений был, есть в большинстве геолого-поисковых обстановок и останется *минералогический*. В результате более чем 50-летних геологоразведочных работ на СП открыты уникальные месторождения алмазов, что позволило в очень короткие сроки создать мощную алмазодобывающую промышленность. Возрастание сложности решения геологоразведочных задач в центральной части платформы в ЯАП, где сосредоточены основные производственные мощности акционерной компании «Алроса», а также расширение поисков за её пределами (Иркутская область и Красноярский край) повышают актуальность прогноза алмазоносности на территориях со сложным геологическим строением. Поскольку *алмаз* является главным минералом объекта поисков, представляется весьма важным привлечь к решению прогнозно-поисковых задач широкое разнообразие его типоморфных особенностей. Внедрение в последние годы в практику прогнозно-поисковых работ современных физико-химических методик изучения вещественного состава магматических и осадочных пород повысило эффективность применяемого шлихо-минералогического метода. Продолжительность периодов *коробразования*, протекавших при теплом влажном климате и относительно хорошем дренаже территории, существенно влияет на мощность элювиальных толщ и, соответственно, на количество алмазов, высвобождающихся из этих толщ при их образовании, либо непосредственно на кимберлитах, либо в продуктах их ближнего переотложения во вторичных коллекторах. Оценивая с этих позиций материалы о

древних КВ на территории СП как в целом, так и в наиболее богатых алмазами Малоботуобинском, Далдыно-Алакитском и Среднемархинском алмазоносных районах, можно отметить, что в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время здесь существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования. Об этом свидетельствуют сохранившиеся от размыва мощные КВ с высокозрелыми верхними горизонтами. Однако непосредственно в КВ россыпи алмазов фиксируются только над кимберлитовыми трубками, что приводит к резко ограниченному их размерам. На других породах россыпи алмазов не образуются, за исключением случаев, когда субстратом являются вторичные коллекторы алмазов (например, верхнепалеозойские отложения). Поэтому важное значение имеет установление условий размыва и переотложения продуктов выветривания при накоплении верхнепалеозойских и мезозойских осадков. Так, если формирование этих отложений (и в первую очередь их грубообломочных нижних горизонтов) происходило в условиях накопления делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озерных фаций (т.е. за счёт преимущественно ближнего сноса местного материала), то тогда вблизи кимберлитовых тел формировались россыпи алмазов. И, наоборот, обильный привнос чуждого району терригенного материала и развитие аллювиальных фаций происходили при размыве КВ на кимберлитах и приводили к выносу обогащенных алмазами продуктов за пределы локальных участков и сильному разубоживанию их за счёт «транзитного» неалмазного аллювия. В такой ситуации образование россыпей алмазов становилось практически не возможным, что затрудняет и поиски здесь коренных алмазных месторождений. Переотложение продуктов выветривания вблизи областей денудации и накопление их в основном в пресноводных континентальных водоёмах, а также небольшая мощность сформировавшихся

осадочных толщ и незначительные погружения их определили, в частности, слабое гидрохимическое воздействие среды на аллотигенные минералы, а также отсутствие наложенных на них процессов каталитического преобразования. Эти условия привели к тому, что глинистые минералы *верхнепалеозойских и мезозойских отложений* алмазоносных районов СП, связанные в основном с процессами переотложения различных продуктов КВ, определённым образом наследуют структурные и кристаллохимические особенности минералов из элювиальных толщ. Это позволяет использовать типоморфные признаки отдельных минералов легкой, тяжелой и глинистой фракций, а также геохимические особенности выветрелых пород для идентификации в осадочных толщах продуктов, поступивших из различных источников снова и связанных с гипергенными изменениями пород различного химического и минералогического составов. Комплекс исследований, использованный нами при изучении отложений верхнего палеозоя и мезозоя, позволил восстановить палеогеографические условия формирования на рассматриваемой территории каждого стратиграфического горизонта этих периодов (особенно базальных слоёв) и более детально проанализировать особенности накопления местного (в том числе и кимберлитового) материала в пределах выделенных перспективных участков и зон (или определенных горизонтов). Установленные особенности накопления продуктов выветривания в позднепалеозойское время в пределах Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского районов, учитывая схожесть тектонического развития и геологического строения их с остальной территорией восточного борта Тунгусской синеклизы (а в мезозойское время сходство указанных условий в Малоботуобинском районе в целом со всей зоной Ангара-Вилуйского прогиба и северо-западного борта Вилуйской синеклизы) позволяют распространить полученные закономерности на обширные соседние террито-

рии, которые в будущем могут явиться новыми алмазоносными провинциями. При проведении алмазопроисловых работ детальному комплексному исследованию следует подвергать терригенные осадочные толщи, содержащие продукты перемыва и переотложения местных источников сноса и в первую очередь кимберлитов. Отложения платформенной субформации свойственны аллювиальным образованиям и осадкам начальных, ранних, поздних и конечных стадий геологического развития озерно-болотных водоёмов, областей прибрежных равнин и эпиконтинентальных бассейнов.

Таким образом, проведённый анализ материала по алмазоносности СП позволяет утверждать, что, несмотря на большой объём полученного за более чем полувековой период фактического материала, есть ряд проблемных вопросов, решение которых будет способствовать повышению эффективности поисков алмазоносных кимберлитов. Важнейшим вопросом в этой проблеме является слабая изученность и освещённость геологических и тектонических аспектов локализации месторождений алмаза, которая в большей степени связана с недостаточностью наших знаний о строении и алмазоносности значительной части СП. В её пределах имеются площади россыпных узлов и кимберлитовых полей, изученных десятками и сотнями тысяч скважин, в то время как западная часть и территории с широким развитием пород трапповой формации очень слабо изучены. Имеющиеся ныне неравноценные и неравномерно распределённые материалы позволяют различать два мегаэтапа в формировании алмазоносности СП. Ранний охватывает время от архея до рифея включительно, т.е. от появления собственно алмаза в недрах до первого его поступления в приповерхностные обстановки. Для мегаэтапа характерны полицентризм, тяготение к периферийным частям платформы и разнообразие транспортёров. Второй мегаэтап (средний палеозой-эоцен) отличался от первого пространственным расположением

проявлений, моноцентризмом и преобладанием диатрем кимберлитов. Однако для реального решения практических прогнозно-поисловых задач в пределах СП, кроме поисков среднепалеозойских кимберлитов, следует акцентировать внимание и на другие эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма: раннепротерозойский, рифейский, раннепалеозойский, каледонский, раннегерцинский, позднегерцинский и киммерийский этапы. Имеются все основания ожидать развитие новых и совершенствования уже применяемых геофизических методов, что позволит с одной стороны уточнять на доступных глубинных геолого-структурные особенности территорий, выделять и выяснять природу геофизических аномалий. Эффективность стратиграфических построений на перспективных территориях во многом зависит от детальности построений и выделения толщ, обогащённых материалом из местных источников сноса (в том числе из кимберлитовых диатрем). В связи с этим следует усилить и расширить исследования типоморфных особенностей продуктов выветривания различных пород с целью более уверенной диагностики переотложенного кимберлитового материала в продуктивных осадочных толщах. Важнейшее направление – это изучение полигенеза алмазов с точки зрения типа и возраста их коренных источников. Нередко в россыпях встречаются алмазы, не характерные для кимберлитов данных территорий. Онтогенетический и типоморфный анализы первичных минералов кимберлитов в совокупности с методом морфогенетических рядов и парастерическим анализом позволяют реконструировать историю индивидуального развития объектов (минеральных индивидов, ассоциаций и ореолов), а также геологическую историю их развития. Широко можно использовать некоторые вторичные минералы кимберлитов (и в первую очередь флогопита, хлорита, вермикулита и серпентина), а также типоморфные продукты кор выветривания пород различного состава, широко развитых в алмазоносных регионах.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ КАЛИЙНОГО ГАЛОГЕНЕЗА

Ибламинов Р.Г.

Главные минерагенические эпохи калийного галогенеза обусловлены образованием мега- и суперконтинентов, связанным с завершением циклов Бертрана и мега-цикла Уилсона.

Main mineragenic epochs of potassium galogenesis were caused by formation of mega- and supercontinents during Bertran and Wilson cycles.

Анализ исторической минерагеодинамики калийного эвапоритового процесса показывает, что в большинстве случаев он осуществлялся в обстановках континентальных платформ и происходил практически непрерывно в течение геологической истории формирования фанерозойской стратисферы за исключением периодов великих оледенений [3]. Относительная непрерывность галогенеза обусловлена вращением Земли и связанными с ним климатическими зонами, благоприятными для аридного литогенеза. Несмотря на непрерывность галогенеза положение эвапоритовых формаций в пространстве земной коры изменялось, что указывает на постоянное нахождение в благоприятных климатических широтах различных континентов и их частей, что ещё раз подтверждает геодинамическую основу процессов соленакопления.

Попадание какого либо континента и его осадочного бассейна в условия аридного климата обеспечивает глобальная геодинамика. Её влияние не ограничивается перемещением континентов, геодинамика способна сама влиять на климатические условия, приводя к схождению плит с образованием мега- и суперконтинентов и их расхождению, горообразованию и рождению океанов [4].

На фоне общей непрерывности галогенеза обращает на себя внимание весьма неравномерное распределение количества бассейнов и ресурсов калийных солей в геологической истории [2]. На венд-кемб-

рийский период приходятся 2 бассейна (Соляной Кряж и Восточно-Сибирский), на силурийский – 1 (Мичиганский), на девонский – 5 (Элк Пойнт-Саскачеванский, Морсовский, Припятско-Донецкий, Эдавейл, Тувинский), на каменноугольный – 2 (Юго-востока Канады и Скалистых гор), на пермский – 5 (Припятско-Днепровский, Волго-Уральско-Предуральско-Прикаспийский, Средне-Европейский, Амазонский, Пермский), на триасовый – 1 (Среднесредиземноморский), на юрский – 1 (Южно-Евразийский), на меловой – 2 (Южно-Атлантический, Индо-Синийский), на палеоген-неогеновый – 1 (Средиземноморский), на поздний кайнозой – 2 (Африкано-Аравийский, Цайдамский).

Отчетливо выделяются две важнейшие минерагенические эпохи галогенеза: девонская и пермская. Именно в течение этих двух эпох образовалось наибольшее количество крупнейших бассейнов, в которых сосредоточены основные мировые запасы калийных солей.

Палеотектонические обстановки девонской эпохи характеризовались крупными коллизионными процессами, связанными с закрытием раннепалеозойских океанов и завершением всего каледонского цикла Бертрана. Они привели к формированию мегаконтинента Лавруссия, на котором существовали остаточные мелководные периколлизионные моря. Важную роль сыграли геодинамические процессы перемеще-

ния континентов. Они привели к нахождению Лавруссии в течение девонского периода в приэкваториальных широтах.

В течение пермской эпохи произошло формирование суперконтинента Пангея, обусловленное одновременным окончанием герцинского цикла Бертраана и мегацикла Уилсона. При этом, как указывают В.Е. Хаин и Н.В. Короновский [5], суперконтиненты в силу ротационных процессов стремились располагаться в приэкваториальной зоне. Отсюда следует важный вывод о том, что наиболее интенсивное соленакопление в пермскую эпоху обусловлено совпадением окончания цикла Бертраана и мегацикла Уилсона.

Таким образом, глобальная геодинамика является главнейшим фактором галогенеза. Она включает ротационную геодинамику, приводящую к перемещению континентов в северном или южном направлениях, связанному с вращением Земли вокруг собственной оси. Ротационная геодинамика выражается в западном и северном-южном дрейфе континентов относительно мантии. Северный дрейф сменяется южным с периодичностью 800 млн л. Под действием центробежных ротационных сил суперконтиненты формируются именно в экваториальной зоне. Кроме того, глобальная геодинамика включает общемантийную геодинамическую конвекцию вещества мантии, приводящую к формированию и распаду суперконтинентов (циклы Вилсона), конвекцию вещества верхней мантии, обуславливающую субдукцию и коллизию (циклы Бертраана) [5].

Второй после глобального геодинамического, но не менее важный – региональный геодинамический фактор, который, в конечном счете, является результатом действия глобального. Региональный фактор обуславливает структурно-тектонические условия зарождения, существования и закрытия бассейнов осадконакопления, их тектонический тип. Он влияет не только на тектонические условия бассейна, но и на состав хемогенных осадков.

В условиях сложнопостроенных бассейнов, которые вначале развиваются как синеклизные, а затем переходят в глубоководные типа предгорных или соединяются с ними, галогенез начинается в мелководных бассейнах с накопления карбонатов и гипса. Наличие мелководного подготовительного суббассейна и связанного с ним более позднего по времени образования глубоководного суббассейна (бассейна конечного стока) обеспечивает в последнем преимущественно хлоридное соленакопление. На существенную роль подготовительного бассейна в своё время указывал М.Г. Валяшко [1].

Роль регионального геодинамического фактора достаточно отчетливо прослеживается на примере Волго-Уральско-Предуральского бассейна. Наличие в позднем карбоне – ранней перми на обширной территории Волго-Урала синеклизного платформенного подготовительного бассейна обусловило изменение к концу кунгурского времени состава рапы в сторону уменьшения гидрокарбонатов кальция и магния, сульфатов кальция и увеличения концентрации хлоридов натрия, калия и магния. Попадание подготовленной таким образом рапы в конечные впадинные ванны обусловило специфику состава солей Верхнекамского месторождения.

В тектонических условиях простых впадинных бассейнов, которые могут формироваться в рифтовой обстановке, либо обстановке глубоководных впадин типа Прикаспийской, имеет место быстрое «лавинное» осадконакопление. В результате в ассоциации с гипсом происходит сульфатное калийное осадконакопление, которое может завершаться хлоридным.

Примером простого впадинного бассейна может быть Прикаспийский. Отсутствие в нем подготовительного суббассейна привело к концентрации наряду с гипсом сульфатных солей калия, магния и кальция, которое продолжилось хлоридным галогенезом и завершилось накоплением бишофита. Своеобразие состава Прикаспий-

ского бассейна позволяет рассматривать его в качестве самостоятельного, лишь частично связанного с Предуральским.

Таким образом, главными факторами галогенеза, наряду с климатическим, являются: 1) глобальный геодинамический фактор, обеспечивающий попадание континента или его участка в благоприятную климатическую обстановку; 2) региональный геодинамический фактор, определяющий тектонические условия формирования бассейна и его состав.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Валяшко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.

2. *Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З.* Калиеносные бассейны мира. Минск: Наука и техника, 1988. 387 с.

3. *Ибламинов Р.Г.* Историческая минерагеодинамика калийного галогенеза // Вестник Пермского университета. Геология. 2013. Вып. 3 (20). С. 71-93.

4. *Ибламинов Р.Г.* Минерогения (основы минерагеодинамики): учеб. пособие / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. 322 с.

5. *Хаин В.Е., Короновский Н.В.* Планета Земля. От ядра до ионосферы: учебное пособие. 2-е изд. М.: КДУ, 2008. 244 с.

ВКЛЮЧЕНИЯ ТИПА «КОНСКИЙ ХВОСТ» В УРАЛЬСКИХ ДЕМАНТОИДАХ

Кисин А.Ю., Мурзин В.В.

Приведены результаты комплексных исследований (оптические методы, мёссбауэровская спектроскопия, электронный микроскоп, микрозондовые исследования и др.), включений типа «конский хвост» в уральских демантоидах. Сделан вывод, что это ростовые трубчатые образования, которые иногда могут быть полыми или заполненными различными минералами (серпентином, амфиболом, лимонитом и др.).

The results of complex studies (optical methods, Moessbauer spectroscopy, electron microscope, microprobe studies and other) of inclusions of the type «horse tail» in Ural's demantoid-garnets are given there. Authors made the conclusion that these inclusions are the growth tubular formation. Sometimes they may be hollow or filled different minerals (serpentine, amphibole, limonite and others).

«Демантоид (нем. *Diamant* - «алмаз», др.-греч. - «вид, внешность») - прозрачная, имеющая зелёные и желтовато-зелёные оттенки, ювелирная разновидность минерала андрадита группы граната. Встречается редко. Особенностью уральского демантоида, за которую он ценится ещё выше в отличие от остальных камней, являются включения биссолита, так называемый «конский хвост», который придаёт камню дополнительную красоту и своеобразие. Однако указанные включения имеют не все демантоиды»

Википедия

В геологической и геммологической литературе при описании демантоида (хромсодержащей ювелирной разновидности андрадита) обязательно отмечаются волосовидные включения, расходящиеся пучками из центральной части зерна к его периферии. Они распространены в демантоидах почти всех месторождений мира, за исключением демантоидов из Намибии. Включения типа «конский хвост» стали ключевым тестом при диагностике демантоида [4, 7]. Первые демантоиды были найдены на Урале (во второй половине 19-го века) и включения типа «конский хвост» (рис. 1) впервые были обнаружены именно в уральских демантоидах. С тех пор исследователи пытаются определить, каким минералом представлены эти включения. Дискуссия разгорелась вокруг двух вероятных минералов: биссолита (актинолит-асбест) [9] и серпентина [1, 9]. Дискуссия на

эту тему кажется странной, поскольку включения крупные (видны невооруженным взглядом) и весьма многочисленные (см. рис. 1). Наконец в 1992 г. на Международной Геммологической Конференции (Париж) Э. Гюбелин (Швейцария) сообщил, что ему удалось диагностировать эти включения рентгеноструктурным методом и определить их химический состав: это оказался хризотил (минерал группы серпентина). Э. Гюбелин (Gübelin E.J.) – известный европейский геммолог, высокая квалификация которого признана во всем мире. Ему, вероятно, действительно удалось выделить из демантоида и изучить хризотил. Но почему так долго длилась дискуссия и действительно ли проблема решена?

Авторам в разное время довелось изучать некоторые уральские месторождения демантоида [2, 5, 6, 8], а в начале 90-х годов – исследовать включения типа «конс-

кий хвост», результаты которых частично публиковались раньше [3, 6] и приведены в докладе.

Зерна демантоидов редко имеют хорошо выраженные кристаллографические очертания, так типичные для гранатов. Обычно демантоид представлен зернами с округлой неровной, шагреневой поверхностью. Иногда наблюдаются плохо выраженные грани ромбододекаэдра и очень редко встречаются относительно хорошо ограненные кристаллы. Весьма характерны почковидные образования, состоящие из множества мелких зерен с резко выраженным увеличением размеров к ее периферии (рис. 2).

Включения типа «конский хвост» представлены волосовидными образованиями различной величины, собранные в веерообразные или сноповидные агрегаты, сужающиеся по направлению к центру зерна. Под микроскопом на поляризованный свет включения не реагируют. Близко расположенные включения образуют более крупные и плотные образования. При раскалывании зерна по таким группам включений часто обнаруживаются индукционные поверхности (рис. 3) с мелкими канавками на месте волосовидных образований, иногда с перпендикулярной к ним грубой индукционной штриховкой (рис. 4). В юве-

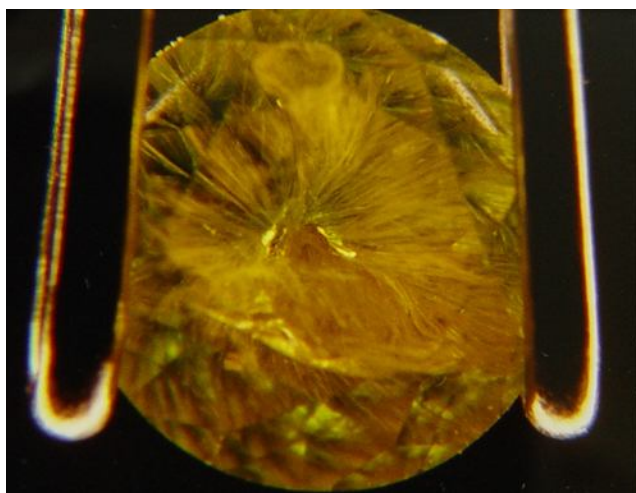


Рис. 1. Включения типа «конский хвост» в демантоиде. Каркодинское м-е, Ср. Урал. Фото А.Ю. Кисина

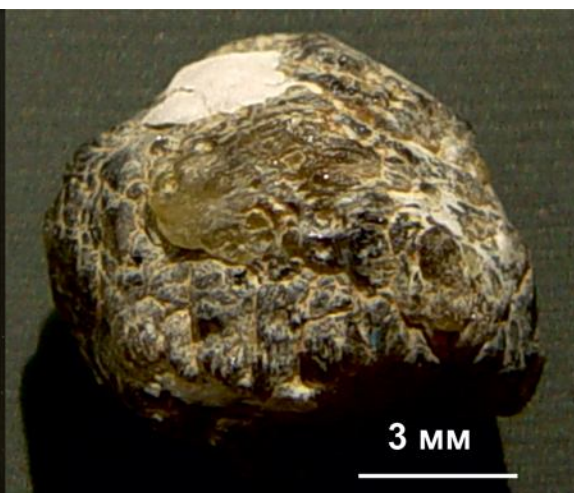


Рис. 2. Почковидный сrostок зерен демантоида. На поверхности агрегата просматриваются грани ромбододекаэдра. Светлое – метаксит. Руч. Хризолитка, Ср. Урал. Фото А.Ю. Кисина



Рис. 3. Индукционные поверхности на сколе через центр зерна демантоида. Каркодинское м-е, Ср. Урал. Фото А.Ю. Кисина

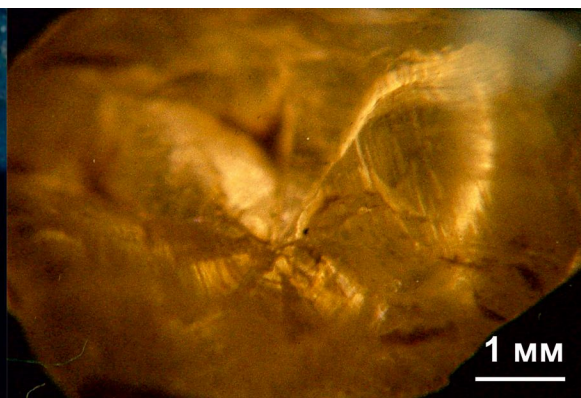


Рис. 4. Индукционные поверхности на изломе зерна демантоида с руч. Хризолитка, Ср. Урал. Фото А.Ю. Кисина

лирных вставках, на выходе волосовидных включений на поверхность грани они имеют темно-серый цвет и теряют прозрачность. При облагораживании демантоида высокотемпературным отжигом включения типа «конский хвост» окрашиваются в черный цвет (рис. 5). Фазовый рентгеноструктурный анализ зерен демантоида сильно обогащенных волосовидными включениями дополнительных минеральных фаз не выявил.

В редких случаях в центре зерна обнаруживается полость, от которой расходятся волосовидные образования (рис. 6).

Морфология полостей очень сложная и напоминает форму полостей в фосфоритовых конкрециях. Капля воды, помещенная в полость, быстро всасывается в камень, что говорит о наличии весьма эффективной капиллярной системы, какую могли создать только трубчатые включения. В зернах демантоида из россыпей трубчатые включения часто окрашены гидроокислами железа в красно-коричневый цвет, которые иногда проникают даже в центральную полость (рис. 7). Иногда в центре зерна наблюдается черный рудный минерал (рис. 8),

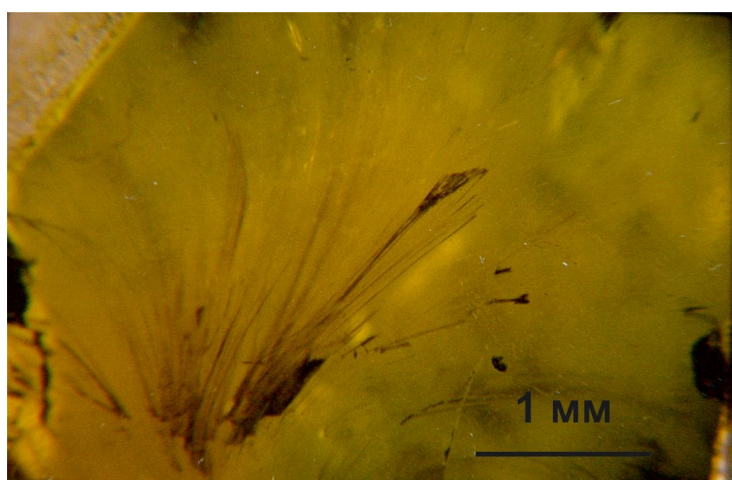


Рис. 5. Темно-коричневый цвет включений типа «конский хвост» в демантоиде, облагороженном высоко-температурным отжигом. Каркодинское м-е, Ср. Урал. Фото А.Ю. Кисина



Рис. 6. Каверна в центральной части расколотого зерна демантоида, к которой сходятся включения типа «конский хвост». Руч. Хризолитка, Ср. Урал. Фото А.Ю. Кисина

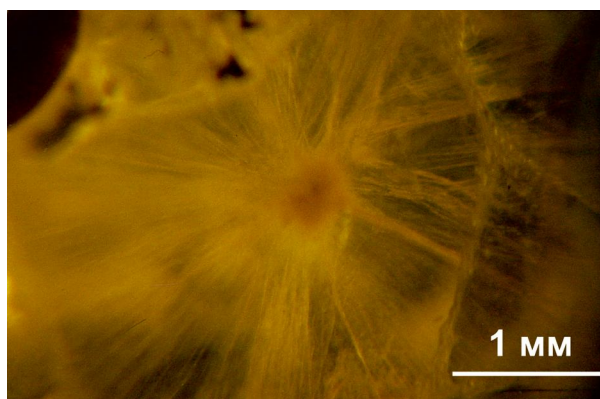


Рис. 7. Оранжево-желтый цвет включений типа «конский хвост» в демантоиде из россыпи. Елизаветинское м-е. Фото А.Ю. Кисина

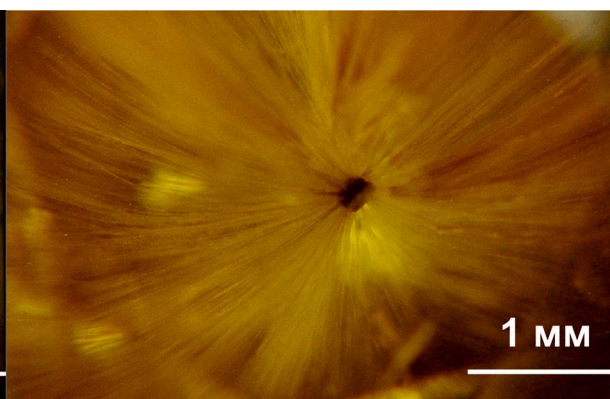


Рис. 8. Включение хромита в центральной части зерна демантоида, от которого начинаются волосовидные включения. Руч. Хризолитка, Ср. Урал. Фото А.Ю. Кисина

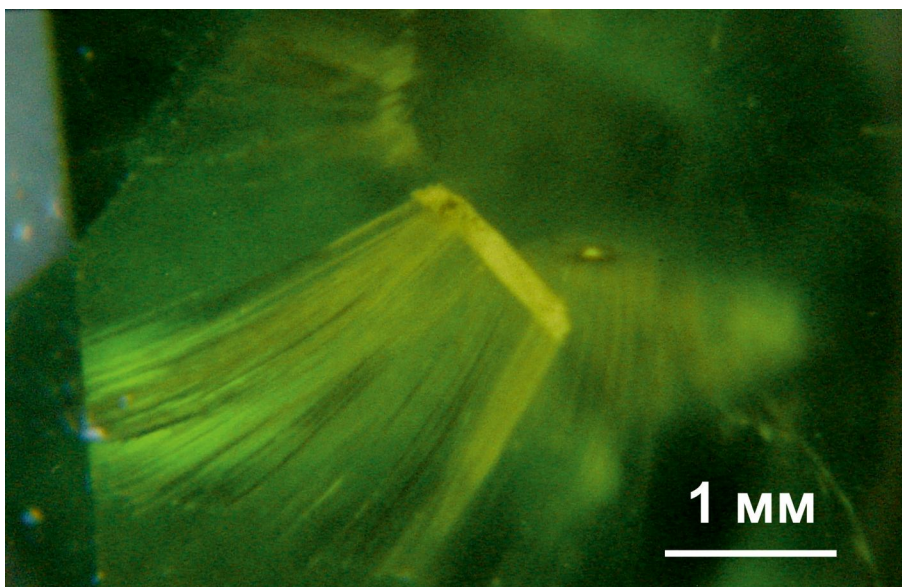


Рис. 9. Фантомный кристалл демантоида с волосовидными включениями. Каркодинское м-е, Ср. Урал). Фото А.Ю. Кисина

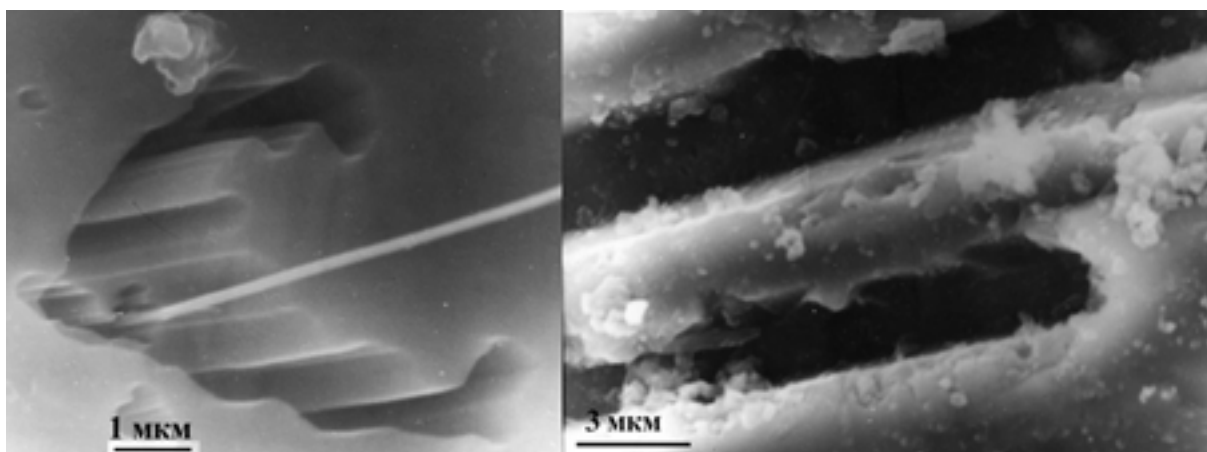


Рис. 10. Поперечное сечение включения типа «конский хвост» в демантоиде с руч. Хризолитка, Ср. Урал.

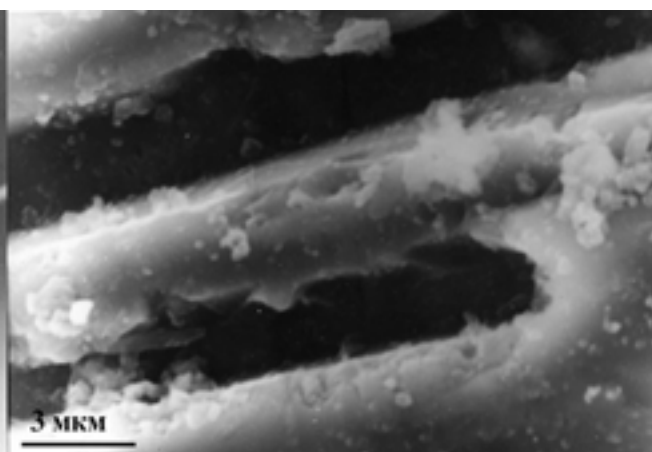


Рис. 11. Продольное сечение включения типа «конский хвост» в демантоиде с руч. Хризолитка, Ср. Урал.

представленный либо магнетитом, либо хромитом, от которого начинаются волосовидные включения. На Каркодинском месторождении встречаются зональные, фантомные кристаллы демантоидов. Включения типа «конский хвост» часто начинаются с поверхности такого фантома (рис. 9). Исследования сколов зерен демантоидов с помощью электронного микроскопа JSM-6400 (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар. Опер. В.П. Филиппов) подтвердили данные выводы и показали мор-

фологию трубчатых образований в продольном и поперечном сечении (рис. 10 и 11).

Как могли возникнуть трубчатые образования типа «конский хвост»? Они не могли появиться в результате выщелачивания биссолита или хризотила, поскольку последние без следов растворения присутствуют в материале выполнения минерализованных зон вместе с демантоидами и обычно обволакивают их агрегаты (см. рис. 2). Наличие индукционных поверхностей указывает на то, что это ростовые образо-

вания. Даже агрегаты зерен демантоидов часто имеют слабо выраженные грани кристалла, что также указывает на их специфический рост. Вероятней всего, трубчатые включения типа «конский хвост» возникли в результате трансляции дефектов при росте кристалла. Однако, как биссолит, так и хризотил или какие-либо другие минералы, вероятно, могут частично или полностью заполнять их, поскольку здесь не существует проблемы пространства. На рис. 10 видно одно тонкое волосовидное включение, выходящее из многократно превышающего его по толщине трубчатого образования. По внешним признакам оно может быть биссолитом или хризотил-асбестом. На руч. Хризолитка демантоиды иногда сопровождали жилы актинолита, а сами находились в агрегатах амфибол-асбеста и минералов группы серпентина [Кисин, 1990]. Судя по его комфортному нахождению в полости, оно может быть сингенетичным минералу-хозяину. Но не эти единичные волосовидные минералы толщиной в доли микрона видны в демантоидах как включения типа «конский хвост», а достаточно крупные трубчатые полые образования.

Выводы. Включения типа «конский хвост» в уральских демантоидах представлены трубчатыми полыми образованиями, иногда содержащими иглы биссолита или хризотила. Появление включений типа «конский хвост» в демантоиде обусловлено спецификой роста его кристаллов и трансляцией дефектов.

Работа выполнена в рамках Программы Президиума УрО РАН № 15-11-5-17.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александров А.И.* Демантоид - хром-содержащий андрадит из Елизаветинской Бобровки (Средний Урал) // Минералогия и петрография Урала. Тр. Свердловского горного института. Вып. 106, 1975, с. 140-145.
2. *Кисин А.Ю.* К геологии и минералогии Полдневского месторождения демантоида // Материалы к минералогии Урала. Информ. мат-лы. Свердловск: УрО АН СССР. 1990. С. 101-105.
3. *Кисин А.Ю., Мурзин В.В.* Волосовидные включения в демантоиде: что это? // Ежегодник-96. ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 1997. С. 113-115.
4. *Корнилов Н.И., Солодова Ю.П.* Ювелирные камни. М.: Недра, 1986.
5. *Мурзин В.В., Кисин А.Ю., Мамин Н.А.* Проявления демантоида в альпинотипных гипербазитах Верхнейвинского массива (Ср. Урал) и их генезис // Ежегодник-2002. ИГГ УрО РАН, 2003. С. 211-215.
6. *Мурзин В.В., Кисин А.Ю., Мамин Н.А. и др.* Демантоид проявлений Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов на Среднем Урале // Минералогия Урала. Том 1. Общие вопросы минералогии и кристаллографии: Научное издание. Миасс: Имин УрО РАН, 2003. С. 85-91.
7. *Gübelin E.J., Koivula J.I.* Photoatlas of Inclusions in Gemstones. ABC Edition, Zurich, 1992. 532 p.
8. *Murzin V.V., Mamin N.A., Kissin A.J. et al.* Demantoid garnet mineralization of the Verh-Neivinskii alpinotype ultramafic intrusion (Urals) // Intergems-95. Turnov, 1995. P. 38-41.
9. *Phillips Wm. R., Talantsev A.S.* Russian Demantoid, Czar of the Garnet Family // Gems and Gemology, Vol. 32. № 2. P. 100-111.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУБИНА И САПФИРА В МРАМОРАХ

Кисин А.Ю.

Месторождения рубина в мраморах приурочены к антиклинорным структурам, в строении которых принимают участие гранитогнейсовые массивы с зональными метаморфическими комплексами. Уровень метаморфизма пород не ниже условий эпидот-амфиболитовой фации. Распространены редкометальные миароловые пегматиты с драгоценными камнями. Выделено 3 типа мраморов: кальцитовый ($\text{MgO} = 0,0\text{n}$ вес. %), Mg-кальцитовый ($\text{MgO} = 0, \text{n}$ вес. %) и доломит-кальцитовый (MgO до 17 вес. %). Субстратом послужили морские органогенные известняки. На раннем прогрессивном этапе имела место доломитизация известняков. С ростом РТ-условий метаморфизма последовала дедоломитизация известняков и образование мрамора 1 типа. Одновременно, на локальных участках, при участии метаморфогенных флюидов формировался мрамор 2 типа. Переход к регрессивному этапу метаморфизма фиксируется становлением дайкового комплекса, а затем Mg-метасоматозом, с образованием двукарбонатного мрамора. Перекристаллизация мраморов контролируется кливажом течения. На прогрессивном этапе метаморфизма первой образуется темно-красная шпинель (Cr_2O_3 до 20 вес. %). Затем следует темно-красный рубин (Cr_2O_3 до 3 вес. %), образующий рассеянную вкрапленность в Mg-кальцитовом мраморе. На раннем регрессивном этапе метаморфизма, на фоне Mg-метасоматоза, образуется розовый корунд (Cr_2O_3 до 1 вес. %), затем появляется розовая шпинель (Cr_2O_3 до 1 вес. %).

Ruby deposits in the marbles are confined to the anticlinorium in which structures the granite gneiss zonal metamorphic complexes take part. A metamorphism of rocks is not lower than conditions of epidotic-amphibolite facies. The rare-metal pegmatites with precious stones are wide spreaded. The 3 types of marble: calcite ($\text{MgO} = 0,0\text{n}$ weight. %), Mg-calcite ($\text{MgO} = 0, \text{n}$ weight. %) and dolomite-calcite ($\text{MgO} \sim 17$ weight. %) have been distinguished. Substrate is the marine upper Jurassic organogenous limestones. At an early progressive stage dolomitization of limestone took place. With the growth of RT-conditions of metamorphism dedolomitization of limestone and origin of type 1 marble followed. At the same time, in local areas, with a participation of metamorphogenetic fluids marble type 2 was forming. A transition to a regressive phase of metamorphism is fixed by a dike complex formation and then Mg-metasomatism, with a formation of calcite-dolomite marble. Recrystallization of marbles is controlled by cleavage currents. On a progressive stage of metamorphism a deep red spinel ($\text{Cr}_2\text{O}_3 \sim 14\div 20$ weight %) formed as the first one. It is followed by a dark ruby red ($\text{Cr}_2\text{O}_3 \sim 1\div 3$ weight %), forming scattered impregnation in Mg-calcite marble. At an early stage, the regression metamorphism in a backdrop of Mg-metasomatism pink corundum ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 1$ weight %) formed, it followed by pink spinel ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 1$ weight %).

Промышленно-генетические типы месторождений рубина включают (по Кивленко и др., 1982): магматические (щелочные базальты, щелочные основные лампрофиры), пегматитовые, пневматолито-гидротермальные (плагноклазиты в мраморах и ультраосновных породах, скарниро-

ванные мрамора, силикатные эндогенные скарны), метаморфогенные (высокоглиноземистые гнейсы и амфиболиты). Лучшими по качеству в мире признаны рубины из (скарнированных) мраморов, месторожде-

ния которых известны в Мьянме, Пакистане, Афганистане, Непале, Вьетнаме, Таджикистане. В научной литературе в настоящее время обсуждают следующие проблемы месторождений данного типа:

- геодинамический режим при образовании месторождений;
- генетический тип месторождений;
- субстрат рубиноносных мраморов;
- источник глинозема и хромофоров для образования рубинов в мраморах;
- время образования.

Крупные месторождения рубинов (часто с сапфирами и шпинелию) в мраморах известны в странах Центральной и Юго-Восточной Азии, а небольшие их проявления имеются на всех континентах. Исторически сложилось так, что в странах традиционной добычи этих драгоценных камней геологические исследования находятся на достаточно низком уровне, а добыча осуществляется местными крестьянами старательским способом. По этой причине геология месторождений рубина в мраморах изучена очень слабо. Промышленных месторождений рубина, сапфира и шпинели в мраморах на Урале пока не известно, но выявлено около двух десятков их проявлений, часть которых изучена достаточно хорошо. Поскольку термин «месторождение» понятие экономическое, то в отношении изучения геологического строения и генезиса вполне пригодны и проявления данной минерализации в мраморах, известные на восточном склоне Урала. Первое проявление, Кучинское (Кочкарский антиклинорий, Южный Урал), было выявлено в 1979 году и интенсивно изучалось до 1988 года, завершившееся стадией поисково-оценочных работ. Результаты исследований изложены в производственных отчетах и монографии (Кисин, 1991), а также в серии научных статей. По результатам исследований разработаны принципы прогнозирования месторождений рубина в мраморах. Их справедливость была подтверждена обнаружением в течение последующих нескольких лет аналогичной минерализации в мраморах

Мурзинско-Адуйского, Джабык-Карагайского и Суундукского антиклинориев на Урале. Это дает основание считать, что основные положения геологии и генезиса этих образований определены достаточно правильно. В последующие годы изучение выявленных объектов не прекращалось, что позволило уточнить и развить представления о геологии месторождений рубина и сапфира в мраморах, которые в тезисной форме приводятся в докладе.

1. Все известные месторождения и проявления рубина в мраморах приурочены к крупным положительным структурам земной коры, в ранге антиклинория. Границы тектонические, взбросо-надвиговой кинематики, падающие под смежные структуры.

2. Строение антиклинорных структур с рубин-сапфир-шпинелевой минерализацией в мраморах различается в деталях, но подчиняется общему правилу: гранитогнейсовые массивы слагают ядра куполов, являющихся центрами зонального метаморфизма. Уровень метаморфизма пород в купольных структурах достигает условий амфиболитовой или низов гранулитовой фаций, а в обрамлении – эпидот-амфиболитовой и верхов зеленосланцевой фаций.

3. Купольные структуры отделены от пород метаморфического обрамления зонами тектонических срывов, обусловленных ростом структуры. Для слабо эродированных структур характерно падение зон тектонических срывов от структуры, а для глубоко эродированных – возможно падение под структуру. Зоны тектонических срывов распространены и в метаморфическом обрамлении куполов. Углы их падения закономерно возрастают по мере удаления от купольной структуры, образуя веер раскрытый кверху. Аналогичным образом ведет себя сланцеватость пород.

4. Мрамора светлые, грубозернистые, массивные или полосчатые, псевдослоистые, разбитые параллельными трещинами на плиты толщиной от нескольких миллиметров до первых метров. Простираие субконформное границам купольных структур.

тур и зонам тектонических срывов; углы падения возрастают по мере удаления от купола, вплоть до вертикальных. Исследования показали, что данные трещины являются кливажем течения. Мрамора испытали перекристаллизацию, контролируемую кливажем: размеры зерен кальцита возрастают от 2-3 мм вблизи трещин кливажа, до 8-10 мм (иногда до 25 см) в центральной части плиты. Минеральный и химический состав мрамора также обычно контролируется кливажем течения.

5. Выделено 3 типа мраморов.

1 тип. *Кальцитовый мрамор* (резко преобладает над двумя другими типами). Структура полигональнозернистая (состоит из *полиэдров* кальцита), отчего мрамор очень легко разрушается. Кальцит полупрозрачный, почти не деформированный. Содержание MgO менее 0,01 мас. %. Акцессорные минералы: кварц, мусковит, хлорит, турмалин, графит, пирит и др.

2 тип. *Mg-кальцитовый мрамор*. Голубоватые, зеленоватые, белые и желтоватобелые средне-, крупно- и гигантозернистые мраморы с характерной *панидиобластовой* структурой. Кальцит обычно сильно деформирован, вплоть до разлистования. Весьма характерны полисинтетические двойники деформации по 2-3 системам. Содержание MgO составляет 0,1 мас. %. Акцессорные минералы: корунд (рубин), ангидрит, апатит, пирит; редко – сера самородная и др.

3 тип. *Доломит+кальцитовый мрамор*. Мелко-среднезернистая массивная порода белого цвета и повышенной вязкости. Структура *пойкилобластовая*: прорастание зерен Mg-кальцита игольчатыми индивидами доломита. Содержание MgO варьирует в широких пределах и может достигать 17-22 мас. %. Акцессорные минералы: шпинель, корунд, флогопит, форстерит, норбертит, графит, пирит и др.

Все мраморы при раскалывании издают запах сероводорода. На некоторых проявлениях двукарбонатный мрамор не установлен.

6. На Южном Урале мраморы на удалении от купольных структур сменяются

органогенными мраморизованными известняками визейского возраста. Геологические и изотопные данные показывают, что субстратом для рубиноносных мраморов послужили морские известняки. Следовательно, время мраморизации известняков поствизейское. Местами по мраморизованным известнякам развились метасоматические мелкозернистые светлые доломиты, в которых иногда обнаруживается визейская фауна, что можно объяснить магниальным метасоматозом на раннем прогрессивном этапе метаморфизма. Блоки данных доломитов встречаются в качестве реликтов в массивных кальцитовых мраморах и несут признаки раздоломичивания. Образование кальцитового мрамора сопровождалось дедоломитизацией и отгонкой магния. Возможно, что именно этим фактором обусловлен его чисто кальцитовый состав. Данный мрамор массивный и недеформированный, что указывает на формирование его в условиях тектонического покоя. Имеются реоморфически перемещенные кальцитовые мраморы, внедрившиеся в мраморизованные известняки. Есть будины доломитов в мраморах, несущие признаки перемещения и вращения, что указывает на пластические течения и рекристаллизацию породы.

7. Mg-кальцитовый мрамор встречается локально среди кальцитового мрамора, с которым имеет постепенные переходы. Геологические данные показывают, что эти мрамора формировались синхронно, но Mg-кальцитовый мрамор образовался при участии минерализованных растворов, и контролируется трещинами кливажа. Размер зерен Mg-кальцита в центральной части плиты может достигать 25 см. Признаков геометрического отбора не наблюдалось. Секущие кливаж дайки гранитов и пегматитов сами не кливажированы и являются более поздними. Двукарбонатный мрамор контролируется трещинами кливажа, но сам не тектонизирован; дайки в контакте с ним разбиты многочисленными трещинами с зеркалами скольжения, с амплитудой смещения до 10 см. На контакте

даек, по двукарбонатным мрамором развиваются кальцит-форстерит-флогопитовые скарны, мощностью до 2 см. Все эти факты указывают на то, что двукарбонатный мрамор формировался на раннем регрессивном этапе метаморфизма в результате магнезиального метасоматоза.

8. В Кочкарском антиклинории выделено 3 типа корунда в мраморах.

Корунд 1-ого типа представлен хорошо оформленными кристаллами таблитчатого до толстотаблитчатого облика. Широко распространены и скелетные, футляровидные кристаллы. Цвет обычно темно-красный, со слабым пурпурным оттенком, что позволяет отнести данный корунд к рубинам. Среди них встречены камни цвета «голубиной крови» (цвет «бровей» голубя), ценимые наиболее высоко. Корунды 1-ого типа обычно прозрачные, но часто поражены трещинами отдельности. Размер кристаллов от долей миллиметра до 20-25 мм по наибольшему измерению. Содержание Cr_2O_3 1,22-2,81 мас. %, FeO до 0,01, а TiO_2 до 0,09 мас. %. В качестве включений обычны кальцит, пирит, апатит, негативные кристаллы. В ассоциации отмечены пирит (октаэдры и икосаэдры), апатит, лиловый ангидрит. Корунды 1-го типа приурочены к Mg-кальцитовым мраморам, образуя рассеянную вкрапленность и небольшие скопления. Встречаются и в двукарбонатных мраморах, но всегда замещаются розовой шпинелью.

Корунд 2-ого типа отличается средне-светло-розовым цветом и короткопризматическими кристаллами (удлинение около 1:1) округлого облика, как бы «оплавленного». Изучение под электронным микроскопом показало, что это ростовые поверхности, без признаков растворения или плавления. Наиболее светлые разности камней этого типа попадают в категорию «розовый сапфир», а остальные относятся к светлым рубинам. Обычно прозрачные, но поражены трещинами отдельности. Размер кристаллов от долей миллиметра, до 5-6 мм, очень редко до 10 мм. Содержание Cr_2O_3 0,11-0,51 мас. %, FeO до 0,04 мас. %.

В качестве включений обычны пирит (икосаэдры, пентагондодекаэдры), черный рутил, негативные кристаллы. В ассоциации отмечены пирит, черный кроткопризматический рутил, розовая шпинель. Образуют рассеянную вкрапленность и небольшие скопления в двукарбонатных мраморах, в которых кальцит преобладает над доломитом. В более магнезиальных мраморах корунд 2 типа замещается розовой шпинелью.

Корунды 3-ого типа представлены неравномерно окрашенными зернами неправильной формы, длиннопризматическими кристаллами, сростками кристаллов. Цвет красный (собственно рубин), розовый, синий, лиловый различных оттенков, желтоватый, бесцветный (сапфиры). Часто наблюдаются полихромные камни. Обычно сильно замутнены и переполнены включениями. На Кучинском проявлении корунды этого типа относятся к неювелирным, но на Липовском проявлении (Мурзинско-Адуйский антиклинорий) с ними связаны рубины и сапфиры ювелирного качества, почти лишенные включений и внутренних дефектов. Размер кристаллов достигает 50 мм по длинной оси. Содержание Cr_2O_3 0,03-0,27 мас. %, FeO и TiO_2 не обнаружены. Обычно корунды 3-ого типа приурочены к минерализованным зонам, контролируемым трещинами кливажа. Ширина таких зон измеряется миллиметрами, редко – несколькими сантиметрами. В ассоциации с корундом обычны слюды (флогопит, мусковит, маргарит), хром-содержащий паргасит, сфен, адуляр, зеленый турмалин, шериданит, красный рутил, пирит (пентагондодекаэдры), пирротин и другие.

9. Кроме корунда, в мраморах Кочкарского антиклинория, часто встречается благородная шпинель, которая также разделена на 3 типа. 1-й тип – очень темные красные, сильно трещиноватые непрозрачные кристаллы. Содержание Cr_2O_3 14,92-19,57 мас. %. Встречается редко и только в рыхлых (карстовых) отложениях. 2-й тип – розовые прозрачные кристаллы (иногда округлой формы) и радиально-лучистые агре-

гаты. Содержание Cr_2O_3 0,40-2,20 мас. %. Обычно приурочена к двугарбонатным мраморам и встречается в ассоциации с графитом, форстеритом, норбергитом, бесцветным флогопитом, корундом 2-го типа. 3-й тип – хорошо оформленные кристаллы и радиально-лучистые агрегаты алого цвета; встречаются прозрачные разности. Содержание Cr_2O_3 5,56-8,99 мас.%. Приурочена к мраморам 2-го и 3-го типов, а также к минерализованным трещинам. Всегда сопровождается флюоритом.

10. Взаимоотношения между корундами и шпинелями показывают, что процесс минералообразования был длительным и сложным. Самой ранней выглядит темно-красная шпинель (1-й тип), поскольку на нее **нарастают** кристаллы корунда (1-ого типа). В свою очередь корунд 1-ого типа **замещается** розовой шпинелью (2-ого типа). Замещение происходит с увеличением объема, а агрегат шпинели имеет радиально-лучистое строение. Замещение корунда шпинелью может быть полным или частичным. В ассоциации с розовой шпинелью появляется и розовый корунд (2-й тип), который с ростом магнезиальности мрамора также замещается шпинелью 2-го типа. Все вышеперечисленные шпинели и корунды образуют рассеянную вкрапленность и небольшие скопления в Mg-кальцитовых и двугарбонатных мраморах. Корунд 3-го типа, напротив, приурочен к минерализованным трещинам кливажа и отличается широким спектром сопутствующих минералов. По этому признаку он отнесен к более поздним образованиям. Завершает процесс минералообразования алая шпинель (3-й тип). Она замещает все разновидности корунда, оказавшиеся в зоне ее распространения. Эти факты можно объяснить только продолжительностью и эволюцией процесса минералообразования, охватывающего часть прогрессивного и регрессивного этапов высокоградного метаморфизма. Таким образом, шпинель 1-го типа и корунд первого типа формировались на позднем прогрессивном этапе ме-

таморфизма, корунд 2-го типа и шпинель второго типа – на раннем регрессивном этапе, а корунд 3-го типа и шпинель 3-го типа – на пневматолито-гидротермальной стадии.

11. Изотопный состав карбонатных пород уральских рубиноносных комплексов находится в поле изотопного состава карбонатов морского происхождения, что подтверждает результаты геологических исследований. Принципиальных отличий изотопного состава рубиноносных мраморов Урала и других регионов мира (по литературным данным) не отмечено. Субстратом для мраморов в Кочкарском антиклинории послужили черные битуминозные известняки, которые отличаются высокими содержаниями Al_2O_3 , РЗЭ и большой группы рассеянных элементов (Be, Li, Ti, V, Cr, Zn, Ga, Rb, Y, Nb, Cd, U), по сравнению с развивающимися по ним белыми мраморизованными известняками. Ранние магнезиальные метасоматиты (доломиты) также обогащены Al_2O_3 и рядом других химических элементов (Ti, V, Cr, Mn, Cu, Zn, Ga, Nb, Cd, Sb, Pb, U и др.), относительно мраморов, что приближает их к эвапоритам. Таким образом, морские органогенные известняки и развитые по ним метасоматические доломиты содержат достаточное количество химических элементов задействованных в образовании корунда, шпинели и сопутствующих им минералов в мраморах. В то же время, эти химические элементы легко переносятся флюидами, что хорошо видно на примере широких вариаций содержания хрома в рубинах и шпинели.

12. Время формирования рубин, сапфир, шпинелевой минерализации в мраморах совпадает со временем формирования структуры, высокоградного зонального метаморфизма и гранитного магматизма, а также со временем позднепалеозойской уральской коллизии и постколлизией релаксации.

Некоторые нерешенные проблемы.

1. Влияние метаморфизма на размеры и качество кристаллов рубина. Имеющиеся у автора материалы дают основание счи-

тять, что имеется прямая зависимость между уровнем метаморфизма и качественными характеристиками рубинов в мраморах.

2. Чем определяется образование в мраморах либо корунда, либо шпинели (магнезиальностью мраморов, магнезиальным метасоматозом, составом флюида и др.)?

3. От чего зависит качество рубинов (рост в условиях тектонического покоя, перекристаллизация, залечивание трещин и др.)?

4. Состав и эволюция минералообразующего флюида.

Работа выполнена в рамках Программы Президиума УрО РАН № 15-11-5-17.

УДК 553.57(571)

КАХОЛОНГ И ОПАЛ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

Колдаев А.А., Мирзаев А.У., Садыкова Л.Р.

Описание свойств и разновидностей опалов как полудрагоценных камней приведено в работах [1, 8, 9, 11, 13]. При изучении месторождений и проявлений кахалонга-опала установлен факт генетической связи образования опалов за счёт разложения слабо термо- и кислотоустойчивых цеолитов (анальцим, ломонтит, филлипсит, натролит и др.) [7]. Доказательством этому служит обнаружение цеолитов в разных типах горных пород (интрузивных и осадочно-метаморфических) на территории Центральных Кызылкумов и других регионах Узбекистана. Выделена «Кахолонг-опаловая» формация кор выветривания развитых по цеолитсодержащим осадочно-метаморфическим и интрузивным породам.

Description of properties and varieties of semi-precious stones like opals are given in [1, 8, 9, 11, 13]. In the study of deposits and occurrences kahalong-opal established that genetic relationship education opals due to decomposition of weakly thermo- and acid zeolites (analcime, laumontite, pillipsite, natrolite et al.) [7]. This is evidenced by the discovery of zeolites in different types of rocks (intrusive and sedimentary-metamorphic) in the Central Kyzyl-Kum region and other regions of Uzbekistan. Obtained «Cacholong-opal» formation weathering crusts developed on the zeolite-containing sedimentary-metamorphic and intrusive rocks.

Cacholong – кахолонг. Прозрачный или полупрозрачный опал голубовато-белой и светлой окраски или красноватая разновидность обычного опала с небольшим содержанием алюминия. Син. cachalong; pearl opal [11]. Кахолонг (кахчолонг) – минерал, белый, эмалевидный *опал* нередко с перламутровым оттенком [1]. Свое название кахолонг получил от монгольского «прекрасный камень».

Впервые этот термин был применен в 1801 году Р.Ж. Гаюи для обозначения кварца-агата, затем в 1812 году В. Гофманн использовал его для халцедона. В настоящее время кахолонгом называют переходную фазу от опала к безводному халцедону. Он образует непрозрачные, фарфоровидные или эмалевидные выделения. Другие считают кахолонг или фарфоровидный опал разновидностью обыкновенных опалов [8].

По данным Шумана В. [13] опал – аморфное вещество; твердость по шкале Мооса 5,5-6,5; плотность – 1,96-2,20; цвет черты белый, бесцветный, серый; спайность отсутствует; излом раковистый; светопреломление опала 1,44-1,46; спайность отсутствует; излом раковистый; химическая формула $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, водосодержащий оксид кремния; степень прозрачности: от просвечивающего до непрозрачного, не имеет и радужной игры цветов. Большинство благородных опалов (кахолонг, празопал и деревянистый) относятся, согласно классификации Дж.Джонса и Г.Сегнита (1971 г.), к б-кристобалитам и б-тридимитам [8]. Образование благородного опала связано с гидротермальными процессами или древним выветриванием.

Опал – один из наиболее известных ювелирных камней. Название опал (opal) происходит от санскритского камень или

благородный камень [9], по другим авторам – от древнесанскритского слова «упала» – драгоценный камень, в греческом языке это звучало как «опалос», в латинском – «опалус» [8].

Рассматриваемый район – Центральные Кызылкумы – это обширная область, расположенная на западе Узбекистана в междуречье Сыр-Дарьи и Амударьи на которой расположена группа субширотно ориентированных хребтов (с юга на север): Кульджуктау, Ауминзатау-Бельтау, Амантайтау и Аристантау, Тамдытау и Букантау. В их геологическом строении принимают участие: комплекс осадочно-метаморфические пород от протерозойского до девон-карбонного возраста, магматические образования C_1 -Р и перекрывающий их чехол мезозой-кайнозойских осадков. Здесь установлены: более 20 месторождений, а также многочисленные проявления и точки минерализации с кахолонгом и опалом (рис. 1).

Рис. 1. Схема расположения проявлений опала и кахолонга на площади Центральных Кызылкумов). Составил А.А.Колдаев.

Кульджуктау (1 – Тасказган), Ауминза-Бельтау (2 – Надежное, 3 – Собачье, 4 – Опаловая горка, 5 – Песчаное, 6 – Кайраклы, 7 – Бельтау, 8 – Колчиктау, 9 – Чоштепа), Тамдытау (10 – Южно-тамдытауское, 11 – Тулян-таш), Букантау (12 – Кырккудук, 13 – Дербез, 14 – Кокпатас (Биркан), 15 – Саутбай, 16 – Центральный, 17 – Восточно-Турбайский, 18 – Турбай, 19 – Сарыктау, 20 – Катыртас, 21 – Диатремовый, 22 – Акташ, 23 – Айтым). На проявлениях 1, 4, 5, 14 Колдаевым А.А. выявлены цеолиты.



Нахождение среди развалов проявлений кахолонга-опала в Ауминзатау, Букантау мелких каменных орудий, тонких пластин длиной 2-3 см, служивших наконечниками стрел, копий, лезвиями длиной до 5-7 см, скребками для обработки шкур, сверл для изготовления украшений из бирюзы и пр. позволяет отнести их изготовление человеком к мезолиту (среднекаменный век, 12-5 тыс. до н.э.). Особенностью мезолита является изобретение лука и стрел, когда охота превратилась в основное занятие древних людей. Геологи экспедиции «Средазкварцсамоцветы», ГРП «Узрангтош», проводившие изучение и разведку отдельных рудных тел кахолонга и опала, отмечали отработку их некоторых частей в древности [А.М. Меренков, 1969 г., В.М. Орлов, 1981 г., 1983 г., В.М. Орлов, А.Ф. Зарецкий, 1985 г., Е.А. Шиманов, 1991 г., В.М. Орлов, 1999 г., Ю.П. Журавлев и др., 1995 и др.].

По данным этих авторов наиболее крупные месторождения кахолонга и опала находятся в Букантау, где за период с 1978 по 1984 гг. было изучено 84 объекта с кахолонговой минерализацией объединенных в 4 группы: Сарыктау, Саутбай, Кокпатас и Акташ (см. рис. 1). Все они имеют пространственную близость к экзоконтактам интрузивов гранитоидного состава (Сарыктауский, Южно-Турбайский, Кокпатаский и Северо-Турбайский). Расстояние от контакта с интрузиями 0,2-5,5 км. Вмещающими кахолонг породами являются углисто-слюдисто-кварцевые, углисто-глинисто-слюдистые, полевошпат-углисто-слюдисто-кварцевые сланцы протерозоя, реже глинистые обуглероженные известняки (слагают субсогласные линзы в сланцах) и дайки диоритового состава секущие сланцы (Сарыктау, Акташ).

Рудные тела имеют вытянутую форму с небольшими пережимами и раздувами и протяженностью от 133 до 195 м, мощностью до 12 м. Кахолонг-опаловая минерализация прослеживается на глубину до 11 м с максимальной концентрацией в интервале 3-6 м. На месторождениях Сарыктау, Са-

утбай, Кокпатас и Акташ общие запасы кахолонга и опала составляют 303 т (частично отработаны в конце XX в.).

Формы выделений кахолонга в: сланцах – округлые, изометричные, эллипсоидные, булавовидные, неправильные желваки размером до 25 см в поперечнике при толщине 10-15 см; вес отдельных желваков может достигать 16-17 кг (рис. 3); известняках – мелкие не более 2-3 см в поперечнике желваки, пористые прожилки мощностью до 1,5 см; мелкие (1-2 мм) конкреции опала; дайках диоритов (их протяженность – первые десятки метров, мощность 0,2-2,0 м) – неправильные с различными отростками желваки, иногда до 15-20 см в поперечнике. Находящийся здесь же опал образует включения причудливой формы – коралловидные отростки, покрытые коркой усыхания (маршаллит).

Орлов В.М. и др. (1985 г.), относят дайки диоритов представленных сильно измененными зеленовато-серыми и буроватыми породами ко «второй по значению вмещающей кахолонг породой» (месторождение Акташ), «Сами по себе дайки не содержат кахолонга. Но если дайка пересекает рудное тело или согласно залегает в нем, то она постоянно содержит в себе желваки кахолонга и опала». Судя по зарисовке стенок одного из шурфов, вскрывших крутопадающую дайку диоритов секущую сланцы, желваки кахолонга отмечаются среди сланцев в лежащем и висячем боку дайки (ее мощность 0,7-2,5 м). В самой дайке, они прослеживаются от поверхности на глубину в 5 м.

Согласно Орлову В.М. и др. (1985 г.) генезис кахолонга и опала «...можно с достаточной степенью уверенности отнести...к гидротермальному типу». Приводят ряд наблюдаемых фактов для такого заключения. Главные из них: 1. Все проявления кахолонга расположены в экзоконтактовой полосе шириной 150 м – 5,5 км от интрузивных тел. 2. Кахолонговые зоны размещаются в пределах оперяющих крупных разломов, а породы, слагающие рудные

тела интенсивно перемяты, часто передроблены серицитизированы, каолинизированы, опализованы. 3. Вытянутая форма рудных тел характерна для гидротермальных месторождений. Форма желваков кахолонга округлая, эллипсовидная, неправильная. По мнению авторов, в месторождениях кор выветривания (КВ), где осаждение кремнистого материала происходит в зоне дезинтеграции, форма выделений опала и кахолонга должна иметь вид прожилков секущих породу. Не изменил своих взглядов на генезис опал-кахолонга в Центральных Кызылкумах Орлов В.М. и в более поздних работах (1999 г.).

По Е.А. Шиманову (1991 г.), проводившему разведку опал-кахолонга на месторождении Айтым, генезис кахолонг-опала связан с инфильтрацией растворенного кремнезема в линейные КВ, развитые вдоль тектонических нарушений, считая, что повышенная силицитизация пород в экзоконтакте является основным источником растворенного кремнезема. И более

того, « Хотя меловые отложения и перекрывают минерализованные зоны, они являются дорудными». Все другие положения по вопросу генезиса опал-кахолонга полностью соответствуют представлениям Орлова В.М. и др. (1985 г.).

Колдаевым А.А. при исследовании образований КВ на месторождении графита Тасказган (Бельтауский метагабброидный интрузив, Кульджуктау) установлено широкое развитие натролита (слабо термо- и кислотоустойчивый цеолит) по зонам графитовой минерализации на глубину до 180 м [3]. В приповерхностных условиях цеолит в зоне развития КВ (зоне окисления) разлагается, образуя гель кремнезема, а при его старении – опалы. Последние обезвоживаясь, переходят в кахолонг. При дальнейшем развитии КВ кахолонг покрывается коркой либо нацело замещается маршаллитом (мучнистым кварцем). Эти наблюдения позволили использовать опалы в качестве поискового признака нахождения цеолитов (рис. 2). При его применении на



Рис. 2. А – продукты разложения цеолита, опалы (кахолонги): уплотненный занозистый желвак слева (Тасказган, Бельтау) и ячеистые выделения справа (гора Опаловая, Ауминзатау).

Б – натролит мелкосферолитовый гипергенный (месторождение графита Тасказган. Фото А. А. Колдаева.

площади Бельтауского интрузива было выявлено 10 участков развития цеолитсодержащих пород [4], что послужило рекомендации использования залежей и россыпей опалов, кахолонга широко проявленных в Кызылкумах и других районах мира, для поисков цеолитов [5]. Образование цеолитов Тасказгана связано с низкотемпературной фазией постмагматического процесса.

В W-вых, золоторудных гигантах Узбекистана: Мурунтау, Большой Алмалык также обнаружены цеолиты, развитие которых происходило на завершающих стадиях постмагматического процесса и гипогенно-преобразования пород.

При разведке вольфрамового проявления Сарытау (Букантау) на глубине 110-114 м в экзоконтактовой части метаморфических пород (кремнисто-карбонатные и песчано-сланцевые, кокпатасская свита), прорванных гранитоидным интрузивом (C_3-P_1) обнаружены прожилки ломонтита и стильбита (цеолиты подобные натролиту) [2]. Здесь же на поверхности имеются многочисленные залежи опалов. Однако, они никогда не связывались с преобразованием цеолитов в КВ. В скважине СГ-10, заданной в южной части месторождения золота Мурунтау, интервал развития поздних прожилковых образований пренит-цеолитового (ломонтит), кварц-карбонатного и карбонатного состава, составил 1500-3500 м. Метасоматически измененные цеолитсодержащие породы находятся в экзоконтакте погребенного интрузива [12]. Здесь же в породах зоны окисления также были обнаружены желваки опала. При исследовании

участков развития проявлений опал-кахолонга в осадочно-метаморфических породах палеозоя (протерозоя) Ауминзатау (Коспактау) и Букантау также были обнаружены смектит-цеолитовые (анальцим) глинистоподобные образования [6].

Таким образом, установлено: геологами-производственниками – развитие зон опал-кахолонга в экзоконтактовой зоне интрузивов; нами, в этой же позиции и зонах постмагматического изменения горных пород – цеолиты, а также факт генетической связи образования опалов за счёт разложения слабо термо- и кислотоустойчивых цеолитов (анальцим, ломонтит, филлипсит, натролит и др.) [7]. Доказательством этому служит обнаружение цеолитов в разных типах горных пород (интрузивных и осадочно-метаморфических) на территории Центральных Кызылкумов и других регионах Узбекистана.

На основании изучения материалов работ экспедиции «Средазкварцсамоцветы», ГРП «Узрангтош», личных наблюдений [4-7] считаем возможным выделить в табл. 2 «Основные камнесамоцветные минерагенические провинции и их особенности, Среднеазиатский район» [10] в комплексной Среднеазиатской Центрально-Кызылкумской провинции на ряду с «Бирюзоносной» углеродисто-карбонатно кремнистой геологической формацией, «Кахолонг-опаловую» формацию кор выветривания развитых по цеолитсодержащим осадочно-метаморфическим и интрузивным породам.

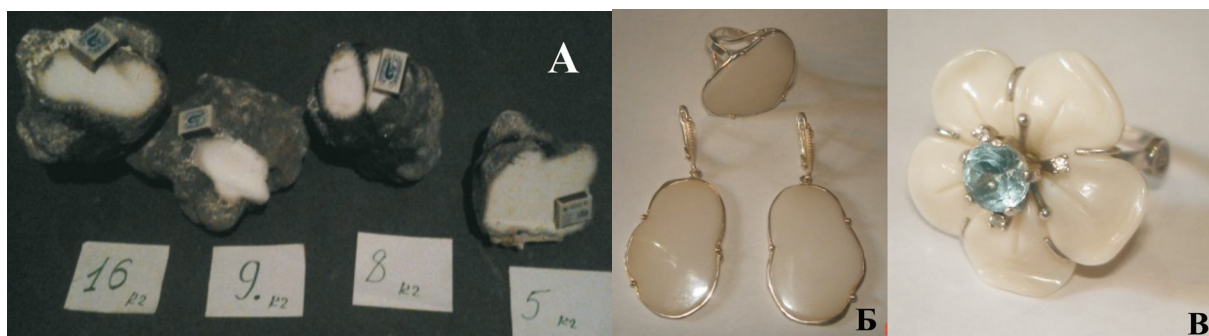


Рис. 3. А – желваки кахолонга (весом от 5-16 кг); Б – кольцо, серьги из кахолонга в мельхиоре; В – кольцо (резьба по кахолонгу, вставка голубой топаз). Фото. Л.Р. Садыковой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологический словарь. М.: Недра. 1973. Т. 1. 486 с., Т.2. 456 с.
2. Карабаев М.С., Исмаилов М.И., Шааков Б.Б. Цеолиты Сарытауского вольфрамового месторождения // Узб. геол. ж.- 1985. № 6. С. 67-70.
3. Колдаев А.А., Пак А.И. О находке крупных залежей цеолитов в Западном Узбекистане // ДАН УзССР. 1971. № 12. С. 40-41.
4. Колдаев А.А. Кора выветривания габброидов, гранитоидов Бельтау и приуроченная к ней цеолитовая минерализация (Центральные Кызылкумы). Автореферат дисс. на соискание ученой степени к. г.-м. н. Ташкент, 1973. 23 с.
5. Колдаев А.А. Генезис опалов в коре выветривания // Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 34. 1981. С. 79-83.
6. Колдаев А.А., Муминов С.З., Ахмеджанова Л.С. и др. Опалы и цеолиты в корях выветривания осадочно-метаморфических пород (Ауминзатау, Бельтау-Центральные Кызылкумы) // Узб. геол. ж., 1995. № 4. С. 98-104.
7. Колдаев А.А. Опалы, пеликаниты, силкриты (Узбекистан, Казахстан, Украина, Австралия) и цеолиты // Горно-геологический журнал 2013. № 3-4 (35-36). Казахстан. С. 33-36.
8. Корнилов Н.И., Солодова Ю.П. Ювелирные камни. М.: Недра. 1982. 239 с.
9. Ричард С. Митчелл. Названия минералов. Что они означают? М.: Мир. 1982. 248 с.
10. Самсонов Я.П., Туринге А.П. Самоцветы СССР. М.: Недра. 1984. 335 с.
11. Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 1. М.: Мир. 1977. 586 с.
12. Шаякубов Т.Ш., Цой Р.В., Голованов И.М. и др. Мурунтауская сверхглубокая скважина // Сов. Геология, 1991. № 10. С. 10-22.
13. Шуман В. Мир камня. Горные породы и минералы. М.: Мир. 1986. Т. 1. 215 с. Т. 2. 263 с.

ЮВЕЛИРНЫЕ И КОЛЛЕКЦИОННЫЕ МИНЕРАЛЫ ВЕЗДАРИНСКОЙ ЖИЛЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА

Коноваленко С.И.

Вездаринская жила малоглубинных пегматитов субредкометалльной турмалиновой подформации является источником ювелирных камней (цветного и полихромного турмалина, топаза, поллуцита, берилла) и редких коллекционных минералов (виитаньемии-та, гамбергита, еремеевита, стибиоколумбита, карогоита, бормусковита). Все эти минералы кристаллизовались в остаточных пустотах на завершающей стадии формирования жилы.

The Vezdarinskaya vein of shallow pegmatites of the near-rear-metal tourmaline subformation is the source of jewelry stones (coloured and polychrome tourmaline, topaz, pollucite, beryl) and rare collection minerals (viitaniemiite, hambergite, jeremejevite, stibiocolumbite, karogoite, bormuscovite). All these minerals were crystallized in residual cavities at the final stage of vein formation.

Малоглубинные миароловые пегматиты Юго-Западного Памира, являющиеся источником ювелирных и коллекционных минералов, разделяются на несколько групп, особенности вещественного состава которых во многом определяет химизм вмещающих жилы пород [2]. Наиболее многочисленной по числу представителей является группа субредкометалльных турмалиновых пегматитов, а среди них самой интересной, безусловно, является Вездаринская жила. Она располагается в верховьях одноименной реки – левого притока р. Шахдара в приосевой части Ишкашимского хребта. Жила обнаружена в сороковые годы XX века и разведывалась на пьезатурмалин в начале 70-х годов. Минералогическое изучение проведено 80-90-х гг. По морфологии это секущее линзообразное тело субвертикального падения размером 6×45 м, залегающее в основном в гранат-биотитовых гнейсах и только на верхнем выклинивании выходящее в кальцитовые мрамора. Жила имеет кварц-олигоклаз-калишпатовый состав и нечеткозональное строение. Краевой зоной является гранит-пегматитовая, постепенно переходящая в зону неравномернотекстурированной графики. Она в свою

очередь переходит в зону апографики, а в центре находится мелкоблоковый ортоклазовый пегматит. Количество калишпата последовательно возрастает от контакта к осевой части жилы за счет сокращения объема олигоклаза, параллельно увеличиваются и размеры выделений ортоклаза. Характерной особенностью жилы является бедность слюдами при обилии черного турмалина. Миаролы встречаются во всех зонах кроме краевой. Размеры их растут от зоны графики к мелкоблоковой (1-100 см), а количество сокращается в этом же направлении (от десятков до единиц). Комплексы замещения проявлены очень слабо, главным образом в околомиароловом пространстве и непосредственно в полостях. Здесь же локализована основная масса редких коллекционных минералов и все ювелирные камни. Жила имеет сложный минеральный состав, насчитывающий 38 видов (таблица).

Основными ювелирными камнями жилы являются топаз и цветной турмалин. Однако если топаз встречается редко, то турмалин обычен практически для любой миаролы и именно он создал заслуженную славу жиле.

Список минералов Вездаринской жилы в алфавитном порядке

№ пп	Минерал	№ пп	Минерал
1	Альбит	20	Корагоит
2	Альмандин	21	Манганколумбит
3	Антимонит	22	Микроклин
4	Арсенопирит	23	Микролит
5	Берилл	24	Мусковит
6	Биотит	25	Олигоклаз
7	Бормусковит	26	Ортаклаз
8	Виитаньемиит	27	Пирохлор
9	Галенит	28	Поллуцит
10	Галит	29	Полилитнионит
11	Гамбергит	30	Спессартин
12	Гетит	31	Стибиоколумбит
13	Гипс	32	Топаз
14	Гюбнерит	33	Торит
15	Еремеевит	34	Флюорит
16	Иксиолит	35	Фторапотит
17	Каолинит	36	Циркон
18	Касситерит	37	Шерл
19	Кварц	38	Эльбаит

Кристаллы топаза очень различны по своей морфологии. Среди них наблюдаются индивиды мурзинского типа с хорошо развитым пинакоидом (001) и призмой (120), конвертообразные «доматического» типа с преобладанием в головке граней (021), кристаллы волинского типа с одинаково сильно развитыми призмами (110) и (120) и слабо проявленным пинакоидом (001). Последние ассоциируют с минералами позднего комплекса и обычно имеют бледную телесно-розовую окраску. Остальные характерны для более ранних ассоциаций минералов, бесцветны или слегка голубоваты. Размер индивидов достигает до 1×2 см и в целом прямо коррелируется с размером миароловых полостей, где обнаруживаются кристаллы. Это же относится и к размерам кристаллов цветного турмалина, хотя они всегда крупнее, чем индивиды топаза в общих для минералов друзах. Максимальный размер кристаллов тур-

малина достигает до 5×12 см. Турмалин в полостях обычно образует обособленные индивиды, реже наблюдаются параллельные сростки двух и более кристаллов. Их облик меняется от длиннопризматического до призматического и короткопризматического, причем последний тип в целом преобладает. Габитусными гранями являются (110) (100) (101) (012) (021) и (001). В ранке позже образованных кристаллов возрастает роль моноэдра в оформлении головки, а в двуконечных индивидах свободного роста моноэдр чаще развит на аналогичном конце. Стоит отметить, что поперечность моноэдра аналогичного полюса всегда матовая, в то время как со стороны антилогичного она зеркально-гладкая. В прикрепленных кристаллах рост осуществляется аналогичным положительным полюсом. Главное достоинство кристаллов турмалина в жиле – это их исключительно разнообразная окраска. В цветных и полихром-

ных индивидах наибольшим распространением пользуется зеленая окраска различной интенсивности и различных оттенков. Исследование оптических спектров поглощения показало, что ее природа обусловлена присутствием двух ионов-хромофоров – Fe^{2+} и Mn^{2+} [2]. При одинаково высокой их концентрации зеленая окраска наиболее густая, а при отсутствии двухвалентного железа, даже в случае больших содержаний Mn^{2+} (до 8 % MnO) становится светло-зеленой и желтой. Особо следует подчеркнуть аномально высокую концентрацию марганца в турмалине жилы, которая для него очень характерна. В ряде анализов по содержанию данного элемента турмалин Вездаринской жилы вплотную приближается к собственно тсилазиту $\text{NaMn}_3^{2+}\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH},\text{F})_4$ (до 35-45 % тсилазитового минерала).

В полихромных кристаллах установлено два варианта зональности в распределении окраски – продольный и поперечный. Поперечная зональность характеризуется четко очерченными границами между зонами различного цвета, однако мощность самих зон, кроме внутренней, обычно невелика (часто менее 1 мм даже в сравнительно крупных кристаллах). Продольная зональность проявлена чаще и выражена заметно ярче. Она характеризуется постепенными цветовыми переходами от черного до черно-фиолетового цвета в корневых участках кристаллов к фиолетово-синему, сине-зеленому, зеленому, светло-зеленому, желтоватому и розовому в головке. Существуют и иные, обычно редуцированные варианты изменения окраски кристаллов в продольном направлении, однако общая последовательность смены цветов сохраняется. Возвратного появления тех или иных цветовых зон практически не обнаруживается, что свидетельствует о кристаллизации турмалина в условиях замкнутой системы автоклавного типа, в которой по мере роста кристаллов последовательно уходили на их постройку сначала ионы Fe^{2+} , затем Mn^{2+} , Al^{3+} и Li^+ .

Наиболее полная цветовая зональность, вплоть до появления у индивидов розово-красной рубеллитовой головки, обнаруживается в кристаллах турмалина крупных полостей приосевой зоны, в то время как в мелких миаролах промежуточных зон развиты обычно черно-зеленые и сине-зеленые кристаллы с редуцированной продольной зональностью. Спокойные условия кристаллизации минерала с отсутствием в процессе роста значительных перепадов температуры и давления, а также резких изменений химизма обуславливают относительно широкое развитие в полостях кристаллов турмалина ювелирного качества.

Ювелирным является в жиле и цезиевый минерал поллуцит – $\text{Cs}(\text{AlSi}_2\text{O}_6)$. В миаролах он представлен двумя разновременными генерациями. Более ранняя – это хорошо образованные кристаллы от 1 до 5 см в диаметре типичной для минерала морфологии, определяемой комбинацией куба и тетрагонтриоктаэдра. Соотношение степени развития этих двух простых форм меняется, но в целом тетрагонтриоктаэдр преобладает, что придает кристаллам округлый облик. Грани индивидов редко бывают гладкими из-за постоянно проявленного процесса травления. При интенсивном развитии растворения поверхность их приобретает ячеистую фактуру. Одновременно молочно-белая окраска кристаллов просветляется и они становятся прозрачными. Поллуцит ассоциирует с белым толстотаблитчатым альбитом, желто-зеленым тсилазит-эльбаитом и серебристой литиевой слюдой. Поздняя генерация минерала (поллуцит) наблюдается только в относительно крупных полостях апикальной части жилы, несущих следы интенсивного выщелачивания. Это регенерированный поллуцит, очищенный от массы включений и примесей, что делает его абсолютно прозрачным – ювелирным по качеству. Поллуцит II встречается в виде неправильных угловатых обломков и фрагментов кристаллов среди дробленого кварца, полевого шпата и других минералов вперемешку с полостной

глиной. Размеры его выделений колеблются от долей до 5 см. Все обломки несут сложную вицинальную скульптуру из бугорков и ямок растворения. Некоторые ямки переходят в параллельно ориентированные каналы растворения с устьем квадратного сечения. В зависимости от стадии развития, каналы могут выклиниваться, завершаясь внутри острыми конусами, либо проходить насквозь. Число каналов приходящихся на единицу площади поверхности сильно варьирует от образца к образцу, меняется и их толщина. Каналы являются основным дефектом, влияющим на прозрачность поллукита, и в целом оказывают негативное влияние на его ювелирное качество. В то же самое время присутствие таких полых каналов придает поллукитовому сырью очень декоративный шелковистый отлив. Стоит также отметить необычно высокие концентрации Cs в поллуките второй генерации, достигающие значения 0,75 формульных единиц, что крайне редко встречается у поллукита других пегматитовых провинций.

Наиболее замечательным коллекционным минералом Вездаринской жилы является очень редкий борат алюминия еремеевит $\text{Al}_6(\text{BO}_3)_5(\text{OH}, \text{F})$ открытый в ней в 1979 году. Эта находка стала третьей в мире. Памирский еремеевит встречается в миароловых полостях с поздними друзовыми минералами. И хотя его кристаллы не очень крупные по размеру (до 20 мм по удлинению при поперечном сечении 3-4 мм), зато они прекрасно образованы, прозрачны и в большинстве случаев имеют зеркально-гладкие грани. Облик кристаллов резко вытянутый, длиннопризматический. Нередко они несколько утончаются к головке, что придает индивидам обелисковидность. Габитусные формы: гексагональная призма (100) и гексагональная дипирамида (111). Окраска выражена очень слабо. Часть индивидов бледно-телесно-розовая, многие водяно-прозрачны, некоторые обнаруживают полихромность с переходами бледно-розовой окраски у основания кристаллов,

через бесцветную среднюю зону к бледно-голубой в головке. Розовая окраска, судя по изученному оптическому спектру поглощения, связана с изоморфной примесью ионов Mn^{3+} в октаэдрической координации, т. е. аналогична по природе окраске рубеллита жилы. Поперечные срезы индивидов еремеевита обнаруживают ярко выраженное зонально-секториальное строение и аномальную оптическую двусность, которая является отражением внутренних напряжений возникающих в кристаллах по границам секторов роста.

Кроме бората алюминия в жиле изредка встречается и борат бериллия гамбергит $\text{Be}_2(\text{BO}_3)\text{OH}$, который образует в миаролах резко удлиненные призматические и игольчатые кристаллы размером до $1 \times 2 \times 10-20$ мм. Они вытянуты по (001) и уплощены по (100) часто несут следы растворения в виде трапециевидных и треугольных углублений. Характерна грубая вертикальная штриховка по (100). Головки кристаллов оформлены плохо. Гораздо чаще в миароловых полостях встречается молочно-белый гамбергит и водяно-прозрачный длиннопризматический берилл-гошенит. Последний практически не содержит в составе щелочей и ассоциирует с минералами ранних парагенезисов, собственными пустотам краевых частей жилы. Гошенит образует простые по форме кристаллы (1120) и (0001) размером до 1×5 см.

В поздних ассоциациях друзового комплекса жилы открыт новый минеральный вид – корагоит $\text{Mn}_3\text{Nb}_3(\text{Nb}, \text{Mn})_2\text{W}_2\text{O}_{20}$ [1]. Корагоит образует тонко-пластинчатые красные и красно-коричневые кристаллы размером до 1-3 мм при толщине 0,1-0,3 мм, собранные в пучки и часто деформированные. Они ассоциируют с микроклином, кварцем, альбитом, цирконом, турмалином и вольфрамом содержащими разновидностями тонтало-ниобатов – W-колумбитом, W-иксиолитом, W-пирохлором и W-стибиоколумбитом.

Еще один объект научного коллекционирования жилы – редкий фосфат натрия,

кальция и алюминия – виитанъемиит – $\text{Na}(\text{Ca}, \text{Mn})\text{Al}(\text{PO}_4)(\text{F}, \text{OH})_3$. До памирской находки он был известен только в трех пегматитовых полях мира на территории Финляндии, Германии и Канады. В Вездаринской жиле минерал обнаружен в крупной осевой полости, где он образует корочки мелких (1-3 мм) таблитчатых идиоморфных индивидов на кристаллах кварца и калиевого полевого шпата или наблюдается в виде обломков тех же мелких (до $12 \times 4 \times 3$ мм) кристалликов белого, желтоватого или бледно-лилового цвета в каолиновой глине, заполняющей нижнюю часть занорыша. Индивиды оформлены довольно грубо. Особенно плохо выражены головки, имеющие характерный сплюснуто-копьевидный облик. Кристаллы уплощены по (100) и вытянуты вдоль оси *b*. На гранях (100) отмечен чешуйчато-ступенчатый рельеф, что связано с полисинтетическим двойникованием по (100). Виитанъемиит относится к одним из наиболее поздних эндогенных минералов жилы и образуется, по-видимому, за счет растворения более ранних минералов, триплита и альбита. Подавляющее большинство, как коллекционных ми-

нералов, так и ювелирных камней как показали термобарохимические исследования формировались в полостях на заключительном этапе кристаллизации в интервале температур 330-385 °С.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Бахгисарайцев А.Ю. и др. Карагоит новый минерализ гранитных пегматитов Юго-Западного Памира, Таджикистан // Докл. РАН, 1997. Т. 353. № 4. С. 516-518.
2. Коноваленко С.И. Типы минералов пегматитов кристаллической толщи Юго-Западного Памира // Геммология. Материалы второй научной конференции. Томск, 2006. С. 62-69
3. Коноваленко С.И., Бахтин А.И., Лопатин О.Н. Природа окраски цветного и полихромного турмалина из миароловых пегматитов Юго-Западного Памира // Минерал. журнал, 1991. Т. 13. № 2. С. 54-62
4. Коноваленко С.И., Россовский Л.Н., Ананьев С.А. Ереемевит – вновь найденный в России минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. 4112. № 2. С. 212-217.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КИАНИТА

Коротеев В.А., Коротеев Г.Д., Коротеев Н.Д.,
Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н.

Минералы группы кианита востребованы при производстве высокоогнеупорных материалов. Выделяются две группы продуктивных метаморфогенно-метасоматических пород, обогащенных высокоглиноземистыми минералами: 1) стратифицированные горизонты в толще плагиогнейсов раннего архея и протерозоя – глиноземистая (кианитовая) формация щитов и древних платформ (метаморфогенный, кейвский тип); 2) нестратифицированные метасоматические породы, слагающие внутренние и внешние шовные зоны полифациальных метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового термодинамических типов, образующихся по разновозрастным, обычно пелитовым породам – глиноземистая формация складчатых поясов (гидротермально-метасоматический, уральский тип).

Minerals of kyanite group are used in high-fireproof materials' industry. Two groups of productive metamorphic-metasomatic rocks enriched by high-aluminiferous minerals are distinguished: 1) stratified horizons in a rock mass of the Archean and Proterozoic plagiogneisses – aluminiferous formation of continental shields and ancient platforms (metamorphogenic Keiv type); 2) non-stratified metasomatic rocks of inward and outward suture zones of polyfacies metamorphic complexes of andalusite-sillimanite thermodynamic types formed in different ages pelitic rocks - aluminiferous formation of folded belts (hydrothermal metasomatic Uralian type).

Алюмосиликатные минералы состава Al_2SiO_5 являются эффективным видом огнеупорного сырья. Они объединены в группу кианита – кианит (дистен), андалузит, силлиманит, и относятся к метаморфогенно-метасоматическому генетическому типу. Различия в величинах энтропии и свободной энергии трех полиморфных модификаций минералов группы кианита очень невелики. В атмосферных условиях при нагревании до высоких температур в группе кианита происходит перестройка кристаллической решетки с образованием одного и того же минерала – муллита и кристобалита.

Изучение кианитовых месторождений Кольского полуострова, Карелии, Сибири и Урала позволили установить их полиметаморфический генезис, обусловленный длительностью и сложностью геологической

истории формирования структур северо-восточной части Восточно-Европейской платформы и Уральского складчатого пояса, что обусловило наличие сходных черт развития кианитовых месторождений, хотя масштабы минерализации в разных регионах различные.

Урал рассматривается обычно как типичная складчатая область с образованием в конце палеозоя Уральского орогена. Анализируя данные по геологии, геохронологии, биостратиграфии и минерагении докембрийских блоков Урала, устанавливаются основные черты его развития. Архейские образования Урала, слагающие центральные блоки метаморфических комплексов (гнейсово-мигматитовые ядра), в целом сходны с разновозрастными образованиями фундамента Восточно-Европейской и Си-

бирской платформ. Для докембрия характерны маломощная и мобильная кора Земли, высокая интенсивность вулканизма, специфические условия седиментационных процессов, а также повышенный поток тепловой энергии, приведший к интенсивному развитию метаморфизма и ультраметаморфизма пород.

Среди прометаморфических формаций докембрия развит достаточно широкий спектр месторождений полезных ископаемых (глиноземистые, марганцевые, железорудные, золото-урановые и др.). Подавляющее большинство месторождений глиноземистого сырья, связанных с глиноземистыми сланцами осадочного генезиса, независимо от их возраста (архей или протерозой) залегают в породах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Масштабы их зависят от формационной принадлежности.

В фанерозое ультраметаморфизм и магматизм сосредоточены в основном в зонах дислокационного метаморфизма глубинных разломов и связаны с локальными термическими аномалиями. В этом проявляются наиболее общие особенности метасоматизма в докембрии и его отличие от фанерозойских процессов.

В настоящее время выделено две группы (формации) продуктивных метаморфогенно-метасоматических пород, обогащенных высокоглиноземистыми минералами группы кианита:

- стратифицированные горизонты в толще плагиогнейсов раннего архея и протерозоя – **глиноземистая формация щитов и древних платформ (метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический, кейвский тип);**

- нестратифицированные метасоматические породы, слагающие внутренние и внешние части шовных зон полифациальных метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового термодинамических типов, образующихся по разновозрастным, обычно пелитовым породам – **глиноземистая формация фанерозойских складчатых по-**

ясов (гидротермально-метасоматический, уральский тип).

В геологическом плане для дислокационного метаморфизма характерна связь с зонами разломов, в петрологическом – совмещение разновозрастных и разнотипных минеральных ассоциаций, большое влияние одностороннего сжатия (стресса) и, наконец, сочетание с метасоматозом и рудоотложением. В одних случаях деформация горных пород в зонах разломов происходит изохимически, в других сопровождается явным выносом и привносом петрогенных элементов. Процессы дислокационного метаморфизма играют важную роль в образовании метаморфогенно-метасоматических месторождений: они изменяют ранее существовавшие метаморфогенные рудные залежи, вызывают ремобилизацию рудного вещества и создают тектонические структуры, благоприятные для формирования новых метасоматических проявлений полезных ископаемых.

Связь режима щелочности-кислотности с термодинамическими условиями метаморфических процессов легче всего представить, рассмотрев кристаллохимические особенности минералов, характеризующих различные метаморфические фации. Взаимодействие флюида и твердой фазы в некоторых проявлениях может иметь полярно-противоположный характер: с одной стороны, состав и состояние флюида является причиной смены минеральных ассоциаций, а с другой – наоборот, изменение состава твердой фазы под влиянием меняющихся Т-Р условий определяет состав существующего с ней флюида.

Выразительным примером такого двойного взаимодействия может служить выщелачивание, которое осуществляется путем кристаллохимического фракционирования при метаморфизме (*метаморфогенный тип*) или в результате воздействия на твердую фазу активного кислого раствора (*метасоматический тип*).

В первом случае низковалентные ионы с большим радиусом в определенных

термодинамических условиях, среди которых наибольшее значение имеет давление, оказываются неустойчивыми в кристаллической решетке большинства силикатов и уходят в раствор. Таким образом, формируются ассоциации, содержащие высокоплотные минералы, для которых характерна шестерная координация алюминия: кианит, пироп-альмандиновый гранат, хлоритоид, ставролит и др. Геологически вполне четко устанавливается приуроченность таких ассоциаций к древним, архейско-протерозойским гнейсово-амфиболитовым комплексам, претерпевшим высокотемпературный и высокобарический метаморфизм. Так как рассматриваемые ассоциации возникают вследствие реакции породы на изменяющиеся термодинамические условия, их необходимо отнести к числу **метаморфических**, хотя формирование самих минеральных агрегатов осуществляется с помощью **метасоматического** механизма и не является вполне изохимическим.

Появление высокобарических парagneзисов в шовных зонах докембрийских метаморфических комплексов (Кольский п-ов, Карелия, Алданский щит, Урал и др.) связано не столько с гидротермально-метасоматическими преобразованиями (изменение кислотности-щелочности) пород глубинными флюидами, сколько с кристаллохимическим фракционированием, обусловленным селективным переходом под давлением в раствор «наименее надежно закрепленных» ионов в кристаллической решетке, которое меняет соотношение химических потенциалов компонентов в твердой и жидкой фазах, определяя, в частности, щелочность-кислотность и другие свойства раствора.

На Урале широко развиты месторождения метасоматических кианитовых кварцитов, реже силлиманитовых кварцитов, залегающих в шовных зонах, секущих силлиманит(кианит)содержащие гнейсы Адамовского, Кочкарского, Мурзинско-Адуйского, Уфалейского, Сысертского метаморфических комплексов. Кианитовые кварциты пред-

ставляют собой плотные породы, разбитые трещинами отдельности на крупные блоки.

Метасоматический кианит распределяется в кварцитах неравномерно: от единичных зерен до 40-50 %. В зонах высокой концентрации кианита, последний кристаллизуется в виде радиально-лучистых агрегатов светло-голубой окраски. Кианит образует радиально-лучистые агрегаты в кварците, в котором по границам зерен наблюдаются скопления пылевидного магнетита, реже появляется зерна рутила, пирита, гематита.

Для метаморфогенных и метаморфогенно-метасоматических месторождений высокоглинозистого сырья типичны кварцевые жилы выполнения с кианитом, андалузитом или силлиманитом в зальбандах. Концентрации высокоглиноземистых минералов в этих жилах представляют лишь минералогический интерес, промышленных концентраций не образуется.

Сравнение Уральских кианитов с кианитом свиты Кейв методами математической статистики и факторного анализа показал их сходство по минеральным включениям и примесям, по химсоставу, содержанию редких и редкоземельных элементов. Наиболее загрязненными по минеральным примесям и химическому составу оказываются наиболее ранние метаморфогенные кианиты волокнисто-игольчатого и конкреционно-лучистого промышленного типа. Менее загрязнен параморфический тип кианита по хиастолитам и метаморфогенно-метасоматический радиально-лучистый кианит кианитовых кварцитов и зон перекристаллизации. Наиболее чистыми являются поздние метасоматические кианиты голубого цвета, образующие оторочки в зальбандах кварцевых жил, которые, к сожалению, имеют очень небольшие масштабы распространения и соответственно запасы.

На Урале в настоящее время запущен пилотный проект по организации добычи кианитового сырья с производительностью 30-50 тыс. тонн в год. Наиболее благоприятными в этом отношении

являются техногенные отложения Андрее-Юльевской россыпи, содержащие кианит (Челябинская обл., г. Пласт). В техногенных отложениях из россыпи преобладает порфиробластический кианит, достаточно чистый (БС-1), к тому же в значительной мере уже обогащенный.

Ресурсы сырья достаточны для крупномасштабного производства концентратов; на базе кианита и кварца. В ВОСТИО под руководством д.г.-м.н. В.А. Перепелицина были проведены лабораторные огнеупорные исследования кианитовых концентратов, из которых

следует, что кианитовые концентраты, полученные из Андрее-Юльевских россыпей, являются перспективными для производства качественных муллитокремнеземистых огнеупорных материалов и изделий.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 и № 15-11-5-17 Президиума РАН и по госзаданию ФАНО по теме 0393-2014-0022 «Геохимические факторы зарождения и эволюции эндогенных рудогенерирующих систем складчатых областей»

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАГНЕЗИТА

Крупенин М.Т.

Месторождения кристаллического магнезита во многих регионах имеют доскладчатый возраст, что рассматривается рядом исследователей как признак осадочной их природы. В то же время месторождения имеют признаки метасоматического образования по карбонатной (известняковой или доломитовой) матрице. В последние годы для большого числа регионов находят признаки рассольной природы флюида, ответственного за магнезитовый метасоматоз. Физико-химическое численное моделирование показало, что метасоматическое образование магнезита происходит при высокой величине Mg/Ca и большом градиенте температур флюид/протолит. Этим условиям лучше всего соответствует погружение эвапоритовых высокомагнезиальных рассолов в рифтогенных зонах (разуплотнение земной коры, высокая проницаемость и термический градиент).

Deposits of sparry magnesite in many regions are prefolded age, which is considered by some researchers as a sign of their sedimentary nature. At the same time deposits have features of metasomatic carbonate forming after (limestone or dolomite) matrix. In recent years, a large number of regions are signs of bittern brine fluids responsible for metasomatic magnesite. Physical and chemical numerical simulation showed that the metasomatic magnesite forming occurs in high value Mg/Ca and high temperature gradients of fluid/protolith. These conditions are best fits by seepage of Mg-bearing evaporite brines in rift zones (decompression of the crust, high permeability and thermal gradient).

Кристаллический магнезит является сырьем для получения периклаза, одного из наиболее тугоплавких природных веществ (температура плавления 2800 °С градусов). Кроме основного направления использования в качестве сырья для металлургических огнеупоров (намертво обожжённый при температуре более 1400 °С магнезит, или периклаз), перспективным для отечественной промышленности является использование обожжённого при 660-800 °С (каустического) магнезита в качестве вяжущего (цемент Сореля). Это перспективный материал, имеющий свою нишу в современной стройиндустрии. В отличие от портландцемента, он характеризуется сочетанием высокой прочности на растяжение и изгиб (до 20 МПа и выше), имеет ценные экологичес-

кие характеристики, что важно при использовании в строительных смесях.

Месторождения кристаллического магнезита приурочены к карбонатным толщам докембрия и палеозоя и образуют провинции в различных регионах мира (Китай, Северная Корея, Индия, Испания, Италия, Австрия, Словакия, Канада, Бразилия). В России активно эксплуатируются месторождения Южно-Уральской провинции (Саткинское), Енисейского края, большие запасы известны в месторождениях Восточного Саяна, Малого Хингана, Памира. Сходство данного типа месторождений заключается как в приуроченности магнезитовых залежей к протяжённым и мощным карбонатным толщам (как известняковым, так и доломитовым), так и во внешнем виде

сырья – крупнокристаллический магнезит со стрельчатой (пинолитовой) структурой, образованной вытянутыми ромбоэдрами. Месторождения имеют, как правило, доскладчатый возраст, что позволяет предполагать некоторым исследователям их осадочную природу. Однако, секущие метасоматические контакты магнезитовых залежей указывают на формирование магнезита по твердой карбонатной породе, то есть после прохождения диагенеза карбонатных отложений.

Основными гипотезами формирования залежей кристаллического магнезита являются седиментогенная (или седиментогенно-диагенетическая) [7; 11; 15 и др.] и гидротермально-метасоматическая [2; 13 и др.]. Для некоторых месторождений отмечены признаки сингенетичного или диагенетического образования магнезита, к примеру, в Британской Колумбии, что даёт повод некоторым исследователям трактовать особые химические условия карбонатнакопления в докембрии [11]. Однако, предположения об осадочной природе кристаллических магнезитов в палеозойских органических карбонатах Австрии [15] не подчиняются такой логике. Детальными исследованиями на действующих рудниках по добыче кристаллического магнезита в различных провинциях, как в нашей стране (Южный Урал, Енисейский кряж, Восточные Саяны), так и в других регионах (Австралия, Австрия, Словакия, Испания, Италия, Китай), установлена эпигенетическая природа залежей относительно вмещающих осадочных карбонатных пластов. Однако, в рамках гидротермально-метасоматической модели существуют различные представления об источнике самого флюида и магния для метасоматического процесса: постмагматическая [2 и др.], метаморфическая [12 и др.], элизионно-катагенетическая [1].

С помощью прецизионного изучения флюидных включений на основе анализа Na-Cl-Br систематики в магнезите месторождений Восточных Альп была показана эвапоритовая природа рудного флюида, позволившая сформулировать инфильтраци-

онно-рассольную теорию [14], подтверждённую на магнезитовых месторождениях Западных Карпат, а также типовых месторождениях Южно-Уральской провинции [4]. Применение микротермометрического анализа подтвердило гидротермальный характер и рассольную природу метасоматического флюида для месторождений магнезита, как Южного Урала, так и Австрии, Словакии, а также Испании, Австралии, Бразилии.

Анализ геологической позиции месторождений кристаллического магнезита показывает разнообразие условий их формирования и приуроченность к карбонатно-терригенным (иногда метаморфизованным) комплексам различного возраста от раннего докембрия до пермо-триаса. Вмещающие толщи относятся преимущественно к мелководно-морским и лагунным эпи- и перикратонным бассейнам. Пространственные параметры магнезитовых залежей свидетельствуют о преимущественно пласто- и линзообразной форме, которая может быть следствием как метасоматического образования в проницаемых горизонтах карбонатных тел, так и о первично осадочном генезисе. На большинстве месторождений геологами отмечается наличие сложной формы залежей, секущих слоистость дискордантных латеральных контактов, присутствие останцов доломита внутри магнезитовых залежей, постепенных переходов от магнезита в доломит через зону метасоматической вкрапленности. В то же время на некоторых месторождениях, к примеру, в рифейской серии Аделаида в южной Австралии, маломощные пласты магнезита (0,3–1 м) прослежены в доломитах на расстоянии до 15 км в районе Мандалио, 30 пластов мощностью первые метры в районах Копли и Уитчелина прослежены на расстояние до 30 км. Еще более внушительные размеры по простиранию (до 100 км) имеют магнезитовые залежи в протерозойских отложениях провинции Ляонинь на северо-востоке Китая. Однако, в последнем случае, описаны метасоматические латеральные контакты, позволяющие трактовать

вать генезис как метасоматический.

Для большинства вмещающих терригенно-карбонатных комплексов, как докембрия, так и палеозоя, отмечается не только мелководный характер седиментации, но и присутствие признаков эвапоритовой природы осадков. Это подтверждают литологические признаки как прямые – присутствие прослоев сульфатов, галита, выдержанных прослоев тонкозернистого доломита, так и косвенные – наличие прослоев брекчий растворения, глиптоморфоз и псевдоморфоз по гипсу и галиту, присутствие среди метаморфизованных вмещающих пород турмалина, скаполита (магнезитовое месторождение Кухилал, Памир). Кроме того, в настоящее время происходит накопление геохимических признаков эвапоритовой природы отложений или флюидов, с которыми было связано образование магнезитов. Установлена рассольная природа флюидных включений и высокие концентрации брома в них, повышенные концентрации лития, бора, натрия, сульфат-иона. Все эти признаки позволяют предполагать связь источника магния в месторождениях кристаллического магнезита различных провинций с процессом эвапоритового сгущения морских вод, являющимся важнейшим природным концентратором магния в рассолах.

Геохимические особенности магнезитов различных месторождений, к примеру, содержание железа, микрокомпонентов группы железа (никель, хром, марганец, кобальт), равно, как и величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, отношение Y/No зависели от степени взаимодействия Mg-рассолов с терригенными породами при миграции через осадочные толщи.

В большинстве случаев, для месторождений кристаллического магнезита есть доказательства доскладчатого образования магнезита, что может быть основанием к формированию его в низкотемпературных условиях под действием нисходящей и латеральной миграции в различной степени подогретых Mg-рассолов в карбонатных

толщах. На ряде провинций, в частности, Альпийской, Западно-Карпатской, Южно-Уральской, Удереиской показано, что магнезиты формировались ранее, чем анкерит-сидеритовая минерализация, связанная с более интенсивным взаимодействием рассолов с вмещающими терригенно-глинистыми породами разреза. Это подтверждается и данными по возрасту магнезитов относительно вмещающих пород и сидеритового оруденения. Немногочисленные пока изотопные определения возраста магнезита показывают различия в возрасте от вмещающих карбонатных протолитов от 40 млн. лет на месторождении Сунк [9] до 170 млн. лет на Саткинском [6] и 190 млн. лет на Брайтенау [10]. Ещё более значительные различия в возрасте вмещающих пород и оруденения предполагаются для Исмакаевского месторождения на Южном Урале, до 300 млн. лет. Высокая концентрация железа в магнезитах в последнем примере указывает на интенсивное взаимодействие метасоматизирующих рассолов с вмещающими терригенно-глинистыми породами нижнего рифея. Возраст Бакальского сидеритового месторождения также отстоит от возраста вмещающих пород на 300 млн. лет.

Для европейских геологов, имеющих дело с метаморфизованными осадочными комплексами, находящимися в тектонических пластинах в зоне альпийского орогенеза, свойственно рассматривать генезис магнезита с позиций гидротермально-метасоматического происхождения с привлечением в качестве источника магния метаморфического флюида, температура которого совпадает со степенью метаморфизма вмещающих отложений (12 и др.). С другой стороны, магнезит был получен в экспериментах при температурах выше 60°C [3], несмотря на то, что по термодинамическим расчетам он должен кристаллизоваться при значительно более высокой температуре.

Определение условий метасоматического образования магнезита представляет собой отдельную проблему, поскольку не соответствует теоретическим и экспери-

ментальным правилам кристаллизации в закрытой системе. Примером тому служит невозможность применения геотермометров кальцит-доломит и изотопного кислородного для метасоматических объектов, особенно, если температуры преобразования вмещающих отложений не достигали зоны зеленосланцевого метаморфизма (Южно-Уральская провинция, Енисейский кряж, Непско-Ботубинская антеклиз, некоторые месторождения Альпийского пояса, к примеру, микрокристаллические магнезиты формации Бурано в Италии). Магнезиты формировались в условиях метатектонизма и, даже, глубинного катагенеза, однако, магнезитовый метасоматоз проявлен широко с образованием крупных и уникальных месторождений.

Для объяснения механизма магнезитового метасоматоза в карбонатных толщах необходимо привлечение физико-химического обоснования моделей. Применение численного физико-химического моделирования взаимодействия раствор – порода (метод многоступенчатого волнового реактора) для Саткинского месторождения ограничило условия для прохождения магнезитового метасоматоза нагревом высокомагнезиального рассола в восстановительных условиях при высокой величине Mg/Ca и большом градиенте температур флюид/протолит [5]. Этим условиям лучше всего соответствует погружение эвапоритовых высокомагнезиальных рассолов в рифтогенных зонах (разуплотнение земной коры, высокая проницаемость и термический градиент). Саткинское магнезитовое месторождение образовано на машакском этапе рифтогенеза (1380 млн. лет), который обеспечил как разуплотнение земной коры и активную миграцию захоронённых рассолов, так и предварительный нагрев вмещающих пород в условиях повышенного геотермического градиента. Другие месторождения Южно-Уральской провинции связаны с последующим рифтогенным этапом на границе среднего и верхнего рифея. Сходным

образом формирование месторождения Брайтенау в Восточных Альпах связывается с пермо-триасовым этапом рифтогенного растяжения в начале альпийского геотектонического цикла [10]. Доскладчатый характер месторождений кристаллического магнезита из многих провинций позволяет предполагать их метасоматическое образование на относительно ранних этапах геологического развития (доорогенных). Более длительная история захоронения высокомагнезиальных рассолов в общем случае приводит к метаморфизму подземных вод, при котором в результате обменных реакций теряется магний и происходит насыщение флюида железом. Это приводит к метасоматическому образованию уже магнезиально-железистых карбонатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анфимов Л.В.* Магнезитоносные старатифицированные уровни и их литологическая природа в рифейских доломитовых толщах Южного Урала // Литология и полезные ископаемые, 2007. № 1. С. 33-44.
2. *Заварицкий А.Н.* Результаты исследования магнезитовых месторождений в Саткинском районе в 1918 г. // Горное дело. 1920. № 2/3. С. 37-39.
3. *Казаков А.В., Тихомирова М.М., Плотникова В.И.* Система карбонатных равновесий (доломит, магнезит). Тр. ИГН АН СССР, Геол. Сер. (64). 1957. Вып. 152.
4. *Крупенин М.Т., Прохаска В.* Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнезитах саткинского типа // Докл. РАН, 2005. Т 403. № 5. С. 661-663.
5. *Крупенин М.Т., Кольцов А.Б., Маслов А. В.* Физико-химическая модель формирования Саткинских месторождений кристаллического магнезита // Докл. РАН, 2012. Т. 452. № 4. С. 438-440.
6. *Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т.* и др. U-Pb-систематика протерозойских магнезитов Саткинского месторождения Южного Урала: источник

флюида и возраст // Докл. РАН, 2014. Т. 456. № 2. С. 219-222.

7. Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань. ЗАО «Новое знание», 2003. 161 с.

8. Aharon P. A Stable-isotope study of magnesites from the Rum Jungle Uranium Field, Australia: Implications for the origin of strata-bound massive magnesites. // Chemical Geology. 1988. 69. P. 127-145.

9. Azim-Zadeh A.M., Ebner F., Jiang S.-Y. Mineralogical, geochemical, fluid inclusion and isotope study of Hohentauern/Sunk sparry magnesite deposit (Eastern Alps/Austria): implications for a metasomatic genetic model // Mineralogy and Petrology. 2015. 109. 3. P. 555-575.

10. Henjes-Kunst F., Prochaska W., Niedermayr A., et al., Sm–Nd dating of hydrothermal carbonate formation: An example from the Breitenau magnesite deposit (Styria, Austria) // Chemical Geology, 2014. 387. P. 184-201.

11. Frank T.D. and Fielding C.R. Marine

origin for Precambrian, carbonate-hosted magnesite // Geology, 2003. V. 31. P. 1101-1104.

12. Petrascheck, W.E. (1972): Beziehungen zwischen kryptokristallinem und sparigem Magnesit // Radez-Rundschau. 5. 339-350

13. Pohl W., Comparative geology of magnesite deposits and occurrences // Magnesite - Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates, P. Moeller (Ed.), Monograph Series on Mineral Deposits 28, 1-13. Gebruder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 1989.

14. Prochaska W. Magnesite and talc deposits in Austria // Mineralia Slovaca. 2000. 32. P. 543-548.

15. Schroll E, Genesis of magnesite deposits in the view of isotope geochemistry // Boletim Paranaense de ciencias, Curitiba, Parana, Brazil, 2002. 50. P. 59-68.

16. Simandl G.J. and Hancock K. Sparry Magnesite // British Columbia Geological Survey. Geological Fieldwork 1997. P. 50-52.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА ХОРАСЮРСКОГО И ЩЕКУРЬИНСКОГО БЛОКОВ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА) ДЛЯ «БАЗАЛЬТОВОГО» ПРОИЗВОДСТВА

Кудрин К.Ю.

На основании петрохимических данных дана положительная оценка возможности использования магматических пород основного состава восточного склона Приполярного Урала для базальтового производства: габброиды северорудничного комплекса – для производства однокомпонентных шихт, долериты Польинского и Маньинского разрезов, а также эффузивы Люльинского разреза – для производства непрерывного волокна.

On the basis of petrochemical data gave a positive assessment of the possibility to using magmatic rocks of the eastern slope of the Prepolar Urals for the basalt production: gabbroids of severorudnichniy complex – for the production of one component of the charge; dolerites of Pol'inskiy and Man'inskiy sections, as well as volcanic rocks of Lyul'inskiy sections – for the production of continuous fiber.

Исходным сырьем для производства базальтовых волокон являются магматические породы габбро-базальтовой группы.

Для высокотехнологического производства рекомендуется использовать породы с содержанием SiO_2 менее 53 % [5]. Другим важным критерием пригодности базальтовых пород является модуль кислотности (M_k), который определяет пригодность сырья для производства минерального волокна:

$$M_k = (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) / (\text{CaO} + \text{MgO}),$$
где SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO – содержание соответствующих оксидов в сырье или расплаве, мас. %.

Для однокомпонентных шихт рекомендован M_k со значением от 1,7 до 4; для производства непрерывного волокна – 4,7–6,5 [5].

Нами обработаны результаты более 600 силикатных анализов пород основно-

го состава (гипербазиты, базальты, габброиды, трахибазальты, долериты), полученных при проведении геолого-съемочных работ масштаба 1:50000 (Литовченко Н.И., 1966; Негурица Э.Г., 1970; Митюшева В.С., 1970; Павлов М.М., 1990; Петенин Н.А., 1994) и 1:200000 (Боч С.В., 1948; Мезенцев М.П., 1964), а также тематических исследований [1, 2, 3, 6], выполненных на восточном склоне Приполярного Урала. С запада район исследования ограничивается зоной Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР), с востока – границей Западно-Сибирской плиты, с севера – долиной р. Манья, с юга – долиной р. Охтля. В контур попадают крупные структурно-вещественные единицы – Щекурьинский и Хорасюрский массивы (в их строении принимают участие интрузивные породы качканарского, тагилыктыльского и северорудничного комплексов). С запада по зоне ГУГР с

ними соприкасаются гипербазитовые интрузии салатимского комплекса. С востока интрузивные тела обрамляют последовательно сменяющие друг друга в разрезе вулканы соимшорской и рувшорской толщ с не до конца установленным стратиграфическим положением (предположительно именновская, гороблагодатская, люльинская и северососьвинская свиты, а также комплекс параллельных даек задугового бассейна) [1-3, 6].

По результатам определения модуля кислотности 344 состава пород отвечают требованиям, предъявляемым к сырью для производства однокомпонентных шихт (236) и для производства непрерывного базальтового волокна (108).

Породы ультраосновного состава салатимского (54 анализа) и качканарского (59 анализов) комплексов не представляют интереса в качестве сырья для базальтового производства.

Породы тагилокытлымского и северорудничного интрузивных комплексов наиболее изучены петрохимически по сравнению с другими магматическими образованиями – 203 и 195 анализов соответственно. При этом «лучшими» характеристиками обладают габброиды северорудничного комплекса, слагающие восточные части Хорасюрского и Щекуринского массивов [2, 3] – они соответствуют требованиям к сырью для производства однокомпонентных шихт. Для габброидов тагилокытлымского комплекса следует отметить следующие негативные характеристики: сильная петрографическая изменчивость, наличие мощных метасоматических зон изменения пород, присутствие ксенолитов и крупных блоков пород качканарского комплекса.

Вулканогенные образования петрохимически изучены слабо (всего 93 анализа). Тем не менее, отчетливо намечается специализация эффузивов в качестве сырья для производства непрерывного базальтового волокна: наибольшие перспективы мы связываем с дальнейшим изучением вулкани- тов Люльинского разреза рувшорской тол-

щи, Польинского и Маньинского разрезов комплекса параллельных даек задугового бассейна (рис. 1). Сертыньинский и Щекуринский разрезы [4] вулканогенных пород характеризуются присутствием среди вулкани- тов значительного количества кластического материала, частой петрографической изменчивостью, наличием зон глубокой метасоматической проработки.

На изученной территории предварительно оконтурены участки для поисково-оценочных работ на базальтовое сырье (рис. 2): первой очереди – Польинско-Маньинский и Сертыньинско-Люльинский; второй очереди – Щекуринско-Польинский, Маньтуринско-Турупинский и Охт-лям-Туяхланьинский.

В непосредственной близости от объектов исследования расположены Ятринское месторождение и Люльинское проявление известняков. На Ятринском месторождении проведены геологоразведочные работы, в ходе которых изучен химический состав пород: средние значения составили: $\text{CaCO}_3 > 96 \%$; $\text{MgCO}_3 < 1,3 \%$; $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 < 1,5 \%$ (Недочетов, 1964). На основании этих данных нами оценена возможность использования известняков Ятринского месторождения в качестве корректирующей добавки для улучшения показателя модуля кислотности с использованием формулы:

$$M_k = ((\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) \times x + (\text{SiO}_2' + \text{Al}_2\text{O}_3') \times y) / ((\text{CaO} + \text{MgO}) \times x + (\text{CaO}' + \text{MgO}') \times y),$$

где SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO – содержание соответствующих оксидов в сырье, мас. %; SiO_2' , $\text{Al}_2\text{O}_3'$, CaO' , MgO' – содержание соответствующих оксидов в корректирующем компоненте, мас. %; x – содержание исходного компонента, масс. %; y – содержание корректирующего компонента, мас. %.

Результаты расчетов, выполненных при условии содержания корректирующей добавки 10 мас. % для пород комплекса параллельных даек, опробованных в Польинском разрезе, показали, что все анализируемые составы пород стали удовлетворять диапазону значения модуля кислотности,

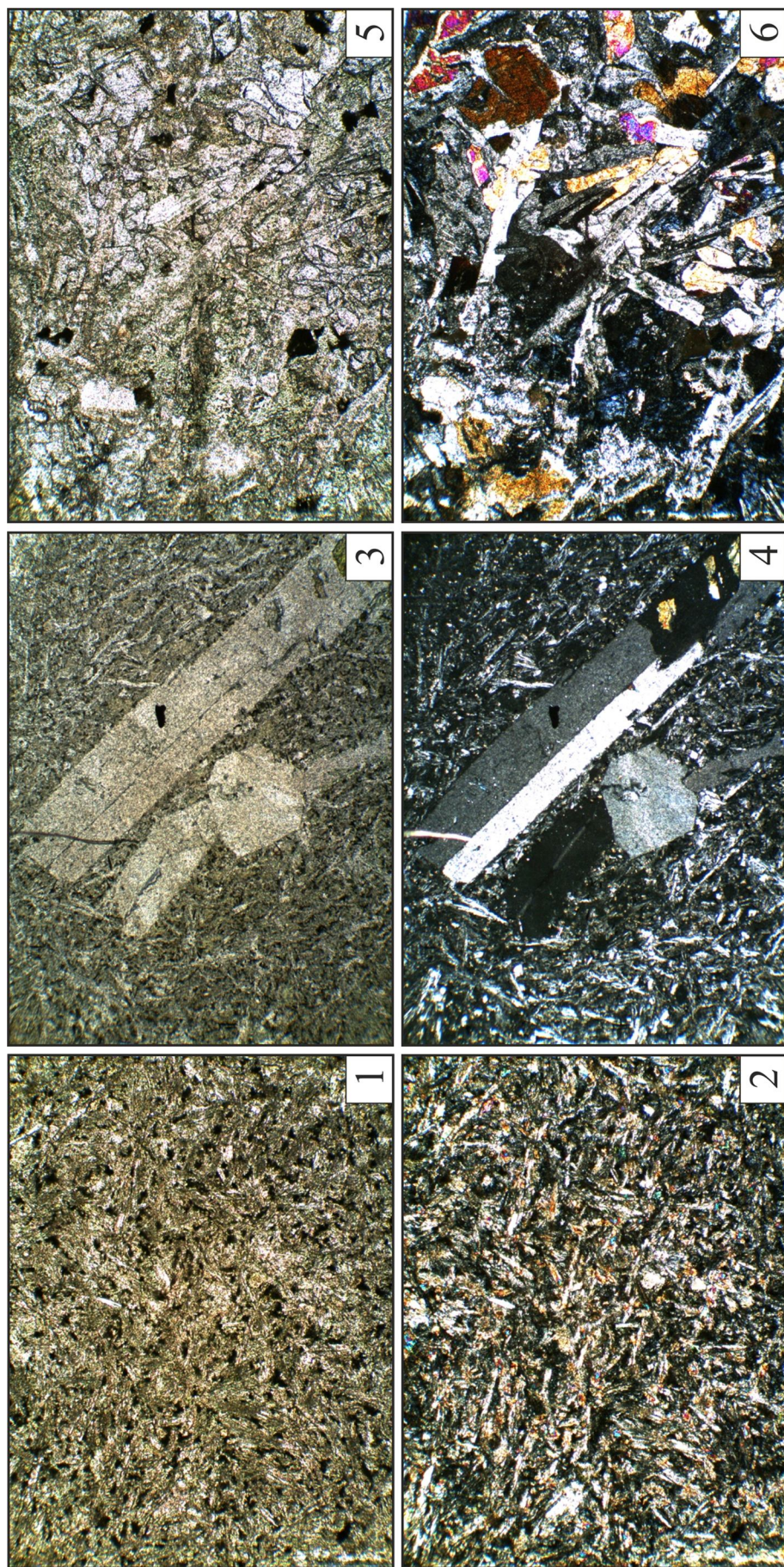


Рис. 1. Породы дайкового комплекса Маньинского разреза.

1-2 – афировые базальты скринов; 1 – при одном никеле, 2 – в скрещенных никелях; 3-4 – плагиоклазовые базальты скринов; 3 – при одном никеле, 4 – в скрещенных никелях; 5-6 – мелкозернистые долериты даек; 5 – при одном никеле, 6 – в скрещенных никелях

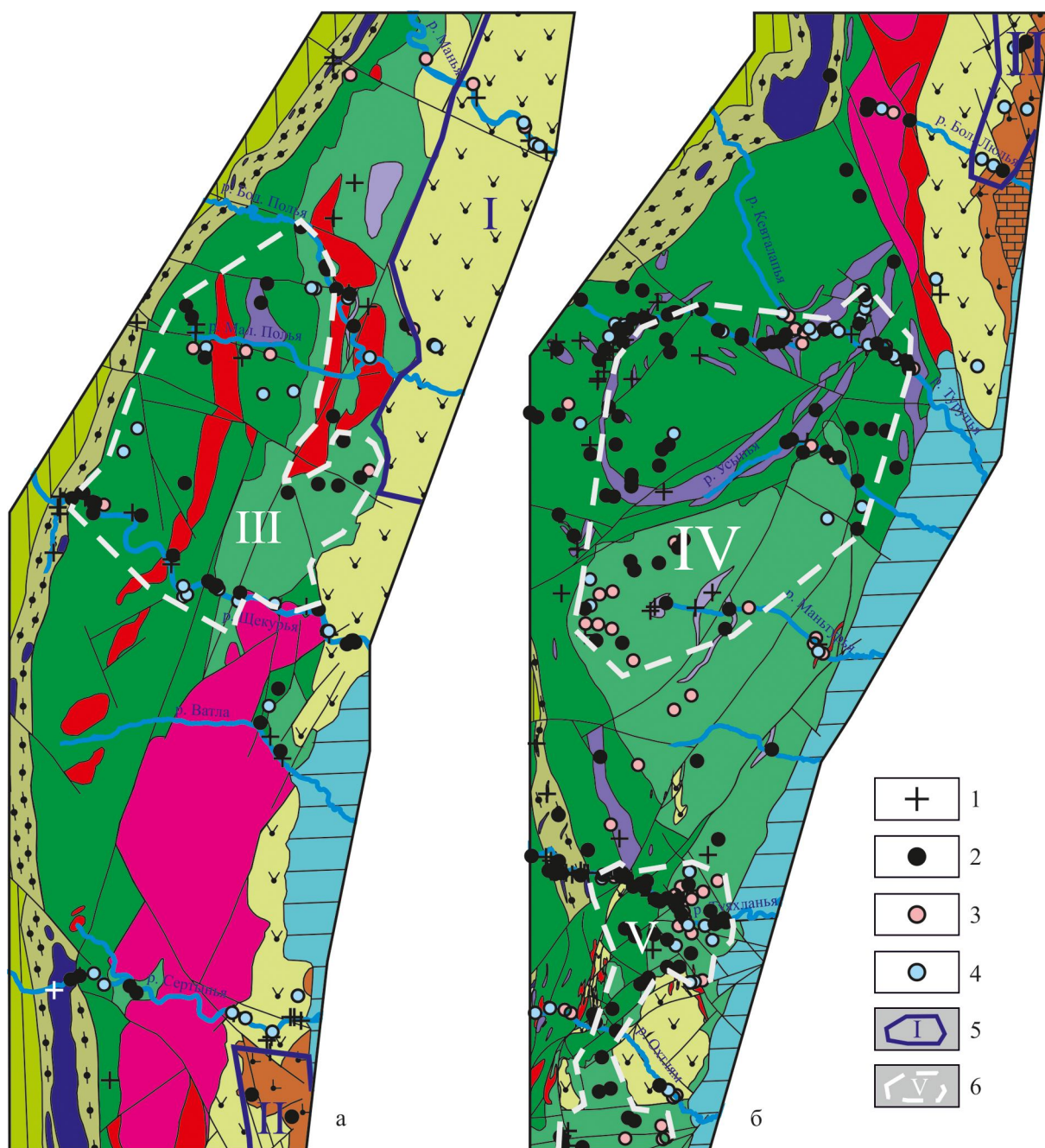


Рис. 2. Схема расположения точек изучения состава основного пород, ранжированных по значению модуля кислотности (M_k), совмещенная с контурами перспективных участков. Геологическая основа по (Душин В.А. и др., 2009) с изменениями автора.

Условные обозначения: а – Щекуринский массив; б – Хорасюрский массив.

1-4 – точки составов пород со значениями M_k : 1 – $< 1,8$ и $> 6,5$; 2 – $1,8-4,0$; 3 – $4,0-4,7$; 4 – $4,7-6,5$; 5-6 – перспективные участки и их номера: 5 – высокоперспективные первой очереди; 6 – с неясными перспективами.

Наименование перспективных участков: I – Польинско-Маньинский; II – Сертыньинско-Люльинский; III – Щекуринско-Польинский; IV – Маньтуринско-Турупинский; V – Охтлям-Туяхланьинский.

предъявляемому к сырью для производства однокомпонентных шихт.

Таким образом, анализ имеющихся данных показал, что породы основного состава, распространенные на изученной территории ХМАО – Югры, могут быть пригодны для высокотехнологичного производства: для изготовления однокомпонентных шихт и непрерывного базальтового волокна.

Работы выполнены в НОЦ «Поиск» Института природопользования Югорского государственного университета в рамках государственных работ в сфере научной деятельности (задание № 2014/505) по теме «Задуговые офиолиты в структуре Приполярноуральского сегмента Уральской складчатой области».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочкарев В.В. Магматические формации северной части Приполярного Урала. Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 67 с.
2. Кудрин К.Ю. Геохимическая типизация магматических образований восточного склона Приполярного Урала междуречья Сёртынья-Манья // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 325. № 1. С. 69-82.
3. Кудрин К.Ю. Петрохимическая типизация силурийских магматитов междуречья Турупья – Щекурья (Приполярный Урал, ХМАО) // Литосфера. 2011. № 2. С. 84-93.
4. Кудрин К.Ю. Щекуринский вулкано-огненный опорный разрез // Кристалл. – 2013. № 3. С. 10-13.
5. Матвеев Г.М., Раскина Э.М., Горшков С.В. и др. Габбро-базальтовое сырье для производства минерального волокна. М.-Пермь: ВНИИЭСМ, 2003. 96 с.
6. Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного уральского разлома (Приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // Литосфера. 2005. № 2. С. 41-59.

СОДЕРЖАНИЕ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ОСОБО ЧИСТОМ КВАРЦЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РОССИИ ПО ДАННЫМ ЭПР

Лютеев В.П.

На примере крупнейших российских месторождений особо чистого кварца проанализированы возможности метода ЭПР для количественного определения концентраций структурных элементов-примесей в исходном сырье и обогащенных концентратах. Концентрации структурных примесей, по данным ЭПР, определяют предел обогащения кварца. Сопоставление концентрационных полей парамагнитных примесных центров в кварце испытуемых проявлений и промышленного эталонного кварца позволяет выделить новые объекты, потенциально перспективные на получение концентратов особо чистого кварца.

Potential of EPR method for the quantitative determination of structural trace elements in quartz raw material and enriched concentrates was analyzed on the example of the largest Russian deposits of high purity quartz. Concentrations of trace elements according to the ESR determine the limit of enrichment of raw material. Comparison of concentration fields of paramagnetic impurity centers in test quartz and industrial reference quartz allows for allocating new objects, potentially promising to obtain high purity quartz concentrates.

Стратегическим сырьевым компонентом для высоких технологий в полупроводниковой электронике, солнечной энергетике, оптоволоконной и оптической промышленности является особо чистый кварцевый концентрат (ОЧК), суммарное содержание элементов-примесей в котором не превышает 25 ppm. Основу ресурсного потенциала кварца в России для производства ОЧК составляют месторождения и проявления гранулированного и прозрачного жильного кварца Приполярноуральской и Южноуральской субпровинций (90 % ресурсов), Прибайкальской и Карело-Кольской кварценозных провинций [1].

Наиболее качественные концентраты ОЧК производятся крупнейшим в России кварцевым горнообогатительным комбинатом ОАО «Кыштымский ГОК» из силекситового кварца уфалейского типа, распространенного на ряде месторождений Южно-

го Урала. Апробируются новые типы высококачественного кварцитового сырья (Восточные Саяны, Бурятия). Важным направлением расширения производственной базы ОЧК кроме поиска новых объектов является разработка малозатратных высокоэнергетических методов рафинирования кварца, удаления структурных примесей. Для оценки чистоты кварца используется спектрохимический анализ, в последнее время в вариантах МС ИСП или ОС ИСП, не разделяющий примеси по структурному состоянию. Селективную информацию о структурных состояниях и концентрациях элементов-примесей Al, Ti, Ge, Fe, Li, Na, H можно получить с помощью электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Методики оценки концентраций примесных центров включают радиационно-термическую активацию кварца, параметры которой специально подбираются для получения кор-

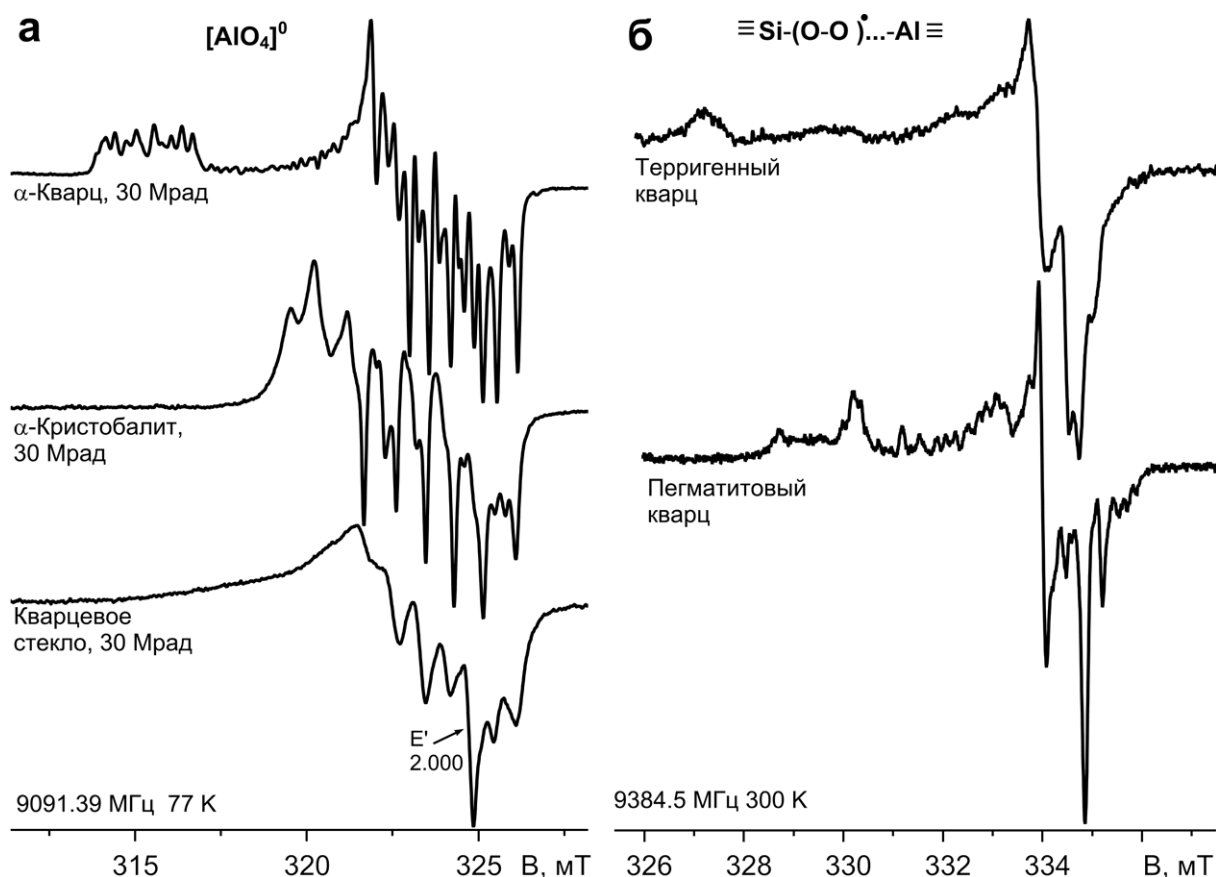


Рис. 1. Примесные Al-центры: а – линии $[AlO_4]^0$ -центров в спектрах ЭПР порошков кварца Кузнецихинского месторождения и полученных из него кристобалите и стекле; б – сигналы пероксидных радикалов в ассоциации с примесным ионом алюминия

ректных значений абсолютных концентраций примесных центров.

Методом ЭПР в ИГ Коми НЦ УрО РАН изучен исходный кварц и продукты его глубокого обогащения, переданные ФГУП «Центркварц» и ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» и представляющие разрабатываемые и находящиеся в стадии оценки месторождения и проявления гранулированного, прозрачного жильного и молочно-белого кварца Южного, Среднего и Приполярного Урала, Карелии и кварцитов Бурятии [6, 7]. Результаты работы базируются также на изучении методом ЭПР лабораторных проб кварца из месторождений Приполярного и Южного Урала, Кольского полуострова, терригенного кварца из различных отложений Республики Коми [4, 5, 8].

Основные примесные структурные парамагнитные дефекты в кварце связаны

с замещением атомов кремния Al, Ge, Ti, Fe и междуузельными Li, Na, H в регулярных и дефектных позициях решетки кварца, а также продуктах технологической переработки концентратов (рис. 1, 2). В качестве меры концентрации структурного Al, главного примесного элемента в решетке кварца, можно использовать определения концентраций парамагнитных $[AlO_4]^0$ -центров в пробах, подвергнутых отжигу при 1050 °C и облученных дозой 30 Mrad, а для примесей Ge и Ti – результаты измерения концентраций соответствующих парамагнитных центров в образцах, прогретых при 550 °C и облученных дозой 0.5 Mrad [6].

Сопоставление данных ЭПР по концентрациям структурных примесей с их валовыми спектральными определениями, полученными методом ИСП-спектрометрии (ФГУП ЦНИИГРИ), проведено на при-

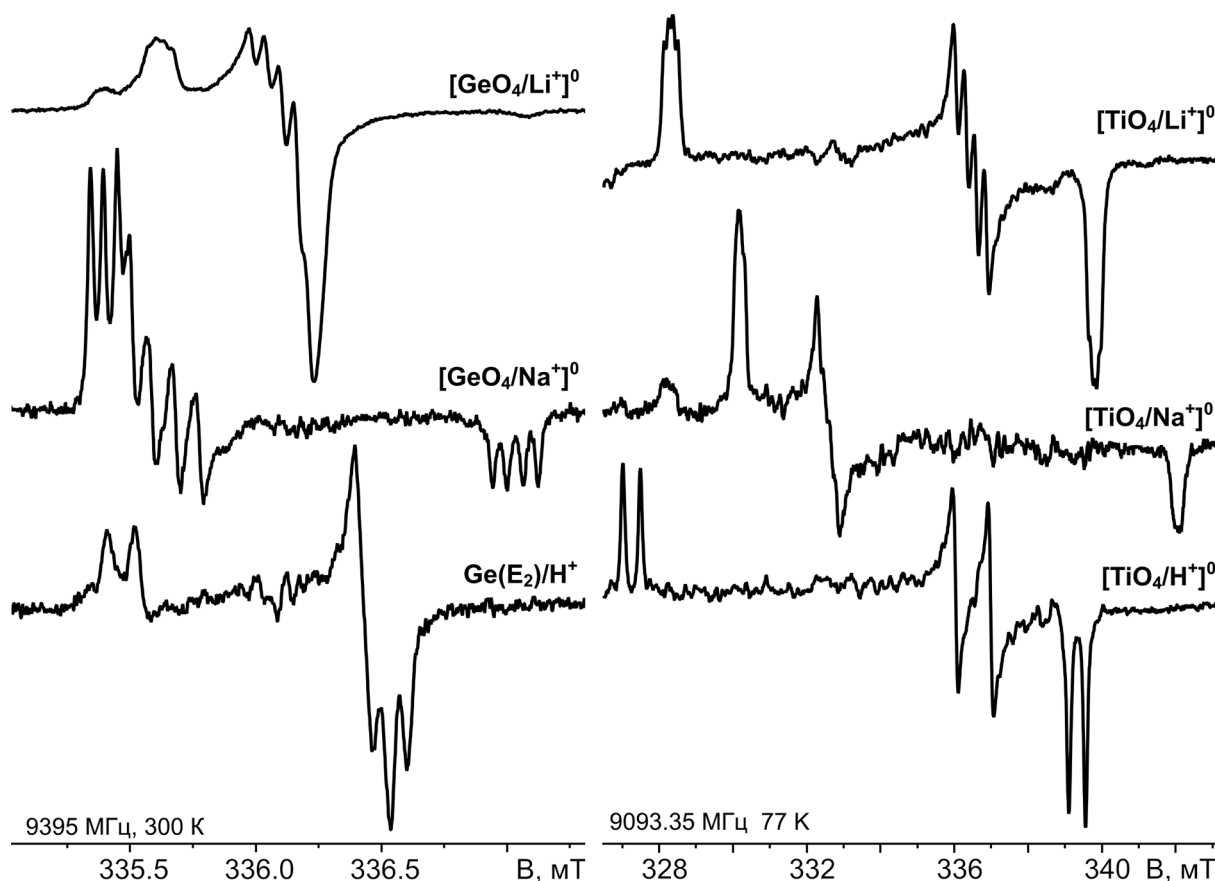


Рис. 2. Спектры ЭПР примесных парамагнитных Ge- и Ti-центров в жильном кварце Приполярного Урала и пегматитах Кольского п-ва, соответственно.

мере ряда кварцевых объектов Южноуральской субпровинции (рис. 3). Отклонение фигуративных точек от линии соответствия данных двух методов идет в сторону высоких валовых концентраций Al. Причиной этого является недостаточно высокая степень очистки проб от посторонних фазовых примесей. Области наименьших спектральных концентраций для каждого из объектов хорошо соотносятся с данными ЭПР. Соответствующий диапазон ЭПР-концентраций дает предел обогащения кварца объекта от посторонних фазовых примесей. Сопоставимые по величине концентрации структурного и валового алюминия получены лишь для рафинированного кварца из некоторых гранулированных жил. Диаграмма демонстрирует потенциал очистки кварца по Al в составе минеральных включений.

При лабораторном обогащении проб кварца, в ходе промышленного получения

концентрата и в новых инновационных методах рафинирования кварца может происходить частичное удаление растворенных в решетке кварца примесных элементов, например за счет химического вытравливания обогащенных структурными примесями участков зерен, выходящих на поверхность, или стрессовых температурных перепадов при плазмохимической обработке. Результаты ЭПР-оценки эффекта очистки кварца из изученных объектов после его лабораторного обогащения традиционными методами и полного комплекса промышленного обогащения проб по стандартной схеме (пром. концентрат), после плазмохимической финишной обработки демонстрируются на рис. 4 [2]. Независимо от методов очистки кварца устойчиво значимого уменьшения концентрации структурных примесей не выявлено, что согласуется с результатами других исследований [3]. Та-

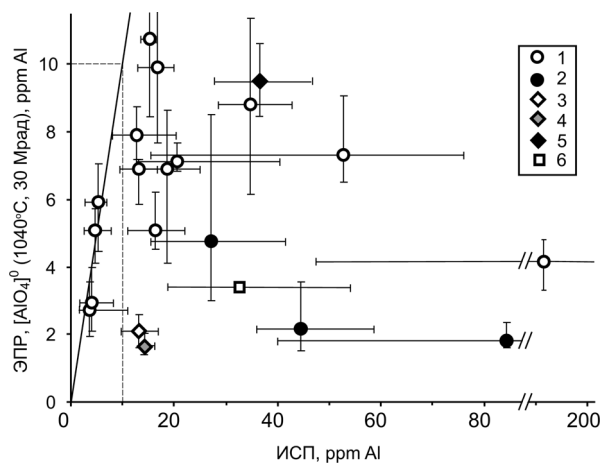


Рис. 3. Соотношение между концентрациями примесей алюминия, определенными ИСП и ЭПР в концентратах ОЧК из кварца гранулированных жил (1, 2); молочно-белых и прозрачных жил (3–5); кварцитов (6).

Рис. 4. Средние значения и диапазоны варьирования примесных центров Al и Ge в концентратах ОЧК (ЛП), пробах традиционной схемы обогащения (МТП) и дальнейшей плазмохимической обработки (ПХ). Месторождения Южноуральской субпровинции (1–16) и Бурятии (17, 18).

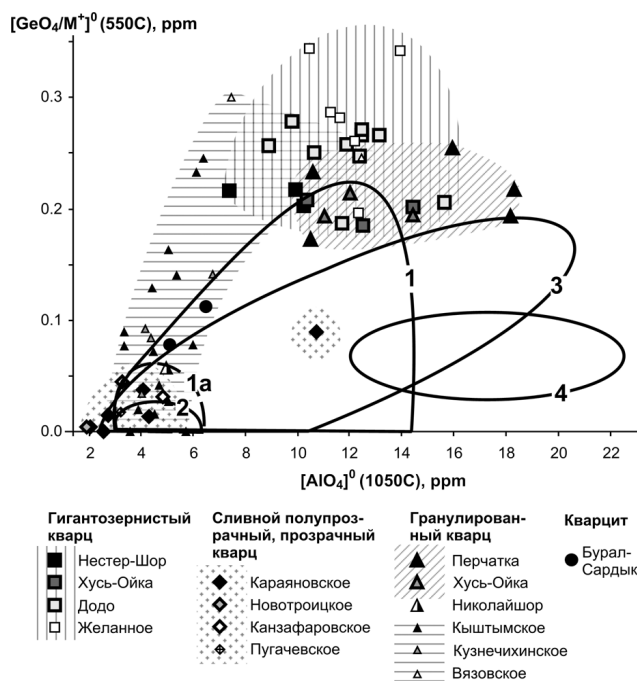
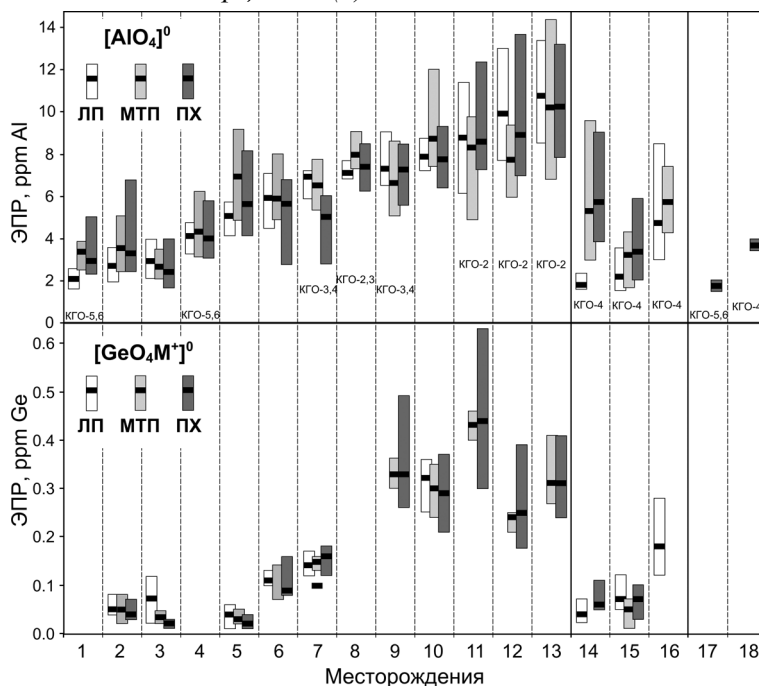


Рис. 5. Специализация кварца различных объектов по концентрациям структурных примесей алюминия и германия. Поля концентраций: 1 – палеороссыпь Ичетью (1а – участок Сидоровский); 2 – золоторудный кварц, м-е Майское, Кольский п-ов; 2 – пегматиты, Кольский п-ов; 3 – стекольные пески РК.

ким образом, выявляемые ЭПР-спектроскопией концентрации структурных примесных центров могут служить мерой предела обогащения кварцевых концентратов и прогнозирования предела их финишного качества.

Распределение концентраций сквозных Al- и Ge-центров в кварце различных типов месторождений России представлено на рис. 5. Наименьшие содержания структурных примесей в минерале характерны для группы месторождений полупрозрачного сливного кварца (Al 2.0–4.9 ppm, Ge 0–0.04 ppm). По данному параметру они соответствуют наиболее чистым разностям гранулированного кварца уфалейского типа. Аналогичный по содержанию структурных примесей кварц встречается в гранулированных жилах на Приполярном Урале (Николайшор). Другие апробированные объекты как гигантозернистого, так и гранулированного кварца имеют повышенные содержания структурных примесей. Сопоставление концентрационных полей примесей в кварце испытуемых проявлений с таковыми для промышленного эталонного кварца позволяет выделить новые нетрадиционные генетические типы кварца, потенциально перспективные на получение ОЧК концентратов (рис. 5).

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта УрО РАН № 15-11-5-33 «Развитие инновационных технологий с целью эффективного и комплексного использования минерального сырья и получения новых материалов на минеральной основе».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисов Л.А., Серых Н.М., Федоров В.К. Ресурсный потенциал кварцевого сырья для плавки // Материалы Всероссийского совещания «Современные проблемы изучения и использования минерально-сы-

рьевой базы кварцевого сырья-2011». Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 18-20.

2. Борисов Л.А., Лютоев В.П. Пределы обогатимости кварцевых концентратов ОЧК некоторых месторождений России по данным ЭПР и ИСП // Минералогические перспективы: Материалы минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 307-309.

3. Исаев В.А. Структурные примеси в кварце. Часть I. Обзор и анализ традиционных способов очистки кварца от структурных примесей // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2006. № 9. С. 11-23.

4. Кузнецов С.К., Бурцев И.Н., Лютоев В. П. Высококачественное кварцевое сырье Тимано-Североуральского региона // Горный журнал, 2013. № 9. С.48-53.

5. Кузнецов С.К., Лютоев В.П., Шанина С.Н. и др. Особенности качества жильного кварца уральских месторождений // Известия Коми НЦ УрО РАН, 2011. № 4(8). С. 65-72.

6. Лютоев В.П. Пределы обогатимости кварцевых концентратов ОЧК месторождений России по данным ЭПР. В кн. Научные основы синтеза минералов и новых материалов, разработка новых геотехнологий, геоматериаловедение, новые исследовательские средства и геоинформационные системы, нанотехнологические исследования / Отв. ред. А. М. Асхабов. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2012. С. 119-126.

7. Лютоев В.П., Борисов Л.А. Определение содержания структурных примесей в концентратах ОЧК методом ЭПР (Южноуральские месторождения гранулированного кварца) // Минералогические перспективы: Материалы минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 334-336.

8. Лютоев В.П., Макеев А.Б. Структурные элементы-примеси в кварце песчаников Пижемской депрессии (Средний Тиман) // Литосфера, 2013. № 4. С. 110-120.

РОЛЬ РАЗРЫВНЫХ ПОДВОДНЫХ МОРСКИХ ТЕЧЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦЕВЫХ ПЕСКОВ «ДЖЕРОЙ» (УЗБЕКИСТАН)

Мирзаев А.У., Чиникулов Х.

Кварцевые пески месторождения «Джерой», слагающие разрезы позднеэоценовой риштан-ханабадской ритмосвит Центральных Кызылкумов, относятся к осадкам разрывных подводных морских течений. Они по гранулометрическому составу соответствуют средним и мелкозернистым пескам.

При формировании месторождения кварцевых песков «Джерой» осадочная дифференциация, в частности - повторной мобилизации осадков одной фации в другую, способствовала улучшению качества полезного ископаемого.

The quartz sands of the «Jeroy» mine from the Late Eocene Rishtan-Khanabad formation of Central Kyzyl-Kum are belonging to the underwater marine rip current sediments. According to its grain size, these sands are corresponding to the fine and medium grained sandstones.

The sedimental differentiation, more precisely – the re-mobilisation of the sediments from one facies to another, while the Jeroy mine was forming, was improving the quality of the mineral.

Месторождение расположено в небольшой котловине юго-западнее пос. Тамды, к северо-западу от Кызылкудука, в Тамдынском районе Навоийской области Республики Узбекистан. В геологическом строении района месторождения участвуют отложения палеогена – верхнего эоцена.

Котловина, имеющая в поперечнике около 100 м, разделяет месторождение на два обособленных участка - Северный и Южный. В 1962 г. С. Гафурджановым на месторождении отобраны первые пробы и проведена предварительная разведка участка Южный. В 1967-1968 гг. А.В. Гладких провел детальную разведку Северного участка. В 1970-1973 гг. на месторождении проводились оценочные работы на кварцевые пески как сырьё для производства хрусталя экспедицией «Химгеолнеруд». Кварцевые пески разнотернистые, белого и жел-

того цвета. На северной части месторождения, расположенной на восточном борту котловины, пески прослеживаются на 700-800 м и далее к востоку, за счет пологого залегания пород (6-8°), погружаются под олигоцен-неогеновые отложения, вскрытые шурфами глубиной 25 м. Наибольшая мощность продуктивного пласта 15 м. Строение пласта кварцевых песков Южного участка аналогично Северному. Здесь кварцевые пески прослеживаются на расстоянии 1100 м и на юго-востоке участка погружаются под палеогеновые глины, покрытые неогеновыми осадками. Вскрытая шурфами наибольшая мощность песков – 10,8 м [2]. Запасы по промышленным категориям оцениваются в 2,6 млн. т., а по С₂ – 1,45 млн. т. [1]

Пески Джеройского месторождения содержат окислов кремния от 96 до 98 %,

Таблица 1

Результаты химического анализа кварцевых песков месторождения «Джерой»

Номер пробы	Компоненты, %									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	SO ₃	K ₂ O+Na ₂ O	п.п.п	Сумма
344	98,12	1,29	0,11	0,20	0,40	–	–	–	0, 20	100,32

Таблица 2

Среднее содержание основных фракций (0,4-0,1) и глинистых частиц по Джеройскому месторождению песков

Номер пробы	Среднее содержание фракций, %					
	0,4 мм	0,315 мм	0,20 мм	0,16 мм	0,10 мм	глинистые
Северный участок						
Ш-180	10,25	54,55	19,49	12,50	0,50	0,88
Ш-182	7,50	18,71	61,70	8,81	2,23	0,65
Ш-192	5,07	13,72	51,19	19,01	8,36	1,59
Ш-190	2,55	15,64	57,26	15,80	6,74	1,43
Ш-172	5,20	15,49	46,76	15,62	9,50	0,88
Ш-176	3,05	7,32	46,31	26,60	13,50	1,99
К-130	7,86	20,29	53,05	17,81	7,14	1,48
Ш-178	4,05	17,13	50,33	18,66	8,68	0,73
Ш-18	4,16	12,49	49,99	20,22	10,56	1,40
К-132	7,84	23,88	52,7/	8,26	3,92	1,81
К-76	14,37	28,45	33,84	12,64	4,81	1,53
К- 77	10,09	35,59	36,57	11,98	3,43	1,41
Южный участок						
Ш-196	5, 11	16,56	48,05	17,65	1,01	1,30
Ш-197	4,99	11,45	44,82	21,40	13,03	0,57
К-133	3, 66	17, 66	48,91	5,82	7,74	0,69
Ш-195	4,97	13,93	50,92	20,63	8,07	0,76
Ш-134	11, 65	23,18	49,34	11,06	2,81	0,74
К-135	5,85	17,88	47,27	18,11	8,26	1,63
Ш -191	8,17	38,32	49,68	11,43	5,04	0,68
Ш-184	3,30	9,30	46,64	25,09	13,02	1,92
К-131	14,67	28,33	42,46	8,40	2,61	0,68
К- 64	12,82	40,27	30,50	9,78	5,20	0,36
Ш-120	6,98	45,83	34,70	7,40	2,41	1,82

с помощью обогащения можно получать концентраты песка с содержанием SiO₂ – 99,6 % , Fe₂O₃ – 0,009 (табл. 1). По содержанию основного – зернового состава (табл. 2) пески Джеройского месторождения относятся к группе 02, где главная фракция концентрируется на ситах 0,315, 0,2, 0,16.

Эволюция палеогенового седиментационного бассейна Кызылкумов тесно свя-

зана с этапностью геологического развития, процессами регрессии и трансгрессии и направленным изменением климата от экстремально-аридного до семиаридного и семигумидного [4].

На основе изучения смены геологических событий четко выделяются пять этапов эволюции палеогенового бассейна Кызылкумов: палеоценовый, раннеэоце-

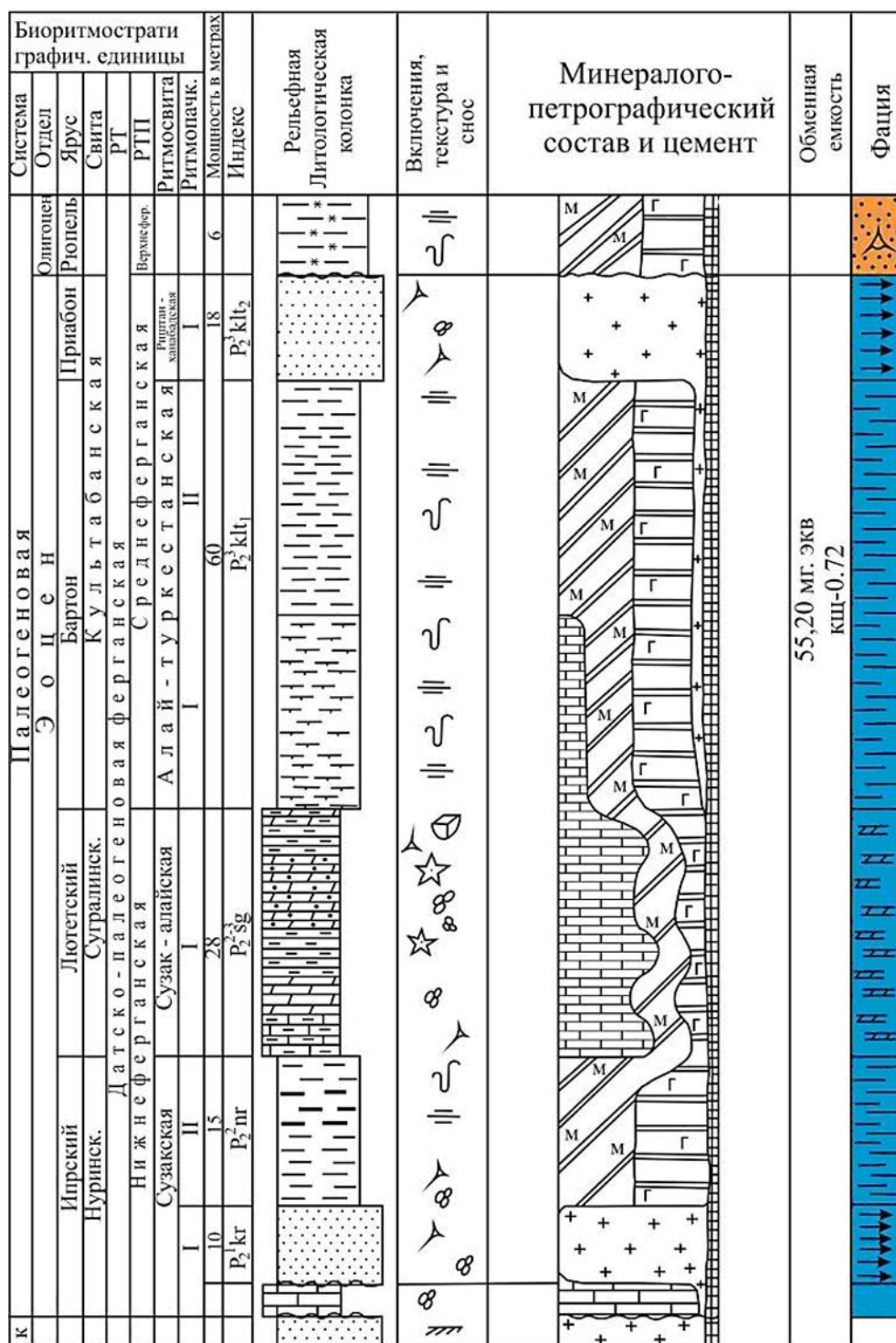


Рис.1. Литограмма разреза палеогена района Джеройского месторождения кварцевых песков.

новый, ранне-среднеэоценовый, средне-позднеэоценовый и олигоценовый. Смена трансгрессий и регрессий в процессе эволюции палеогенового седиментационного бассейна региона отражает эвстатические колебания уровня Мирового океана. Она

наглядно отражена в литограмме разреза на рис. 1 [4].

В начале позднего эоцена в морском бассейне действовали и подводные морские течения, отлагавшие хорошо отсортированные мелкозернистые кварцевые пески в

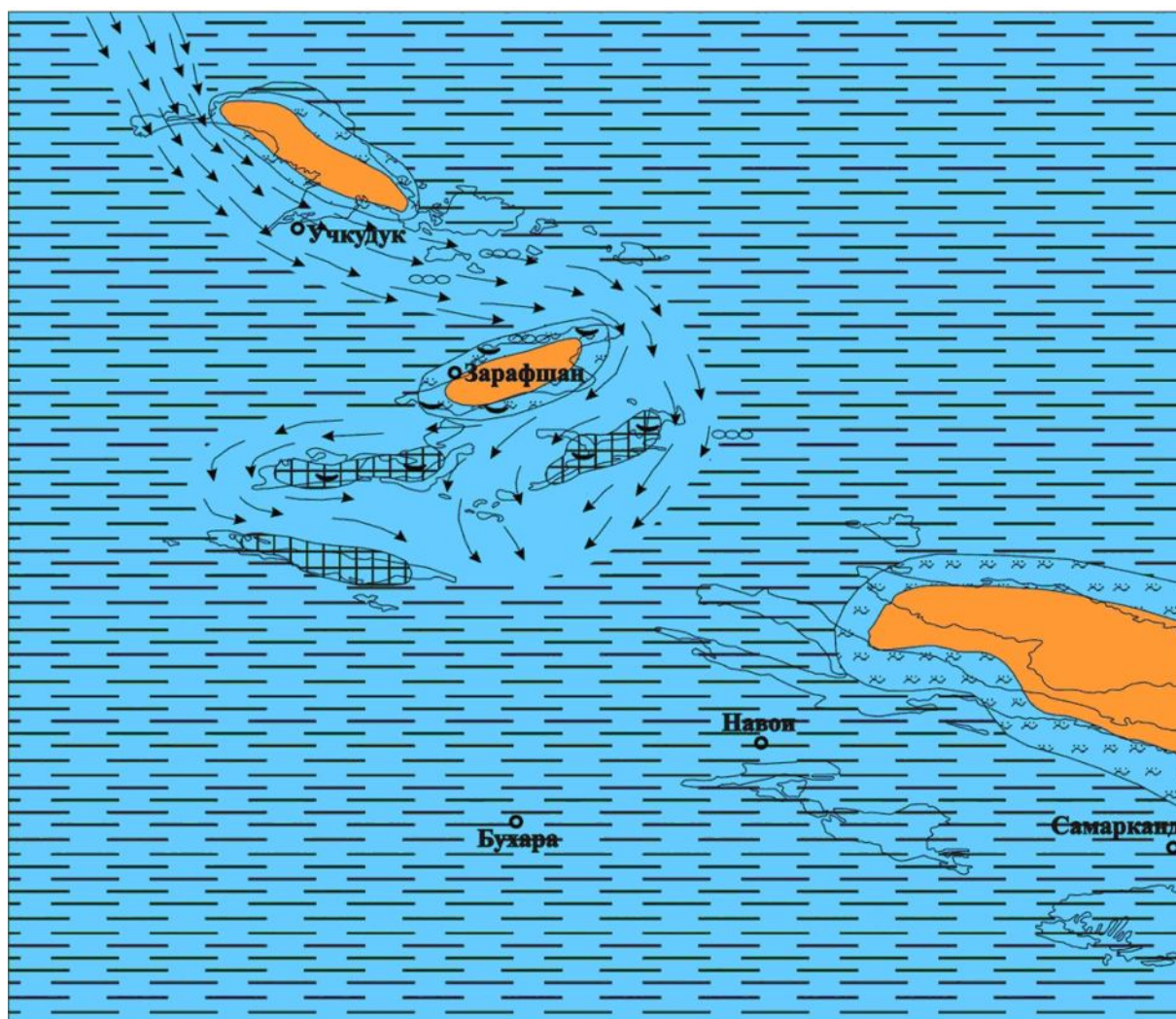


Рис. 2. Фацально-палеогеографическая карта риштан-ханабадской ритмосвиты (лавляканский горизонт) позднего эоцена седиментационного бассейна Кызылкумов (приобон ярус).

средней части разреза культабанской свиты Центральных Кызылкумов, выделенного под названием лавляканского горизонта. Площадь их распространения в плане имеет вид широкой извилистой полосы, огибающей с востока и юга Букантаускую, с северо-востока Тамдытаускую и с востока Аристантаускую возвышенности. На остальных территориях Кызылкумов она отсутствует. Основными поставщиками терригенного материала были Центрально-Казахские возвышенности, находящиеся в это время в гумидной климатической зоне. Развитая на водосборных площадях речная сеть усиленно размывала продукты континентальной коры выветривания и постав-

ляла их в бассейн седиментации. Отмученный и отсортированный кварцевый материал подводными морскими течениями переносился до Центральных Кызылкумов. Местные источники сноса (Нуратау-Туркестанское поднятие и Чаткало-Кураминская суша) в питании терригенным материалом средне-позднеэоценового морского бассейна существенного значения не имели (рис. 2).

Подводные морские течения - самостоятельные регулярные и постоянно действующие в водоемах линейные водные потоки. Они гидродинамически обособляются от окружающих водных масс бассейна с иными условиями движения. Подводные течения образуют доннотечение

фациальный пояс между прибрежным и центральноотстойным (халистатическим) поясами, который в эпиплатформенных морских бассейнах при аридном климате имеет значительную ширину. Подводные течения сопровождаются ответвлениями и завихрениями, как по основному направлению, так и против него. В центральной части пояса обычно отлагаются песчаные осадки (обломочная зона, по В.И. Попову) выдержанной мощности по направлению течения, при этом размер структурообразующих зерен почти не меняется. Песчаные тела, образованные подводными течениями, благодаря совершенной сортировке зерен имеют высокую степень пористости и проницаемости и поэтому являются своеобразными резервуарами для подземных вод и углеводородных флюидов. С ними связывается вторичная медная и урановая минерализация.

Они могут быть вдольбереговыми и разрывными. Вдольбереговые подводные течения образуются при подходе нагонных волн под острым углом к берегам и действуют параллельно им. Разрывные подводные течения образуются тогда, когда нагонные волны подходят прямо к берегам, имеющим выпуклую конфигурацию. Такие подводные течения обычно направлены к центральной части бассейна. Осадки подводных морских течений, слагающие разрезы позднеэоценовой риштан-ханабадской ритмосвит Центральных Кызылкумов, в частности кварцевые пески месторождения «Джерой», относятся к осадкам разрывных подводных морских течений.

Разрывные подводные течения.

Отложения их представлены кварцевыми песками лавляканского горизонта, слагающего нижнюю часть разреза верхнеэоценовой риштан-ханабадской ритмосвиты. Площадь распространения песков лавляканского горизонта в плане имеет вид широкой извилистой полосы, огибающей Центрально-Кызылкумские возвышенности. На севере она прослеживается через Северное Приаралье до Тургайской седловины.

Пески мелкозернистые, хорошо отсортированные, белые, сыпучие. На Джеройской, Тамдытауской, Айдарлинской и Акмурадской площадях обнажаются на дневной поверхности, где образуют промышленные залежи. Мощность колеблется от 5 до 28 м. В отличие от песков вдольбереговых подводных течений раннего эоцена Юго-Восточных Кызылкумов они более мономинеральны, содержат только незначительные примеси зерен полевого шпата и фосфоритов. Содержание кварца 96-98 %. Кварц представлен, в основном, водяно-прозрачными зернами, хорошо окатанными, но без следов эоловой обработки.

В позднем эоцене, во время формирования кварцевых песков лавляканского горизонта, еще не вся площадь Тамдытауского и Букантауского островных поднятий была покрыта морем. Их наиболее возвышенные участки представляли мелкие острова, а остальные части являлись мелководными отмелями. Вокруг мелких островов формировался шлейф волноприбойных осадков, сложенный, в основном, песчаным материалом. Непосредственное соприкосновение поясов на ряде участков (волноприбойного и подводных морских течений) привело к перемешиванию терригенного материала, поступающего в бассейн седиментации из разных источников питания. Видимо, этим объясняется противоположная трактовка разными исследователями генезиса и источников сноса кварцевых песков палеогена Центральных Кызылкумов. Сложная конфигурация пояса подводных морских течений позднего эоцена связана с неровностью дна Центрально-Кызылкумской части бассейна. На восточном бухтообразном побережье Тамдытауского островного поднятия подводные морские течения образовали своеобразную петлю. Это подтверждается наличием динамической текстуры разных генетических типов со встречным сносом в пределах Джеройского месторождения. В первом карьере, расположенном на удалении от Тамдытауского выступа домезозой-



Рис. 3. Крупная односторонняя наклонная косая слойчатость потокового типа в кварцевых песках Джеройского месторождения.



Рис. 4. Перекрестная разнонаправленная косая слойчатость волноприбойного типа в кварцевых песках Джеройского месторождений.

ских пород, горизонт кварцевых песков имеет крупную односторонне наклонённую косую слойчатость потокового типа со сносом на запад. На втором, расположенном ближе к домезозойскому выступу и находящемся на расстоянии 200 м к западу от первого, наблюдается разнонаправленная перекрестная косая слойчатость волноприбойного типа, наибольший уклон которой направлен на восток (Рис. 3, 4).

Это свидетельствует о том, что поступающий с подводными морскими течениями в прибрежную часть островного поднятия кварцевый материал подвергался дополнительному действию волн прибоя. Мощная толща площадной коры выветривания, образованная в результате глубокого химического разложения пород субстрата на огромной пенеппенизированной поверхности Казахского щита, который находился в гумидной климатической зоне, видимо, в позднем эоцене являлась основным региональным источником сноса терригенного материала для всей акватории среднеазиатской части Палеотетиса, [3].

Высокая механическая дифференциация песков и их структурная зрелость связана с повторной мобилизацией материала заранее подготовленного в других динамических фациальных поясах. Так, например, кварцевые пески вдольбереговых подводных течений раннеэоценового возраста первично являются осадками золово-

равнинного фациального пояса, а кварцевые пески разрывных подводных течений позднего эоцена первоначально формировались в обломочной зоне волноприбойного фациального пояса из материала глубоко разложившейся коры выветривания. Поэтому они, помимо структурной зрелости, обладают и минеральной зрелостью, [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана. Ч. 2. Изд-во «Фан», Ташкент-1977. 270 с.
2. Закиров М.З., Гафурджанов С.Г. Кварцевые и кварц-полевошпатные пески Узбекистана. Изд-во «Фан», Ташкент, 1983. 92 с.
3. Мирзаев А.У., Чиникулов Х. Подводные морские течения в палеогеновом морском бассейне Кызылкумов // *Geologiya va mineral resurslar*. Ташкент, 2003. № 1. С. 21-25.
4. Мирзаев А.У. Этапы развития и зональность палеоцен-эоценового бассейна Кызылкумов // *Geologiya va mineral resurslar*. Ташкент, 2004. № 1. С. 26-33.
5. Чиникулов Х., Мирзаев А.У., Алтаев М.А. Роль осадочной дифференциации в формировании нерудных полезных ископаемых в палеоцен-эоценовых осадочных бассейнах Узбекистана и сопредельных территорий // *Уз МУ хабарлари*. Ташкент, 2005. № 1. С. 44-46.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ, РЕДКИХ И РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РУДАХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Молошаг В.П.

На примере месторождений Тарньерское, а также им. 50-летия Октября и Маукское, которые испытали воздействие контактового и регионального метаморфизма на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций, показана возможность образования теллуридов из сульфидных расплавов, образующихся при частичном плавлении ранее образовавшихся гидротермально-осадочных колчеданных руд. На месторождениях Урала преобладает связь теллуридов с метасоматическими процессами перекристаллизации руд, часто сопровождаемыми их метаморфизмом. Приводятся результаты изучения первой находки браннерита в колчеданных рудах Урала.

On an example of the Tarnyetskoye deposit and also 50 Let Oktyabrya and Mauk-skoye deposits which have been influenced by contact and regional metamorphism at the level of granulite and amphibolite facies were demonstrated an opportunity of telluride formation by fractional melting of the earlier hydrothermal-sedimentary sulfide ore. The tellurides of the Ural's sulfide deposits connected to metasomatic processes of ore recrystallization. Study results of the first find brannerite massive sulfide ore in the Urals are represented.

Результаты исследований сульфидных залежей образующихся в результате подводных гидротермальных процессов на дне современных океанов в настоящее время признаны в качестве исходной модели процессов зарождения и формирования руд колчеданных месторождений. Большая часть разрабатываемых на суше древних колчеданных месторождений вследствие последующих тектонических и магматических процессов в той или иной степени отличаются от океанических залежей по условиям залегания, морфологии рудных тел, метаморфической дифференциацией вещества руд и вмещающих пород. К настоящему времени процессы метаморфических преобразований рудного вещества наиболее подробно изучены на Гайском, Тарньерском и Сафьяновском месторождениях, диапазоны физико-химических параметров

процессов метаморфических преобразований которых в значительной степени перекрывают таковые для большинства известных на Урале колчеданных месторождений, что открывает перспективы исследований геохимии и минералогии благородных и редких металлов.

Основная часть рудовмещающих толщ на Урале подверглась региональному метаморфизму зеленокаменной и пренит-пумпеллиитовой фации. Руды отработанных и разрабатываемых месторождений сложены преимущественно выделенной халькопиритовой парагенетической ассоциацией минералов. Распределение теллуридов в пределах рудных тел, зон и месторождений определяется процессами собирательной перекристаллизации и дифференциации вещества. Основной объем залежей сплошных колчеданных руд сложен пиритом, ко-

торый в тектонических процессах разлинования рудных тел подвергается хрупким деформациям. Самородное золото сопровождается теллуридами собственно золота, а также серебра и висмута, которые развиваются совместно с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и теннантитом, твердость которых меньше пирита и поэтому они более подвержены пластическим деформациям и сопровождающим их процессам растворения и переотложения. В связи с этим теллуриды приурочены к верхним частям рудных тел или их линзовидных фрагментов. Повышенные концентрации золота и теллуридов в рудах вплоть до появления видимых выделений самородного золота приурочены к контактам рудных блоков, линз, где отмечается рост степени тектонометаморфического преобразования сульфидных руд. Кристаллизация видимого самородного золота связывается с укрупнением его тонкозернистых сростаний с рудообразующими минералами и с освобождением сульфидов от тонкодисперсного золота при гидротермальных эпигенетических преобразованиях при собирательной перекристаллизации.

В борнитовых рудах колчеданных месторождений подтверждается наличие повышенных содержаний золота, серебра, галлия и германия. В теннантите и борните установлены субмикроскопические примеси золота и платиноидов, что наряду с наличием таких же примесей платиноидов в самородном золоте говорит о близости условий переноса и отложения золота и платиноидов. Борнит, высоко- и низкомедистые сульфиды меди, а также теннантит накапливают примеси серебра. Сульфиды серебра и меди штромейерит, джалпаит и маккинстрит наблюдаются только в ассоциации с высокомедистыми сульфидами. Найденные расчетным путем температуры образования борнитсодержащих руд находятся в интервале 270-360 °С, при значениях летучести серы 10^{-8} - 10^{-13} атмосфер. Наличие сульфидов германия, олова и мышьяка: германита, реньерита, моусонита и станно-

идита является типоморфным признаком борнитовых руд колчеданных месторождений. Сходство минерального состава борнитовых руд колчеданных и таких стратиформных месторождений как Джезказган и Цумеб, отличающихся наличием минералов рения, открывает перспективы обнаружения новых минералов германия и рения на колчеданных месторождениях.

Основные объемы колчеданных руд Урала формировались в условиях благоприятных развитию блеклых руд, количество которых в отдельных случаях может составлять до 3 % от объема сульфидов. Остальные сульфосоли отмечаются эпизодически и в убывающей последовательности представлены минералами висмута, свинца, сурьмы, серебра и меди. Блеклые руды в качестве изоморфной примеси концентрируют висмут, теллур и серебро. Наряду с этим в них эпизодически отмечается примесь золота, однако форма его нахождения в блеклых рудах пока не выяснена. Естественно, что наличие блеклых руд не способствовало развитию остальных весьма многочисленных (по числу минеральных видов) сульфосолей. По физико-химическим параметрам область развития блеклых руд ограничена со стороны высоких значений летучести серы энаргитом, со стороны низких – арсенопиритом. Для появления других (кроме блеклых руд) сульфосолей перечисленных металлов благоприятны условия образования содержащих арсенопирит (с пирротинном или без него) [Молошаг и др., 2004].

На колчеданных месторождениях блеклые руды являются одним из ключевых промежуточных «контейнеров» теллура, что обусловлено с повышением состояния (или степени окисления) теллура до Te^{4+} в структуре блеклых руд, в отличие от теллуридов где он присутствует в состоянии Te^{2+} [Мозгова, Цепин, 1983]. Влиянием окислительно-восстановительного потенциала, очевидно, обусловлено практическое отсутствие теллуридов в современных подводных сульфидных постройках,

вместо которых отмечаются сульфосоли [Бортников, Викентьев, 2005]. С другой стороны, в слабо метаморфизованных колчеданных рудах открыты фрагменты труб гидротермальных построек, которые содержат богатый набор теллуридов, голдфилдит и значительно реже самородный теллур и оксид теллура [Масленников, Масленникова, 2007]. Современные черные курильщики образуются в условиях смешивания горячих гидротермальных растворов с холодными относительно богатыми кислородом придонными водами, что не способствует переходу теллура в восстановленные формы Te^{2+} в теллуридах и самородного теллура Te^0 . Образование теллуридов происходит в восстановительных условиях при диагенезе, литификации рудовмещающих толщ.

Исследования золотосодержащих руд Тарньерского месторождения позволили дополнить существующие представления об условиях формирования золоторудной минерализации колчеданных месторождений. Месторождение залегает в породах липарит-базальтовой формации на северо-восточном контакте Помурской диоритовой интрузии. Согласно материалам Н.Н.Кускова и других исследователей контактовым метаморфизмом охвачены все типы горных пород, слагающих рудное поле Тарньерского месторождения [Буслаев и др., 1988]. Дацитовые порфириды орговикованы по всей площади месторождения и на разведенную его глубину. В то же время диориты Помурской интрузии ороговикованы лишь в эндоконтакте зоной шириной около 300 м. Процесс ороговикования наложен на продукты более ранних метаморфических преобразований: околорудного метасоматоза и зеленокаменного метаморфизма.

Колчеданные руды и вмещающие их породы были подвержены интенсивному контактовому метаморфизму, с которыми связано широкое развитие порфиробластов рудообразующих минералов: пирротина, пирита, сфалерита и халькопирита. Метаморфические преобразования имели следствием и перераспределение золота и се-

ребра. На большей части колчеданных месторождений Урала, которые не испытали интенсивных метаморфических преобразований, повышенные содержания благородных металлов локализуются в сплошных медно-цинковых и (или) колчеданно-полиметаллических рудах. На Тарньерском месторождении золотом и серебром обогащены зоны вкрапленной сульфидной минерализации в метаморфизованных (до роговиков) вмещающих породах, разделяющих близко залегающие рудные тела. Сплошные медные и медно-цинковые руды за редкими исключениями, отличаются рядовыми содержаниями благородных металлов, что является еще одним из следствий контактового воздействия на них диоритовой интрузии, что способствовало развитию зон вкрапленной сульфидной минерализации обогащенных благородными металлами и теллуrom, содержания которых выше, чем в сплошных в сплошных сульфидных рудах. В золотосодержащих вкрапленных рудах отмечаются самородное золото и теллуриды: гессит, алтаит, раклиджит, волинскит, цумоит [Белогуб и др., 2010]. Температура образования пирротина составила от 500 до 600 °C, далее с понижением температуры происходило образование арсенопирита 460-420 °C. Золото-теллуридная ассоциация 420-455 °C. Данные оценки получены на основе состава минералов с привлечением пирит-пирротинового, арсенопиритового и электрум-сфалеритового геотермометров.

Обогащение благородными металлами и теллуrom обусловлено частичным плавлением, анатексисом сульфидных залежей под термальным воздействием диоритовой интрузии. Данный механизм эффективно «срабатывает» если сульфидные руды содержат минералы, отличающиеся низкими температурами плавления по сравнению с породообразующими силикатами. В результате термального метаморфизма рудообразующие сульфиды могут разогреваться выше температуры плавления сульфидной эвтектики. По сравнению с рудообразующи-

ми минералами колчеданных месторождений теллуриды и сульфосоли отличаются более низкими температурами плавления. Благодаря этому обстоятельству такие элементы как мышьяк, сурьма, висмут, теллур, селен, таллий способны накапливаться в низкотемпературных эвтектических расплавах, из которых кристаллизуются легкоплавкие сульфосоли и теллуриды [Tomkins et al., 2007].

Согласно исследованиям, которые проводились на золоторудных и колчеданных месторождениях Австралии и Канады, появление сульфидного расплава связано с пиком метаморфизма в условиях гранулитовой или амфиболитовой фации [Tomkins et al., 2007]. Такие расплавы способны существовать вплоть до температуры кристаллизации висмута, составляющей 271 °С. По отношению к рудным телам объем получаемых таким способом расплавов играет подчиненную роль, что обусловлено низкими содержаниями в рудах сурьмы, мышьяка, висмута, теллура и других примесей, которые понижают температуры образования сульфидных расплавов. При этих условиях сохранялся основной объем рудных залежей, сложенных более устойчивыми к плавлению рудообразующими сульфидами: пиритом, пирротинном сфалеритом и галенитом. С другой стороны, подвижность сульфидных капель и, особенно металлических расплавов на основе висмута, способствовала растворению, экстрагированию золота из рудообразующих сульфидов и создавала предпосылки пространственного перераспределения золота внутри рудных тел и выноса его во вмещающие породы. Исходя из этих соображений генерация сульфидных расплавов под воздействием контактового и регионального метаморфизма на колчеданные руды представляется возможной также для месторождений им. 50-летия Октября и Маукского.

Наряду с вышеупомянутыми благородными и редкими металлами заслуживают радиоактивные элементы. Несколько десятилетий тому назад началось использо-

вание гамма-каротажа скважин наряду с другими методами геофизическими методами поиска и разведки колчеданных месторождений. Одним из перспективных направлений повышения эффективности этого метода является исследование минеральных форм нахождения радиоактивных элементов в рудах и оклорудных метасоматитах. На данный момент приходится констатировать, что минералогия радиоактивных элементов в гипогенных рудах изучена пока недостаточно. Первым проявлением радиоактивности, на что обратили внимание предыдущие исследователи, было обнаружение радиоактивных дворики в сульфидных минералах, которые обусловлены воздействием альфа-частиц, образующихся при распаде радиоизотопов, заключенных в субмикро- (возможно и нано-) частицах их минералов. Какой именно из минералов радиоактивных элементов является источником альфа-частиц пока не установлено. Радиоактивные дворики чаще всего отмечались в минералах борнитовых колчеданных руд с повышенными содержаниями благородных металлов. В качестве примеров можно назвать месторождения Гайское, Дзержинское, им. III Интернационала и других [Ярош, 1973].

Известные в литературе находки минералов радиоактивных элементов в гипогенных рудах колчеданных месторождений России и за рубежом представлены уранинитом. Данный минерал известен на Пышминско-Ключевском месторождении [Мурзин и др., 2011], которое ряд исследователей рассматривает как колчеданное, хотя высказывается и другая точка зрения [Еремин, 1997; Викентьев и др., 2010]. В последнее время уранинит детально описан на зарубежных проявлениях колчеданных руд [Garuti, Zaccarini, 2005]. Предлагаемое сообщение касается браннерита UTi_2O_6 , впервые обнаруженного в рудах Тарньерского месторождения и пока неизвестного на других колчеданных месторождениях. В зоне окисления колчеданных месторождений возможности минералогической «реализа-

ции» радиоактивных элементов, в первую очередь урана, благодаря его мобильности в кислотных растворах, формирующихся при окислении сульфидов, практически не ограничены. В связи с этим в предлагаемой статье эти вопросы не рассматриваются.

Радиоактивная минерализация Тарньерского месторождения представлена браннеритом, который обнаружен в сплошных сульфидных рудах (скважина 1120, глубина 31, 5 м, профиль 26). Состав руд пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит. Размер зерен браннерита составляет до 0, 25 мм. По структурным взаимоотношениям образование браннерита синхронно упомянутым сульфидам. Состав минерала исследован на микроанализаторе (установка Cameca SX 100, аналитик В.Г. Гмыря ИГТ УрО РАН; табл. 1). По нашим и литературным данным браннерит содержит примеси тория, кальция, редких земель и свинца, которые замещают уран [Saager, Stupp, 1983; Stacey et al., 1974]. Распределение содержания основных элементов и примесей неравномерное, что предположительно связано с метамиктным состоянием кристаллической структуры минерала за счет тепловой энергии, выделяемой при радиоактивном распаде урана и тория. Марганец и железо замещают титан, в связи с чем, эмпирическая формула минерала близка $(U, Th, Ca, Y, Pb)(Ti, Mn, Fe)_2O_6$ [Szymacski, 1982]. На большей части собственно урановых и золото-урановых месторождений браннерит всегда содержит примеси тория в количестве до первых процентов [Миронов и др., 2008; Saager, Stupp, 1983; Stacey et al.; Szymacski, 1982]. В нашем случае концентрация примеси тория значительно выше (таблица). Не исключено, что высокие содержания тория в исследуемом образце связаны с реализацией в природе твердых растворов браннерит UTi_2O_6 - торутит $ThTi_2O_6$, тем более что торутит и браннерит изоструктурны [Run, Wadsley, 1966]. Состав рассматриваемого браннерита соответствует ранее выделенной высокотемпературной его разновидности [Мигута, 1997].

Состав рассматриваемой находки браннерита отвечает его высокотемпературной разновидности, которая содержит повышенные концентрации примесей иттрия и тория. Подавляющая часть находок браннерита в золотосодержащих уран-ториевых рудах Эльконского рудного района относится к низкотемпературной разновидности, формировавшейся при 200-230 °C [Наумов, Шумилин, 1994]. Особый интерес представляет находка браннерита в россыпях, источником которых являются золотосодержащие руды Озернинского рудного узла, Бурятия [Миронов и др., 2008]. В данном случае браннерит также содержит незначительное количество примесей тория и редких земель, что может свидетельствовать о низкотемпературных условиях образования рассматриваемого минерала. Для нас важно то, что по условиям образования сульфидные месторождения Озернинского рудного узла, в том числе и золотоносных, соответствуют колчеданным месторождениям других регионов.

Находка браннерита в золотосодержащих рудах колчеданных месторождений свидетельствует о широком диапазоне проявлений минералов урана и тория в различных генетических типах сульфидных руд, что в перспективе представляется возможным их использования для изотопного датирования рудообразующих процессов. Особенно важно, что она подтверждает необходимость использования радиометрических методов поисков колчеданных руд и анализа результатов, ранее выполненного, гамма-каротажа поисковых и разведочных скважин с привлечением современных методов исследований вещественного состава руд.

На основе результатов выполненных исследований и анализа литературных данных вытекают следующие выводы:

1. Для руд колчеданных месторождений Урала возможны три варианта формирования теллуридной минерализации: сульфидного анатексиса, пострудных метасоматических процессов и в связи с исход-

Химический состав браннерита (мас. %)

Анализы	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Y ₂ O ₃	PbO	ThO ₂	U ₂ O ₃	Сумма
1	4,80	35,64	0,52	0,91	2,79	1,87	4,65	46,91	98,08
2	4,77	33,27	0,60	1,20	1,79	1,82	16,78	39,44	99,67
3	5,51	36,06	0,44	1,52	1,92	1,29	16,19	37,79	100,73
4	5,40	33,48	0,48	1,26	1,91	1,17	16,39	39,90	100,00
5	5,07	34,71	0,48	1,36	2,05	1,92	16,35	37,11	99,04
6	5,34	32,64	0,43	1,70	1,95	2,07	14,96	39,70	98,79
7	5,32	34,68	0,40	1,39	1,94	2,65	17,65	34,23	98,27
8	3,82	34,10	0,58	1,64	3,28	1,96	1,26	52,02	98,67
9	5,12	33,37	0,37	1,02	1,77	1,05	18,30	38,39	99,41
Среднее	5,02	34,22	0,47	1,33	2,15	1,76	13,47	40,61	99,03

ной локализацией благородных металлов, теллура и других элементов в сульфидных трубах.

2. На примере Тарньерского месторождения руды которого испытали воздействие контактового и регионального метаморфизма на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций, показана возможность образования теллуридов из сульфидных расплавов, за счет плавления ранее отложенных гидротермально-осадочных колчеданных руд.

3. На большей части месторождений Урала развитие теллуридов связано с порудными метасоматическими процессами перекристаллизации колчеданных руд.

4. Исследования минералов радиоактивных элементов колчеданных месторождений в перспективе позволят использовать их для изотопного датирования руд, а также результатов радиометрического каротажа поисково-разведочных скважин.

Автор искренне признателен В.Г.Гмыря за проведение анализов минералов. Исследования выполнялись при финансовой поддержке РФФИ проект 13-05-95036 и Президиума УрО РАН проект 13-5-024 НДР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белогуб Е.В., Молошаг В.П., Новоселов К.А. и др. Самородный висмут, цумоит и свинцовистая разновидность цумоита из Тарньерского медно-цинково-колчеданного месторождения (Северный Урал) // Записки РМО. 2010. № 6. С. 108-119.

2. Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом океане // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 1. С. 16-50.

3. Буслаев Ф.П., Ярош П.Я., Ершова В.Г. и др. Тарньерское месторождение // Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО РАН СССР, 1988. С. 171-182.

4. Викентьев И.В., Мурзин В.В., Прокофьев В.Ю. и др. РТ- условия минералообразования на Пышминско-Ключевском медно-кобальтовом месторождении (Средний Урал) // Доклады Академии Наук. 2010. Т. 430. № 5. С. 671-674.

5. Еремин Н.И., Сергеева Нат. Е., Шишаков В.Б. О находке палладийсодержащего мелонита в медноколчеданных рудах Пышминско-Ключевского месторождения на Урале // Доклады Академии Наук. 1997. 355. (6). С. 795-797.

6. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков». Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 С.
7. Миронов А.Г., Карманов Н.С., Миронов А.А., Ходырева Е.В. Золото-бреннеритовые самородки Озернинского рудного узла (Бурятия) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 984-989.
8. Мигута А.К. Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38. № 4. С. 323-343.
9. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды. М.: Наука, 1983. 280 С.
10. Молошаг В.П. Теллуридная минерализация колчеданных месторождений Урала: новые данные // Литосфера. 2011. № 6. С. 91-102.
11. Молошаг В.П., Грабежеев А.И., Викентьев И.В. и др. Фации рудообразования сульфидных руд колчеданных месторождений и медно-золото-порфировых месторождений Урала // Литосфера. 2004. № 2. С. 30-51.
12. Мурзин В.В., Варламов Д.А., Викентьев И.В. Медно-кобальтовое оруденение Пышминско-Ключевского месторождения на Среднем Урале: минеральный состав руд и метасоматитов, стадийность и *P-T* условия образования // Литосфера. 2011. № 6. С. 103-122.
13. Наумов С.С., Шумилин М.В. Урановые месторождения Алдана // Отечественная геология. 1994. № 11-12. С. 20-23.
14. Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 237 с.
15. Garuti G., Zaccarini F. Minerals of Au, Ag and U in volcanic-rock-associated massive sulfide deposits of the Northern Apennine ophiolite, Italy // Canadian Mineralogist. 2005. 43. P. 935-950.
16. Run R., Wadsley A.D. The crystal structure of ThTi_2O_6 (brannerite) // Acta Crystallogr. 1966. 21. P. 974-978.
17. Saager R., Stupp H.D. U-Ti Phases from Precambrian Quartz-Pebble Conglomerates of the Elliot Lake Area, Canada, and the Pongola Basin, South Africa // Tschermarks Min. Petr. Mitt. 32, 1983. P. 83-102.
18. Stacey H.R., Plant A.G., Boyle R.W. Brannerite associated with native gold at the Richardson mine, Ontario // Canadian Mineralogist. 1974. 12. P. 360-363.
19. Szymanski J.T. A crystal structure refinement of synthetic brannerite, UTi_2O_6 , and its bearing of alkaline-carbonate leaching of brannerite in ore // Canadian Mineralogist. 1982. 20. P. 271-279.
20. Tomkins A.G., Pattison D.R.M., Frost B. R. On the initiation of metamorphic sulfide anatexis // Journal of Petrology. 2007. V. 48 No 3. P. 511-535.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГАББРО-ДИАБАЗОВ ГОР МАЛЬГУЗАР И СЕВЕРНОГО НУРАТАУ НА ЖЕЛЕЗО-ТИТАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Мусаев А.М., Мирзаев А.У., Мусаев Р.А.

На восточном продолжении Северного Нуратау в горах Мальгузар расположенном на северном склоне Туркестанского хребта развит дайковый пояс субширотного простирания шириной 500-1000 м. длиной до 15 км. Дайки сложены субсогласными и рвушми силлообразными телами габбро-диабазов размещенными среди песчано-сланцевой толщи силурийского возраста. В мощных (до 200 м) дайках наблюдается дифференциация вещества с переходом состава пород от диоритов, габбро-диабазов к габбро и пироксенитам. Приуроченность богатой ильменитовой минерализации к меланократовым разностям и фациальные условия формирования даек рассматривается, как фактор специализации габбро-диабазов на железо-титановое оруденение.

The sublatitudinal 500-1000 m width and 15 km length dike set is developed on the eastern part of the Northern Nuratau (Malguzar Mountains), which is located in the Turkestan Range. These dikes are constituted of sub-conformal and intrusive sill-like bodies of the gabbro-diabases, located within the Silurian sandstone-schist layers. The stuff differentiation, while the diorites and gabbro-diabases transit to the gabbro and pyroxenes, is observed in the thick dikes (up to 200 m). The belonging of the rich ilmenite mineralization to the melanocratic facies and facial condition of dikes appearance are considered as a feature of the gabbro-diabases, contained the iron-titanium ore.

На основании изучения результатов петрохимических особенностей габбро-диабазовых даек гор Мальгузар по опубликованным данным, обработки каменных материалов, характеризующих вещественный состав ильменитоносных габбро Уруклинского проявления железо-титанового оруденения и проведения аналитических определений состава рудных габбро рентгенофлюорисцентным анализатором ЕД-2000 (3 анализа) и состава ильменита рентгено-спектральным микроанализатором Jeol (3 анализа), выяснены условия концентрации железа и титана в изученных габбро, в зависимости от их петрохимических особенностей. Петрохимически габбро-диабазы даек гор Мальгузар относятся к нормальному щелочно-земельному ряду формаций. При слабовыраженной вариации кремнекислотности этих пород по сравнению с кремнекислотностью средних типов пород,

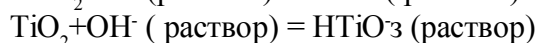
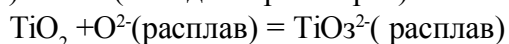
они обладают заметно пониженной щелочностью, резко повышенной титанистостью и умеренно повышенной железистостью.

В рудных разновидностях габбро содержание TiO_2 доходит до 10%, иногда превышая и этот предел. В таких породах содержание MgO увеличивается, а SiO_2 резко понижается (иногда более чем на 10 %). Отмечается повышенное содержание P_2O_5 . По материалам, собранным К.Т. Турсуновым (1995), среди габбро-диабазов имеются составы близкие к ультраосновным (SiO_2 – 40-42 %), а также к средним породам (SiO_2 54-56 %), но подавляющая часть их соответствует основным породам (SiO_2 – 44-49 %). По щелочности эти породы разделяются на субщелочные и нормальные габбро. Субщелочные из них более меланократовые. О меланократовости свидетельствует то, что на диаграмме в координатах AS (где $A=Al_2O_3+CaO-Na_2O+K_2O$; $S = SiO_2$ –

$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$). Составы габбро перекрывают поле развития пироксенов и норитов. Коэффициент фемичности $f = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ данных пород колеблется в широких пределах (от 14,7 до 32,69). В меланократовых типах он больше 23, доходя иногда до 32. В габбро-диабазов Северного Нуратау и Гобдунтау, по данным В.В.Баранова, фемичность в пределах 16,90-21,40, а фемичность Мальгузарских габбро-диабазов – 19,43-23,26, что несколько ниже (1,5 раза) чем данные, полученные К.Т.Турсуновым. Между фемическими компонентами TiO_2 и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ существует положительная взаимная корреляция. Сумма щелочей у нормальных габбро-диабазов до 2,5 %, а в субщелочных больше этого значения. Нормальные габбро относятся к натровой серии, а субщелочные к калиево-натриевой. Около 80 % их низко ($al < 0,75$), остальные умеренно глиноземисты ($al = 0,75-1,0$). По агпаидности < 1 . Они характеризуются плюмозитовым типом кристаллизации. Характер дифференциации на диаграмме AFM оказывается между трендами дифференциации Скергаардского интрузива и щелочных магм Гавайских островов. В обоих случаях при стабильных значениях щелочей соотношение железа и магния претерпевает пропорционально противоположное изменение, что способствует накоплению железа при удалении из системы магнезии. К.Т.Турсуновым установлена резко отрицательная корреляция между TiO_2 и SiO_2 . В габбро-диабазов со средними содержаниями окислов железа в 17-21 %, названных В.В.Барановым рудными габбро, содержание TiO_2 доходит до 11 %, при этом содержание SiO_2 понижается иногда больше чем на 10 %. Сумма щелочей в таких породах около 4 %, при сохранении преобладания натрия над калием содержание P_2O_5 повышается почти в 1,5 раза по сравнению с безрудными габбро. Наблюдается влияние коэффициента фемичности (Sf) на железо-титановую разновидность габбро. В рудных габбро фемичность аномально высока $Sf = 22,5-23,4$.

Факт установления зависимости содержания титана от степени окисленнос-

ти железа (f) подтверждает, чем меньше f тем больше содержание TiO_2 , например в рудных габбро Мальгузар при содержании TiO_2 в 4,33-11,5 % $f = 0,48-0,59$, а при среднем содержании TiO_2 по всем дайкам в 2,5-5,72 % $f = 1,44-4,59$. Из этого факта можно сделать заключение, что трехвалентное железо, как кислотный компонент, возникает в определенных значениях парциального давления кислорода (p_{O_2}) при взаимодействии магмы с флюидами или окружающими породами. Васильев и др. (1978) отмечали, что двуокись титана также как и Fe_2O_3 является кислотным компонентом и его поведение в силикатных расплавах и генерируемых ими водных флюидах зависит от p_{O_2} и щелочности системы, контролируемой концентрацией ионов O^{2-} (в расплавах) и OH^- (в водных растворах)



Из этих реакций видно, что чем выше концентрация щелочных окислов, являющихся донорами O^{2-} в расплавах а OH^- во флюидах, тем должна быть выше растворимость и миграционная способность четырехвалентного титана. Поэтому расплавные системы богатые щелочами и водным флюидом оказываются потенциально рудогенерирующими в отношении железо-титанового оруденения. В расплавах богатых силикатами двухвалентного железа (пироксен) создаются условия для концентрирования и осаждения титана в виде титанатов железа (ильменит, титаномагнетит) при p_{O_2} еще недостаточном для привода Fe в трехвалентное состояние. По расчетным данным [3] этих авторов, в присутствии щелочей процессы разложения железистых силикатов с образованием магнетита и ильменита усиливаются еще при низких значениях p_{O_2} .

Интервалы величин p_{O_2} , при которых наиболее охотно происходят разложения железистых силикатов и образование титанатов железа, оцениваются в $10^{-9}-10^{-5}$ атм. при 1100°C и $10^{-7,6}-10^{-3,7}$ при 1200°C . При p_{O_2} близких к нижним пределам, эффективнее будут образовываться более титанистые ильмениты и титаномагнетиты, а при вер-

хнем пределе менее титанистые титаномагнетиты, что, по-видимому, можно распространить и на условия образования ильменитового оруденения Тебинбулакского интрузива гор Султануиздаг в пироксенитах и габбро.

В настоящее время удовлетворительных данных по экспериментальному исследованию поведения титана в расплавах базальтового состава не имеется. В классической работе Х. Иодера «Образование базальтовой магмы» (М., Мир, 1979 г.) приведен обзор экспериментальных работ, рассматриваются петрологические основы формирования различных типов базальтов. При моделировании условий кристаллизации различных базальтовых систем, для упрощения эксперимента железосодержащие конечные члены фаз базальта не учитывались, т.е. исключались из-за незначительного влияния на кинетику реакционных взаимоотношений между минеральными фазами базальтов примеси K_2O TiO_2 также выпали из систем моделирующих условия образования базальтов. Правда, сообщается наличие этих компонентов и железа сдвигает линию солидуса в направлении понижающихся температур. Детальный анализ физико-химических условий формирования базальтовых расплавов рассмотрим позже. В настоящий момент представляет интерес работы, освещающие поведение титана в базальтоидах. Одной из таких работ можно считать исследования В.В.Рябова (1978), изучавшего поведение хрома и титана в магматических клинопироксенах различных магматических формаций. Известно, что титан в клинопироксенах как элемент-примесь изоморфно замещает кремний в тетраэдрической координации. Повышенные концентрации титана в клинопироксенах связывается с железистостью и одновременным возрастанием щелочности базальтоидных пород. В клинопироксенах гипербазитов при железистости 10 % наблюдается почти вертикальное положение поля повышения TiO_2 от 0,1 до 1,2 % с отклонением состава пород в сторону габбро-пироксенит-дунитовой формации наблюдается постепенная сопряженность увеличения титанистости клинопироксенов, содержащих до 2,5 % TiO_2 при увеличении железистости до 30 %.

В формации щелочно-ультраосновных пород на примере Маймеча-Котуйской провинции, Африканды, Ковдора и др. районов доказываем, что титанистость клинопироксенов из перидотитов и пироксенитов образует узколокальный шлейф титанистости со значением 1,26-2,6 % при слабо-выраженной дисперсии железистости в пределах 14-22 %. Клинопироксены из пикритов, анкармитов оливин-базальтовых формаций имеют сходство по титанистости с щелочно-ультраосновными породами, но в них железистость более высокая. Для клинопироксенов из траппов отмечается резкое увеличение титанистости в связи с щелочными пикритами и постепенное увеличение железистости в породах с нормальной щелочностью. Из этого делается вывод, что накопление титана происходит в щелочных, а железа в нормальных типах пород трапповой формации сопоставимых с габбро-диабазами Мальгузарских гор.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов В.В., Кромская П.М., Висневский Я.С. Габброидные комплексы западной части южного Тянь-Шаня и их минералогия. Фан, Ташкент, 1978 166 с.
3. Васильев Ю.Р. и др. О магнетитовом оруденении в щелочно-ультраосновных комплексах // Материалы петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Наука, СО Новосибирск, 1978. С. 30-39.
3. Иодер Х. Образование базальтовой магмы. М. Мир, 1979. 238 с.
4. Рябов В.В. О некоторых особенностях поведения хрома и титана в магматических клинопироксенах различных формаций. В кн. Материалы петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Наука, СО Новосибирск, 1978. С. 119-132.
5. Шпотова Л.В., Ушаков В.Н. Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня. Фан, Ташкент. 1991. 250 с.
6. Neyer Ch. Ore metals through geologic history. Science, 1986. Vol. 227. № 4693. P 1421-1428.

КВАРЦИТЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА – ПЕРСПЕКТИВНЫЙ НЕТРАДИЦИОННЫЙ МАТЕРИАЛ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ПРОЗРАЧНОГО КВАРЦЕВОГО СТЕКЛА

**Непомнящих А.И., Демина Т.В., Елисеев И.А., Жабоедов А.П., Махлянова А.М.,
Паклин А.С., Федоров А.М., Шалаев А.А.**

Детально изучены высокочистые разновидности кварцитов месторождения Бурал-Сардык Восточного Саяна, который представляет собой северо-восточную часть кварцитового комплекса чехла Гарганской глыбы. Визуально они представляют собой мономинеральную породу белого цвета с порфировидной структурой. Выделены две генерации кварца, отличающиеся по упругой деформации и газовой-жидким включениям. Разработана схема получения высокочистых кварцевых концентратов. Получены кварцевые концентраты ультравысокой чистоты с суммарным содержанием десяти регламентированных примесей 7 ppm.

In this paper we describe highly-pure varieties of quartzites from the Bural-Sardyk deposit located in the East Sayan Mountains. It makes the north-eastern part of the quartzite complex of the Gargansky block cover. They visually look as the single-mineral rock with porphyry texture. The two distinguished generations of quartz differ in the elastic deformation and gas-liquid inclusions. The scheme of producing high-purity quartz concentrates has been developed. The quartz concentrates of ultra-high purity with a summary content of ten regulated admixtures 7 ppm have been produced.

Природное кварцевое сырье является главным источником получения высокочистых кварцевых концентратов для производства прозрачного кварцевого стекла и кварцевой керамики. Традиционно для получения кварцевых концентратов высокой и ультравысокой чистоты используются жильные разновидности кварца различных геолого-генетических типов [1]. Как правило, жилы имеют небольшие запасы и характеризуются высокой степенью неоднородности. В отличие от жильных разновидностей кварца кварциты Восточного Саяна, детально изученные Институтом геохимии на примере месторождения Бурал-Сардык [2, 3] обладают высокой степенью однородности и высокой степенью чистоты.

Месторождение Бурал-Сардык находится в западной части Гарганского поднятия. Выход его фундамента расположен в восточном секторе Тувино-Монгольского

микроконтинента, примыкающего к Сибирскому кратону вдоль Главного Саянского разлома. Основание Гарганского поднятия сложено гнейсами, плагиомигматитами, гнейсо-тоналитами и амфиболитами с возрастом по U-Pb методу 2,7 Ма. Фундамент поднятия перекрыт осадочно-вулканогенным чехлом. Его нижняя, продуктивная на высокочистые кварциты пачка, сложена неопротерозойскими сланцево-карбонат-кварцитовыми образованиями иркутской свиты, широко развитой в северном и северо-западном обрамлении ядра глыбы. К юго-западу от участка месторождения Бурал-Сардык и к северо-востоку от участка проявления Урда-Гарган выделяется Гарганский гранитный массив сумсунурского комплекса (возраст определенный U-Pb методом – 790 млн. лет) [4], который прорывает кварцитовый комплекс чехла Гарганской глыбы и делит его на Бурал-Сардыкский и Урда-Гарганский участки (рис. 1).

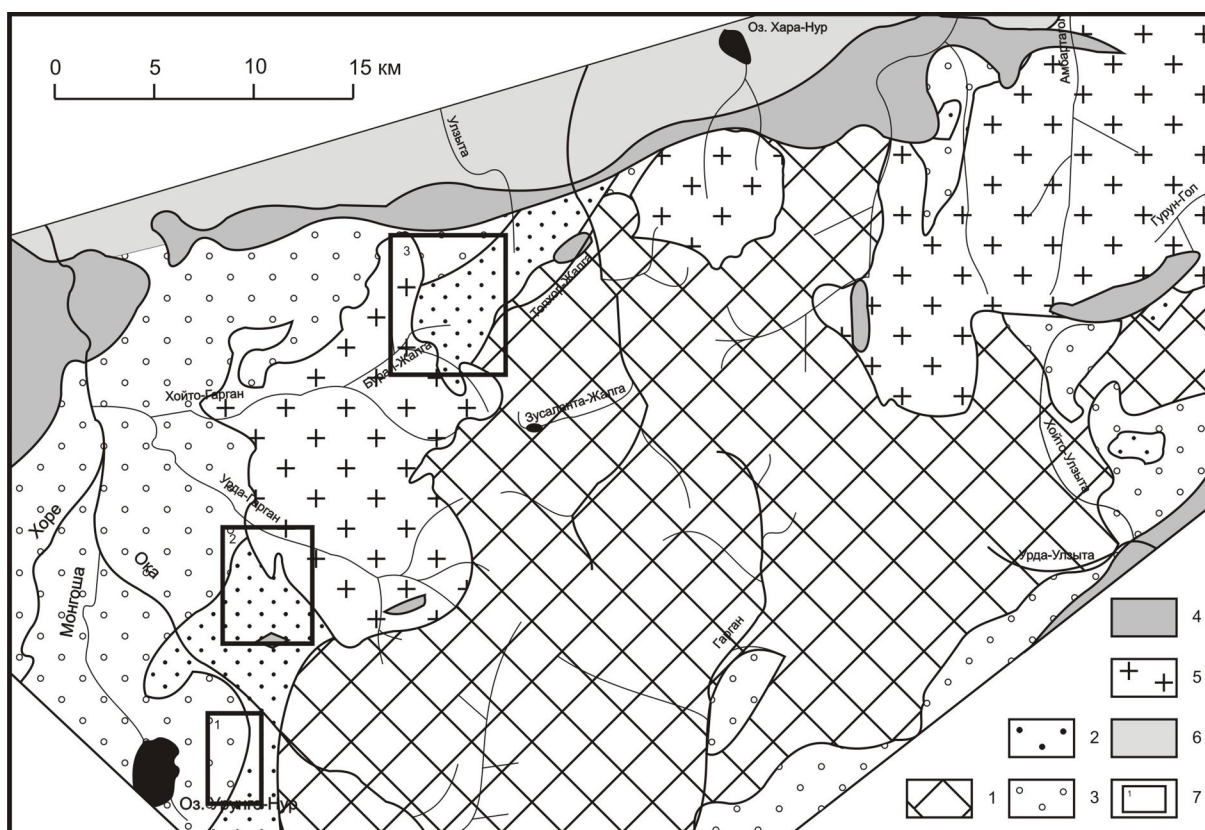


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Тувино-Монгольского массива [2].

1 – фундамент Гарганской глыбы; 2, 3 – чехол Гарганской глыбы: 2 – поля распространения осветленных кварцитов иркутской свиты, 3 – сланцы уртагольской свиты; 4 – офиолитовый комплекс; 5 – гранитоиды сумсунурского комплекса; 6 – чехол Тувино-Монгольского массива; 7 – изученные участки: 1 – урунгэнурский, 2 – урдагарганский, 3 – буралсардыкский.

Визуально высокочистые разновидности кварцитов месторождения Бурал-Сардык представляют собой мономинеральную породу белого цвета с порфировидной структурой.

На фоне тонкозернистой (рис. 2,а) или мелкозернистой (рис. 2,б) молочно-белой основной массы выделяются прозрачные бесцветные удлиненные зёрна кварца размерами до 3 мм. Они ориентированы либо субпараллельно (см. рис. 2,а), либо не имеют четкой ориентировки зерен (см. рис. 2,б). Минералого-петрографические исследования показали наличие двух генетических типов кварца: реликтовый (1 генерация) и новообразованный (2 генерация). Кварц 1-й генерации – это крупные (до 3 мм) удлиненные зерна, для которых характерны пластическая (блочко-волнистое по-

гасание) и хрупкая (отдельные трещины и системы трещин) деформации. Загрязнения углеродом прослеживаются площадное по трещинам и точечное по межзеренным границам. Кроме того наблюдаются газожидкие включения (ГЖВ), приуроченные либо к зонам роста, либо к трещинам хрупкой деформации. Границы реликтового кварца зазубренные. Кварц 2-й генерации – это мелкие (от 0,01 до 0,1 мм.) зерна без следов деформации и газожидких включений, без примеси углеродистого вещества. Развивается кварц 2-й генерации вдоль границ зерен реликтового кварца и в областях развития трещин, часто расчленяя исходные зерна кварца. В кварцитах выявлены включения ряда самостоятельных минеральных фаз: дикиит, алунит, пирит, мусковит.

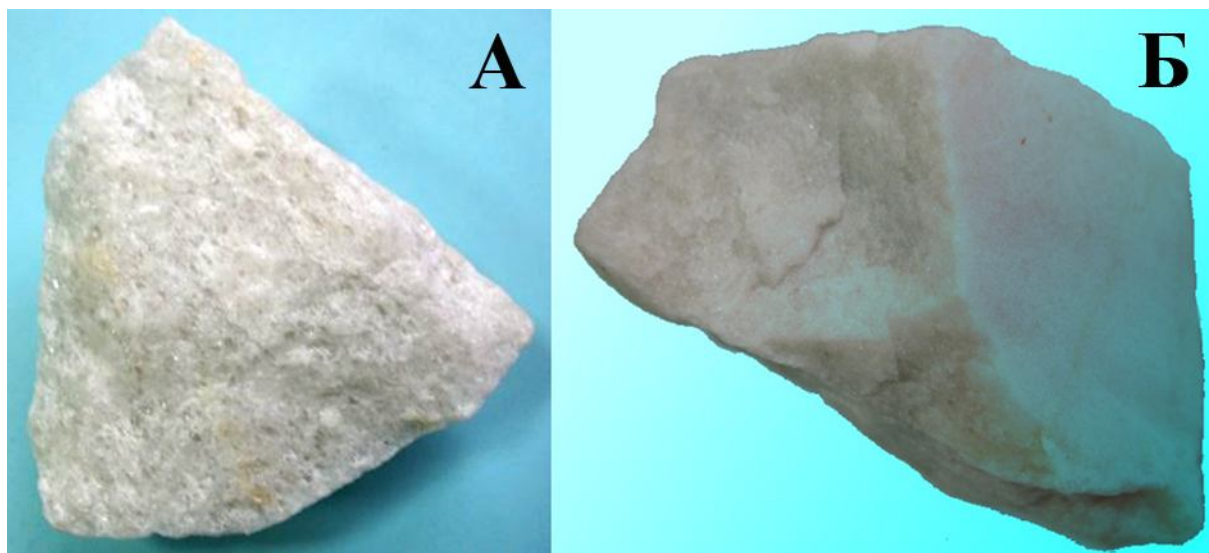


Рис.2. Суперкварциты месторождения Бурал-Сардык.
А - тонкозернистые кварциты; Б - микрозернистые кварциты.

Газово-жидкие включения изучены методами кинетической термодесорбционной масс-спектрометрии с количественным анализом потоков веществ, выделяющихся в высокий вакуум при прогреве образца определенной степени дисперсности от комнатной температуры до 1400 °С в ступенчатом режиме нагрева, термобарогеохимии, ИСП масс-спектрометрии с лазерной абляцией. Содержание основных примесей, выделяющихся при вскрытии ГЖВ, определенное методом термодесорбционной масс-спектрометрии, приведено в таблице 1. Содержание газово-жидких приме-

сей в кварцевой крупке является важным показателем качества сырья. Наиболее важной характеристикой качества по содержанию газово-жидких примесей в кварце, как в сырье для наплава высококачественного кварцевого стекла, является не общее содержание газово-жидких примесей, а содержание высокотемпературных форм примесей, которые удаляются наиболее долго в процессе термического обезгаживания и определяют прозрачность или пузырчатость получаемого стекла. Особое значение тут играет, безусловно, вода, как основная по количе-

Таблица 1
Содержание основных примесей в газово-жидких включениях, ppm

Образец	H ₂ O			CO ₂	CO	C _x H _x	ΣC	H ₂	HCl	H ₂ S	SO ₂
	< 600°C	> 600°C	Всего								
Суперкварцит	58,2	65,7	123,9	2,4	9,4	3,7	7,9	0,21	1,87	0,78	0,15
Мелкозернистый кварцит	77,9	77,0	154,9	4,3	6,9	3,8	7,4	0,28	0,32	0,09	0,04
Суперкварцит после термодробления при 900°C	11,1	27,8	38,9	1,3	3,6	3,0	4,5	0,10	0,02	0,16	0,01
Суперкварцит после прокалки при 1455°C	42,0	3,9	45,9	0,4	4,4	4,8	6,2	0,05	0,02	0,01	0,00

Примечание: Анализы выполнены В.А.Крейсбергом, МГУ.

Массовые доли примесей в кварцевых концентратах, ppm

Аналит	Fe	Al	Ti	Ca	Mg	Cu	Mn	Na	K	Li	$\Sigma 10$	P	B
Исходный	6,0	27,0	1,7	0,8	1,0	0,17	0,02	3,5	6,3	0,13	46,6	0,2	0,2
После ХО	0,9	4,5	0,8	0,4	0,2	0,14	0,005	2,5	0,5	0,12	10,1	0,1	0,18
прокалка в Ar 1450°C + ХО	1,1	4	0,6	0,4	0,2	0,18	0,006	0,2	0,3	0,18	7,2	0,1	0,16

ству примесь в кварце, не подвергнутом термической обработке.

По содержанию «высокотемпературной» воды кристобалитизированный суперкварцит (прокалка при 1450 °С) превосходит эталонные образцы кварца фирмы Юнимин [5].

Определены температура и кинетика фазового перехода высокотемпературный кварц – кристобалит. Переход начинается при температуре выше 1400 °С. Кинетика перехода медленная и зависит от гранулометрического состава и чистоты кварцита. Контроль за фазовым переходом проводился методами рентгено-фазового анализа и ИК спектроскопии. Кварциты месторождения Бурал-Сардык более термостойкие чем гранулированный кварц. Температура плавления суперкварцитов 1770 °С, что на 25 градусов выше температуры плавления кварца месторождения Кыштым, жила 175. Результаты получены при проведении дифференциально-термического анализа на комплексе NETZSCH Geratebau GmbH (Германия).

Разработана схема глубокого обогащения кварцевых концентратов, получаемых из двух типов кварцевого сырья месторождения Бурал-Сардык – суперкварцита и мелкозернистого кварцита. Схема включает следующие процессы: ручное дробление куска до фракции -50 мм на руднике; промывка куска; дробление куска до фракции – 25 мм; классификация куска до фракции +5 -25 мм; химическое травление куска HCl-10 %; сушка куска; термодробление; истирание; классификация крупки до фракции +174 -450 мкм; химическое обогащение 20 % HCl / 10 % HF Ж/Т 3:1; сушка кварцевой крупки; контроль качества кварцевого концентрата; упаковка. Вторая стадия процессов включала прокалку кварцевого кон-

центрата до температуры 1450 °С и последующее химическое обогащение и сушку. Результаты обогащения суперкварцитов представлены в таблице 2. Как видно из таблицы суммарное содержание десяти регламентируемых примесей в полученных концентратах первой стадии обогащения составляет 10 ppm, а после второй стадии 7 ppm.

Можно констатировать, что в простой схеме глубокого обогащения, даже без применения ручной рудоразборки и методов магнитной, электростатической сепарации суперкварциты месторождения Бурал-Сардык позволяют получать кварцевые концентраты ультравысокой чистоты на уровне ЮТА-4.

Методами вакуумной плавки в графитовых тиглях получены экспериментальные образцы стекол. Наибольшей прозрачностью обладает стекло, полученное из крупки кристобалита суперкварцита. На рис. 3 представлены спектры поглощения образцов стекла, полученных из кристобалита суперкварцита, проплавленных вакуумно-компрессионным методом при разном давлении (до 5 атм.). Пунктирной линией показан спектр поглощения стекла марки КВ. В спектре поглощения образцов из кристобалита суперкварцита отсутствуют полосы, связанные с поглощением ОН групп, в отличие от стекла марки КВ. В области 250 нм наблюдается пик поглощения, возможно связанный с германиевыми центрами.

При рентгеновском облучении образцы стекла из кристобалита суперкварцита практически не окрашиваются, что говорит об их радиационной стойкости, и, следовательно, о чистоте стекла.

Одной из важнейших характеристик кварцевого стекла, используемого для изго-

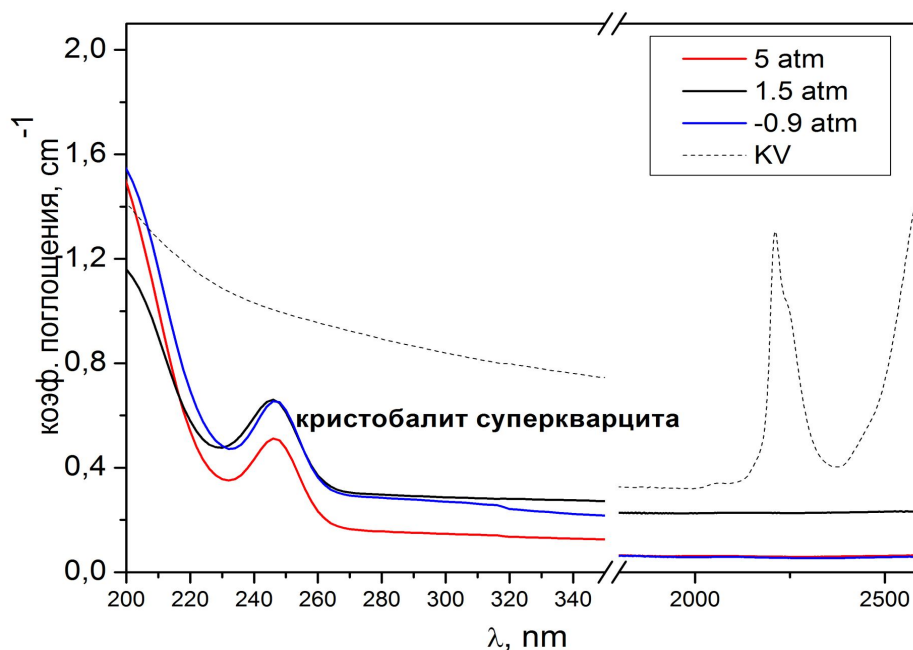


Рис.3. Спектры поглощения образцов стекла (толщина 1 см), полученных из кристобалита суперкварцита, проплавленных при разном давлении (до 5 атм.). Пунктирной линией показан спектр поглощения стекла марки КВ.

товления термостойкой кварцевой керамики, является его устойчивость к кристаллизации. Были изучены термические характеристики полученных стекол. Испытания на устойчивость к кристаллизации проводились согласно следующей схеме: кварцевые пластинки нагревались в муфельной печи на воздухе на кварцевой подложке до температуры 1250 °С со скоростью 180 °С/час, делалась выдержка 2 часа, после чего пластинки охлаждались со скоростью 300 °С/час. Метод контроля – визуальное наблюдение, фоторегистрация внешнего вида пластинок до и после испытаний, микроскопическопический, микрозондовый и рентгенографический анализ. По результатам испытаний можно сделать вывод, что стекла, изготовленные на основе кварцевых концентратов из кристобалита суперкварцита и микрозернистого кварцита полностью отвечают современным требованиям – поверхность пластинки остается прозрачной без видимого помутнения.

При испытаниях на вязкость образцов стекла установлено, что наиболее термически стойкими являются образцы, полученные из мелкозернистого кварцита и его кристобалита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов Е.М. и др. Разведка и охрана недр, 2012. 5. С. 24-27.
2. Федоров А.М. и др. ДАН, 2012. Т. 442. 2. С. 244-249
3. Воробьев Е.И. и др. ДАН, 2003. Т. 390. 2. С. 219-223
4. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
5. Крейсберг В.А. Количественное исследование газовой-жидких включений в крупке кварцита месторождения Бурал-Сарьдаг масс-спектрометрическим методом (Отчет), Москва 2014 г.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ БЛАГОРОДНОГО КОРУНДА

Нечаев В.П.

Предлагается новая модель образования поясов месторождений благородного корунда. Согласно этой модели, метаморфогенный и магматогенный корунд образуется под влиянием восстановленного флюида, несущего алюминий из переходной мантии, где стагнирует десилицированная при субдукции океаническая плита, тогда как кислород заимствуется из среды кристаллизации.

A new model of gem corundum belts' formation is presented. It suggests that both metamorphic and magmatic corundums are formed under influence of the reduced fluid bearing Al from the transitional mantle, where the desilicified oceanic slab is stagnated, while oxygen is taken from the local crystallization environment.

Все проявления минерализации благородных корундов разделяются на магматогенные, связанные с внутриплитными комплексами изверженных пород, среди которых преобладают базальтоиды, и метаморфогенные, вмещаемые мраморами, гнейсами и слюдяными сланцами, а также пегматитами и другими породами метасоматического ряда [2]. И те и другие нередко являются источниками россыпей – основных объектов промышленного освоения данного вида сырья.

Основными процессами образования крупных кристаллов метаморфогенного корунда считаются либо десиликация алюмосиликатных пород вблизи их контакта с карбонатами или ультрамафитами, либо кристаллизация свободного глинозема из метаморфогенного, богатого углекислотой, галогенами и щелочами флюида в породах с дефицитом кремнезема (мраморах, десилицированных пегматитах и грейзенах). Образование мегакристов корунда при базальтовом магматизме представляет собой проблему. Эти кристаллы неравновесны вмещающей магме, что видно по следам растворения на их поверхности. Поэтому

многие исследователи считают их ксенокристами, заимствованными базальтами из метаморфических комплексов, образованных при субдукции высокоглиноземистых пород или контактом воздействием мантийного плюма. Другие исследователи предполагают, что корунды образуются в глубинных, пересыщенных глиноземом расплавах различной природы и затем захватываются базальтами при их движении к поверхности. Приморские исследователи предполагают кристаллизацию сапфира из магматического флюида и последующем его захвате щелочно-базальтовой магмой [1].

Месторождения и проявления близкого происхождения часто группируются в виде поясов, наиболее известными из которых являются цепочки кайнозойские россыпей магматогенных сапфиров, протягивающиеся вдоль тихоокеанских окраин Азии и Австралии. Известен также пояс метаморфогенных месторождений рубинов и сапфиров в гималайском орогене, формирующемся в результате кайнозойского столкновения Индии и Евразии. Е.П. Мельников и М.А. Виктор [3] выделяют Уральский и Восточно-Африканский пояса, а так-

же множество рубин-сапфиросных провинций и районов. Часть этих объектов находится в составе упомянутых выше поясов, другие же формируют относительно небольшие скопления проявлений благородного корунда [5].

Научные проблемы, которые высвечивает изучение благородных корундов, выходят далеко за пределы вопроса их происхождения. Так, загадка появления избыточного глинозема в мантии, куда уходят корни базальтовых систем, выводит нас на широкий круг проблем, связанных с движением вещества внутри Земли, в частности, на проблемы источника глубинных флюидов и путей их миграции мантии. Другие вопросы вызваны явной приуроченностью данной минерализации к орогенным обстановкам и эпохам, что дает толчок размышлениям об эволюции Земли.

Собственные исследования и обзор литературы привели автора к следующим выводам.

Кайнозойские месторождения и проявления рубинов и сапфиров разного происхождения образуют единые пояса в пост-коллизийных орогенах и зонах оперяющих их глубинных разломов (рис. 1 и 2), располагающихся над остатками субдуцированной литосферы (рис. 3).

Кроме того, на некоторых участках западно-тихоокеанских поясов благородного корунда, например в Юго-Восточной Азии, зафиксированы случаи сонахождения проявлений магматогенной и метаморфогенной минерализации, а на всем протяжении поясов во многих россыпях среди преобладающих магматогенных сапфиров отмечены рубины и сапфиры метаморфогенного происхождения. Определенное родство метаморфогенной и магматогенной

минерализации подтверждается случаями их сонахождения. Например, базальты Пайлин в Камбодже, а также Тумбарумба и Баррингтон в Австралии несут как магматогенный и «метасоматический» сапфир, так и метаморфогенный рубин. Следующий признак родства – корунды обеих групп имеют близкий состав флюидных (CO_2 , Cl и F) и минеральных включений (Fe-Ti окислы, полевые шпаты, слюды, циркон, монацит, графит, апатит и сульфиды).

Все месторождения благородного корунда образованы в эпохи глобального орогенеза (альпийской, каледонско-герцинской, пан-африканской, реже более древними) и располагаются в соответствующих орогенных поясах, под которыми происходит или происходила глубинная переработ-

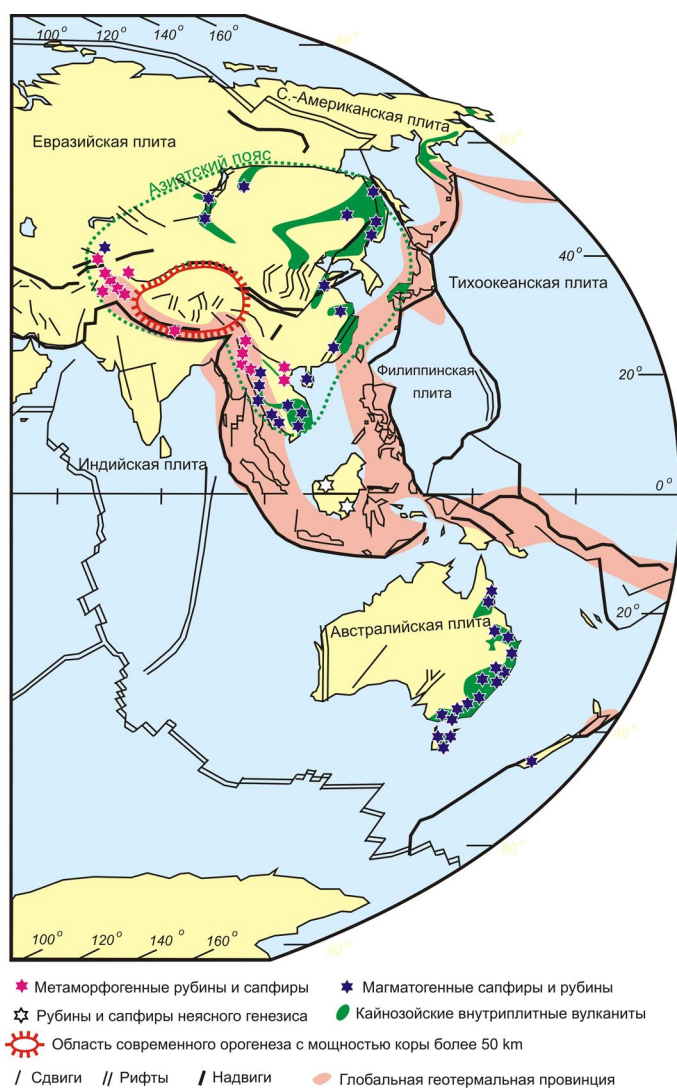


Рис. 1. Кайнозойские пояса благородного корунда.

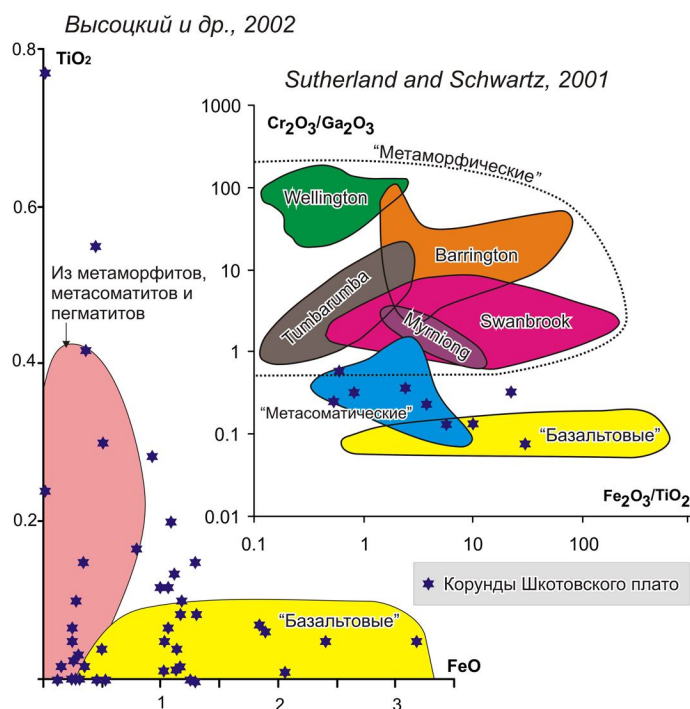


Рис. 2. Геохимическое сравнение корундов разного происхождения [1,7]. Их определенное родство проявляется в том, что иногда, например на Шкотовском плато в Приморье, сапфиры по примесям близки и магматогенным и метаморфогенным. Австралийцы назвали их «метасоматическими».

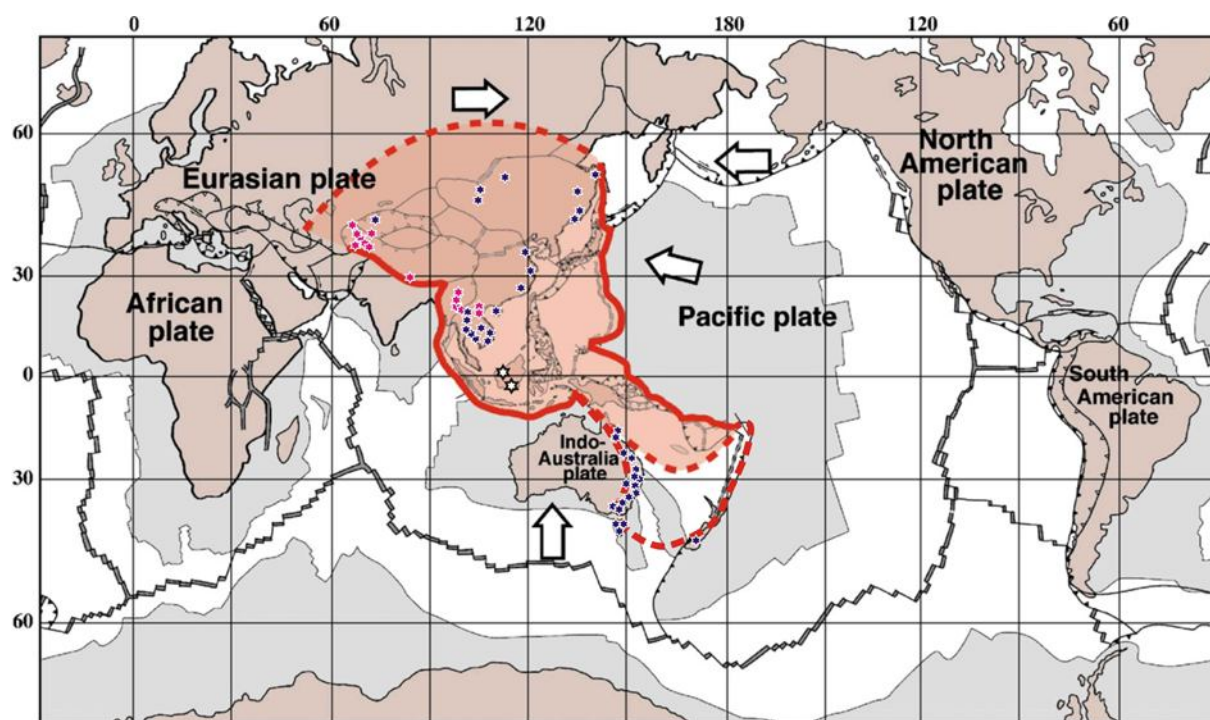


Рис. 3. Кайнозойские проявления благородного корунда на схеме размещения субдуцированной литосферы в Азиатско- и Австралийско-Тихоокеанском регионах (по [9] с добавлениями из [6]).

ка субдуцированной литосферы (рис. 4).

В образовании большей части месторождений и проявлений благородного корунда ключевую роль играет восстановленный флюид, несущий алюминий из зоны дегид-

ратации субдуцированной литосферы в переходной зоне мантии и ниже. В верхней мантии и коре он встречает существенно углекислый и водный флюид, поставляющий кислород из сред, где формируются корундоносные

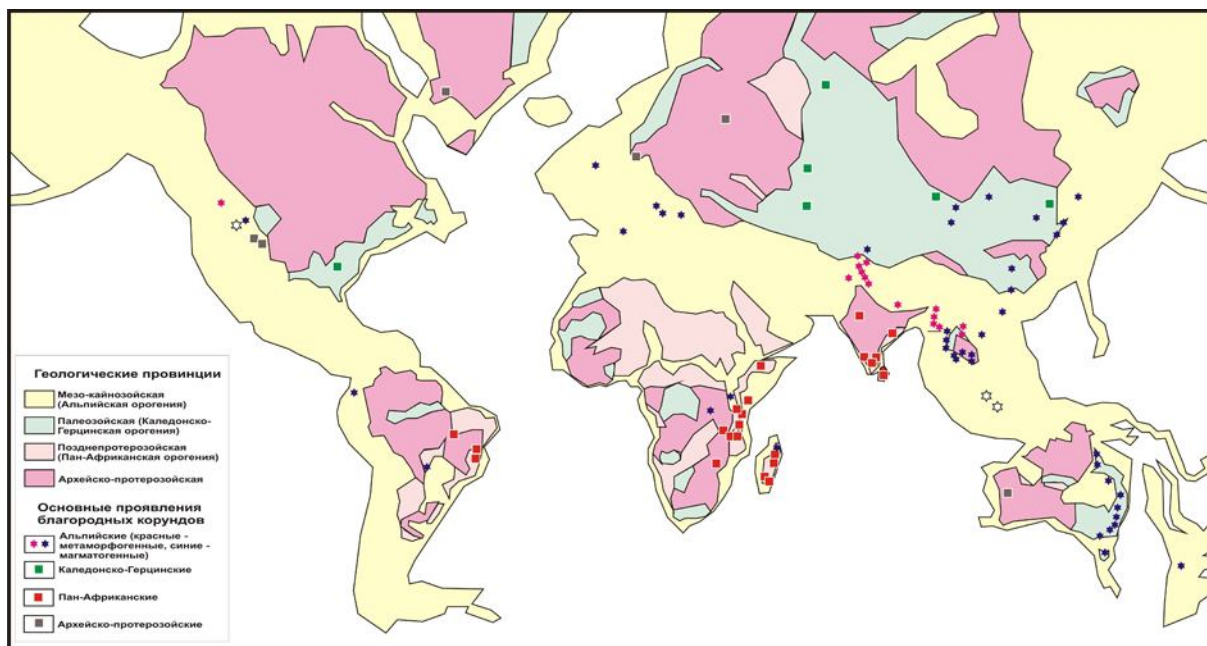


Рис. 4. Месторождения благородных корундов на тектонической схеме мира [5].

породы: метаморфиты зон столкновения литосферных плит и внутриконтинентальные базальтоиды, связанные с оперяющими зоны коллизий разломами (рис. 5 и 6).

При фазовых переходах в зоне переходной мантии породы океанической плиты, десилицированные на ранних стадиях субдукции, высвобождают алюминий и несовместимые элементы (K, Rb, Cs, Sr, Ba,

Zr, Nb, Hf, REE, U, Th, Ta). Эти элементы входят в состав восстановленного флюида и ультращелочных корунд-нормативных расплавов, образующихся в результате высвобождения кристаллической воды, и поднимаются с ними до астеносферы и выше по каналам, выраженным на поверхности зонами разломов и вулканизма. В коллизионных обстановках свободный алюминий,

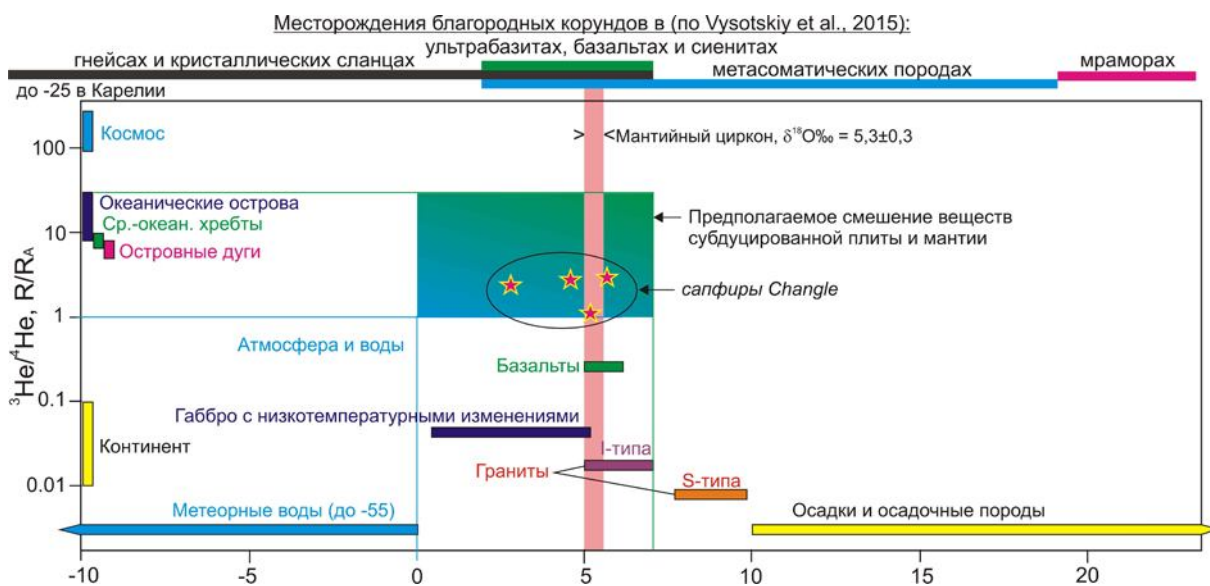


Рис. 5. Изотопные составы гелия и кислорода из корундов [4, 8] указывают на то, что корундоносный расплав имеет, помимо вещества из среды своего образования в верхней мантии и коре, существенную составляющую из субдуцированной плиты.

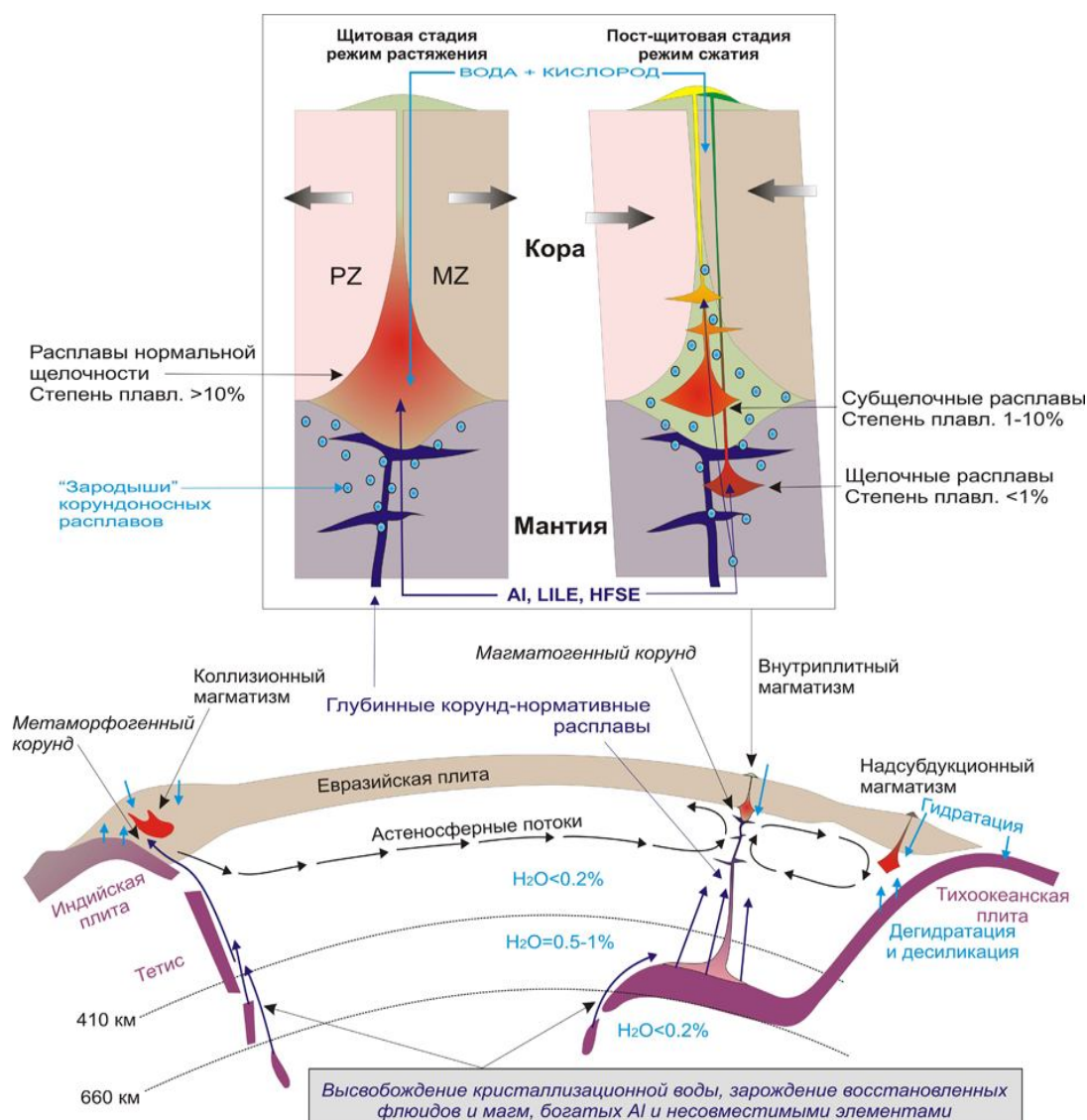


Рис. 6. Модель образования корундоносных расплавов и флюидов.

попадая с флюидом в верхнюю мантию и кору, реагирует с O, Si, и другими элементами, находящимися там в избытке. При этом, в мраморах и других недосыщенных кремнеземом породах в ходе гидротермально-пневматолитового процесса кристаллизуется благородный корунд. Во внутриплитной обстановке кристаллизация свободного глинозема может происходить на глубинах от переходной мантии, где стагнирует десилицированная в ходе субдукции океаническая плита, до астеносферы, где зарождаются базальтовые магмы. В последнем случае, при режиме синдвигового растяжения малообъемные высокоглиноземистые расплавы, поступающие из глубин

мантии, поглощаются без остатка в больших количествах вязкой низкощелочной магмы, формирующей на поверхности щитовые вулканы. При импульсном сжатии формируется пост-щитовой вулканизм. Высокоглиноземистые щелочные и субщелочные расплавы, часто возникающие на месте излившейся щитовой магмы под воздействием глубинного флюида, высаждают корунд и другие мегакристы, которые захватываются и выносятся на поверхность подвижными щелочными и субщелочными магмами. Здесь же восстановленный глубинный флюид, реагируя с местным водно-углекислым флюидом, может кристаллизовать метаморфогенный корунд непосредственно

(без расплава). Так, как он это делает в зонах коллизий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высоцкий, С. В., Щека С.А., Нечаев В.П. и др.* Первая находка сапфиров в кайнозойских щелочно-базальтовых вулканах Приморья. ДАН, 2002. Т. 387/6. С. 806-810.
2. *Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П.* Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.
3. *Мельников Е.П., Викторов М.А.* Рубин-сапфирующие провинции и пояса мира. Вестник геммологии, 2002. 3(6) С. 18-26.
4. *Hu W.X., Song Y.C., Chen X.M. et al.* Noble gases in corundum megacrysts from the basalts in Changle, Shandong Province, eastern China. Chinese Science Bulletin, 2007. 52/3. P. 380-387.
5. *Nechaev V.P., Khanchuk A.I., Sutherland F.L.* Geodynamic settings of gem corundum deposits. Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins. Proceedings of the INTERIM IAGOD Conference. Vladivostok, Russia: 1-20 September 2004. P. 366-369.
6. *Schellart W.P., Kennett B.L.N., Spakman W. et al.* Plate reconstructions and tomography reveal a fossil lower mantle slab below the Tasman Sea. Earth and Planetary Science Letters, 2009. 278. P. 143-151.
7. *Sutherland F.L., Schwarz D.* Origin of gem corundums from basaltic fields. Austral. Gemmologist, 2001. 21. P. 30-33.
8. *Vysotskiy S.V., Nechaev V.P., Kissin A.Yu. et al.* Oxygen isotopic composition as an indicator of ruby and sapphire origin: A review of Russian occurrences. Ore Geology Reviews, 2015. 68. P. 164-170.
9. *Zhao D., Maruyama S., Omori S.* Mantle dynamics of Western Pacific and East Asia: Insight from seismic tomography and mineral physics. Gondwana Research, 2007. 11. P. 120-131.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮВЕЛИРНЫХ КАМНЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУХИЛАЛ

Николаев А.Г., Эльназаров С.А., Лопатин О.Н.

Месторождение Кухилал является уникальным месторождением, где ведется добыча высококачественных ювелирных шпинели и клиногумита. Цель данной работы - описание минералогических особенностей названных минеральных видов данного месторождения и выявление кристаллохимических особенностей, с которыми связана природа окраски шпинели и клиногумита.

Kuhilal field is an unique place, where high quality jewelry spinel and clinohumite are mined. The main aim of this work is the description of mineralogical features above-mentioned minerals and identification of crystal-chemical features which is related to the nature and color of spinel and clinohumite.

Месторождение Кухилал известно с давних времен (VIII век н.э.) и разрабатывается по настоящее время. Добываемые здесь шпинель и клиногумит обладают высоким качеством и устойчивым рыночным спросом. Предлагаемая работа предполагает детальное минералогическое исследование данных минеральных объектов и выявление их кристаллохимических особенностей, с которыми связана окраска.

Основной метод исследования в данной работе – оптическая абсорбционная спектроскопия. Оптические спектры поглощения записывались на специализированном спектрофотометре SHIMADZU UV-3600 в диапазоне длин волн 185-3300 нм. Дополнительно оптические спектры записывались на стандартизированном спектрофотометре МСФУ-К. Регистрация оптических спектров поглощения производилась в интервале длин волн 400-800 нм, с шагом 1 нм. Для объективного измерения и описания окраски шпинели и клиногумита была использована методика расчета координат цветности по международной колориметрической системе XYZ. Все колориметрические результаты по интерпретации оптических спектров поглощения минералов были вынесены на стандартный цветовой треугольник международной комис-

сии по освещению (МКО-1931). Колориметрические параметры исследуемых минералов (x , y , z – коэффициенты цветности; λ – длина волны, ρ – плотность, L – яркость основного цветового тона) рассчитывались с использованием специализированной программы «Спектр». Для более детальной кристаллохимической интерпретации дополнительно были сняты спектры люминесценции шпинелей. Люминесценция возбуждалась с помощью УФ-лампы с рабочей длиной волны 365 нм. Все экспериментальные исследования проводились при комнатной температуре.

Шпинель в скарных образованиях месторождения обычно встречается в виде вкрапленности и ассоциирует с форстеритом, клиногумитом, флогопитом, гнездами графита, серпентина и другими минералами. Размеры выделений шпинели весьма сильно колеблются – от долей мм до первых см, реже больше. Форма выделений шпинели нередко округлая или неправильная, а также таблитчатая, пластинчатая и изометрическая.

Цвет шпинели розовый, красноватозеленый, розовый с фиолетовым оттенком, серовато-розовый, беловато-розовый. Наиболее ценными разновидностями являются розовая и красновато-розовая шпинель.

В структуре шпинели атомы кислорода образуют плотнейшую кубическую упаковку. В шпинелях с нормальной структурой, к которым относится магнезиальная шпинель, 8 тетраэдрических пустот элементарной ячейки заполнены двухвалентными катионами R^{2+} . Каждый атом кислорода связан с одним атомом R^{2+} и тремя атомами R^{3+} . Таким образом, основными структурными элементами шпинели являются связанные ребрами и вершинами Al-октаэдры со средним межатомным расстоянием Al-O₆ = 0,196 нм и Mg-тетраэдры (Mg-O₄ = 0,192 нм). Изоморфное вхождение примесных ионов переходных металлов в различные структурные позиции ($Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$, Fe^{3+} , Mn^{2+} , Co^{2+} и $Al^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$, Cr^{3+} , V^{3+} , Mn^{3+} , Fe^{2+}) обуславливает возможность образования самых разнообразных хромофорных координационных комплексов и их сочетаний, что в свою очередь определяет сложность спектроскопических свойств природных кристаллов шпинели [8].

Общей особенностью оптических спектров поглощения шпинелей из месторождения Кухилал является наличие двух широких интенсивных полос поглощения в видимой области. Конфигурация спектров поглощения и значение энергии полос поглощения позволяет приписать наблюдаемые полосы электронным переходам в ионах Cr^{3+} , которые изоморфно замещают ионы Al^{3+} в октаэдрических позициях структуры шпинели. Полосы поглощения 386 нм и 539 нм в спектрах шпинелей обусловлены разрешенными по спину переходами с основного состояния ${}^4A_{2g}$ на более высокие энергетические уровни ${}^4T_{1g}$ и ${}^4T_{2g}$ соответственно [8,10]. На длине волны 310-320 нм наблюдается общий подъем оптического спектра поглощения.

Полоса поглощения при длине волны 414 нм связана с расщеплением коротковолновой полосы поглощения (переход ${}^4A_{2g} \rightarrow {}^4T_{1g}$), что обусловлено тригональным искажением Cr^{3+} -октаэдрических позиций. Дополнительно при длинах волн 670 нм и 689 нм наблюдаются слабые узкие полосы

поглощения R-переходов в ионах Cr^{3+}_{VI} . Слабую узкую полосу при 478 нм в спектрах шпинелей можно связать с B-переходами в Cr^{3+}_{VI} [8].

В ближней инфракрасной области спектра шпинелей фиксируется широкая и интенсивная полоса поглощения с двойным максимумом 2064 и 2666 нм, обусловленная разрешенным по спину электронным переходом ${}^5E \rightarrow {}^5T_2$ в ионах двухвалентного железа, изоморфно замещающих магний в тетраэдрических позициях структуры шпинели. Расщепление этой полосы связано с искажением FeO_4 – тетраэдров вследствие проявления эффекта Яна-Теллера [8,10].

Из вышеописанных оптических спектров поглощения ювелирных шпинелей окраску можно связать в основном с ионами Cr^{3+} , занимающими октаэдрические позиции в структуре минерала. Незначительную дополнительную роль в окраску вносят ионы Fe^{2+} в тетраэдрической позиции.

По результатам интерпретации оптических спектров поглощения шпинелей был проведен расчет координат цветности по международной колориметрической системе МКО-1931. Доминирующая длина волны основного цветового тона составила $\lambda = 598-637$ нм, а величина насыщенности основного цветового тона изменялась в пределах 5,13-11,03 %.

В спектрах люминесценции шпинели наблюдаются линии при длинах волн 678, 689, 700, 708 и 717 нм. Данные линии связаны с переходами на R-уровнях в ионах Cr^{3+} [4]. Расщепление на несколько энергетических уровней связано с тригональным искажением октаэдрических позиций, которое было выявлено по оптическим спектрам поглощения.

Клиногумит является широко распространенным минералом месторождения Кухилал. Он наряду со шпинелью является вторым ювелирным камнем месторождения. Встречается клиногумит главным образом в шпинель-форстеритовых жилах, где он распределен неравномерно. Максималь-

ное содержание минерала отмечается в графит-клиногумит-форстеритовой зоне [9].

На месторождении выделяется два типа клиногумитовой минерализации: вкрапленный и блоковый. Первый тип имеет более широкое распространение. Размер отдельных выделений клиногумита во вкрапленном типе колеблется от долей мм до 3-5 см. Наиболее часто наблюдаемые размеры 2-3 см. Следует отметить, что чем крупнее выделения минерала, тем он более трещиноват. В этом случае кондиционное ограночное сырьё составляет незначительную часть.

Цвет клиногумита светло-желтый, медово-желтый, оранжевый, коричнево-желтый. Обычно минерал непрозрачен. Однако встречаются и прозрачные разновидности, которые названы благородным клиногумитом. Полупрозрачные и прозрачные клиногумиты чаще обнаруживаются в шпиль-форстеритовых жилах, локализованных в тремолит-энстатитовых породах [9].

По данным С.А. Ананьева и др. в оранжевом клиногумите из Кухилалского месторождения концентрация $TiO_2 = 3,35$ мас. % [1]. Клиногумит с таким содержанием титана описан и на месторождении Горон Шахдарьинского хребта [2]. Следует отметить, что в форстерите, ассоциирующим с клиногумитом, содержится всего 0,02-0,17 % титана. На месторождении Т.А. Колесниковой была описана титановая разновидность клиногумита с содержанием Ti и (ОН) [5]. По ее данным при недостатке в системе F и избытка (ОН) оказался возможным гетеровалентный изоморфизм Mg на Ti. На замещение двухвалентного магния четырехвалентным титаном указывал и Ю.К. Воробьев [3]. Он допускает также, что при этом одновременно происходит компенсационное замещение части (F, ОН) на O^{2-} . Содержание FeO и Fe_2O_3 в клиногумите не высокое – в среднем 1,56 %. Химическим анализом в клиногумите Кухилала марганец не обнаружен. Однако, он определен атомно-адсорбционным методом (среднее из 6 определений) в коли-

честве 0,040 %. Кроме того, этим методом в минерале установлены примеси (%) железа (0,127), свинца (0,011), цинка (0,006), никеля (0,002) и меди (0,001). В клиногумите спектроскопически выявлены также Na и K в десятых долях, Mn, Nb, В – в сотых и Zr, Sn, Cu, Ge – в тысячных долях процента.

В оптических спектрах поглощения клиногумитов в видимом диапазоне длин волн выявлена широкая полоса поглощения при длине волны 425 нм. При длине волны в районе 290-300 нм наблюдается общий подъем оптического спектра поглощения клиногумитов. Длинноволновый край полосы поглощения при длине волны 425 нм протягивается через весь видимый диапазон длин волн и дает «окно пропускания» в районе 580-800 нм, чем и обуславливает появление оранжевого, желто-красного цвета в исследуемых клиногумитах. Полоса поглощения при длине волны 425 нм связана с механизмом переноса заряда $Ti^{3+} \rightarrow Ti^{4+}$ [6,7].

По результатам интерпретации оптических спектров поглощения клиногумитов был проведен расчет координат цветности по международной колориметрической системе МКО-1931. Доминирующая длина волны основного цветового тона составила $\lambda = 586-594$ нм, а величина насыщенности основного цветового тона изменялась в пределах 33,62-57,42 %.

Клиногумит инертен в ультрафиолетовых лучах и не обладает видимой люминесценцией.

В ближней инфракрасной области спектра клиногумитов фиксируется две группы полос поглощения. Первая группа полос поглощения располагается в спектре при длинах волн 2784, 2798 и 2805 нм. Данные полосы поглощения связаны с симметричными валентными колебаниями в (ОН) группах кристаллической структуры клиногумита. В диапазоне длин волн 2900-3000 нм располагается большое количество тонких полос поглощения, которые связаны с молекулярным комплексом H_2O [11].

В ходе проведенных исследований были проанализированы минералогичес-

кие особенности шпинели и клиногумита месторождения Кухилал. Выявлена природа окраски данных минеральных видов. Высокодекоративная окраска кухилалской ювелирной шпинели связана с хромофорной ролью ионов трехвалентного хрома, занимающих октаэдрические структурные позиции. Незначительную роль в окраске местной шпинели играют ионы двухвалентного железа. Цвет клиногумита связан с разновалентными структурными ионами титана. Молекулярная вода в кристаллической структуре клиногумита является индикатором его происхождения на более поздних по сравнению со шпинелью этапах скарнообразования месторождения Кухилал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьев С. А., Гаранин В.К., Коноваленко С.И. и др.* Фиолетовая шпинель из хлорит-шпинелевых пород (Юго-Западный Памир) // Новые данные о минералах. М.: Изд-во Наука. Вып. 37. 1991. С. 146-153.
2. *Ананьев С.А., Коноваленко С.И.* Кристалломорфологические и анатомические особенности ювелирной шпинели месторождения Горон (Юго-Западный Памир, Таджикистан) // Кристаллическое и твёрдое некристаллическое состояние минерального вещества: проблемы структурирования, упорядочения и эволюции структуры. Сыктывкар: Изд-во Геопринт, 2012. С. 76-77.
3. *Воробьев Ю.К.* Некоторые особенности изоморфизма в генезисе минералов группы гумита. В сб.: Новые данные о минералах СССР. М.: Изд-во Наука, 1966. С. 26-37.
4. *Горобец Б.С.* Спектры люминесценции минералов. М.: Изд-во ВИМС, 1981. 154 с.
5. *Колесникова Т.А.* Благородная шпинель, клиногумит и манассеит месторождения Кухилал (Памир) // Драгоценные и цветные камни. М.: Изд-во Наука, 1980. С. 181-199.
6. *Никольская Л.В., Руденко С.С., Заморская М.В. и др.* О природе окраски ювелирных клиногумитов кухилала (Юз Памир) // Зап. ВМО. 1999. Вып. 2. С. 93-98.
7. *Платонов А.Н.* Природа окраски минералов. Киев: Изд-во Наукова думка. 1976. 264 с.
8. *Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С.* Природа окраски самоцветов. М.: Изд-во Недра, 1984. 196 с.
9. *Россовский Л.Н., Зильберфарб Л.С.* Шпинель-форстеритовые образования в магнетитовых мраморах месторождения благородной шпинели Кухилал // Материалы по геологии Памира. Душанбе. Вып. 1. 1963. С. 274-291.
10. *Свиридов Д.Т., Свиридова Р.К., Смирнов Ю.Ф.* Оптические спектры ионов переходных металлов в кристаллах. М.: Изд-во Наука, 1976. 266 с.
11. *Satish-Kumar M. and Naoyuki Niimi.* Fluorine-rich Clinohumite from Ambasamudram Marbles, Southern India: Mineralogical and Preliminary FTIR Spectroscopic Characterization / / Mineralogical Magazine. 1998. V. 62. P. 509-519.

МЕЛКИЕ АЛМАЗЫ (МОРФОЛОГИЯ И ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ)

Осовецкий Б.М., Наумова О.Б.

Представлены результаты электронномикроскопического изучения поверхности мелких алмазов кимберлитов трубки Мир и россыпей западного склона Урала. Описаны основные морфологические типы мелких алмазов. Приведена характеристика микроскульптуры поверхности граней октаэдрических и кубических индивидов с наноразмерными элементами. Отмечены особенности структуры алмазов с оболочкой и микрослоистых разновидностей. Сделаны выводы о сходстве морфологии крупных и мелких алмазов кимберлитов, о необходимости использования мелких алмазов в поисковых целях с проведением исследований их поверхности на электронном микроскопе для надежной разбраковки.

The results of electron microscopy study of fine diamond surface in the kimberlite pipe Mir and placers of the Western Urals are presented. The main morphological types of fine diamonds are described. Microsculpture of face surface with nano-sized elements is characterized. The peculiarities of «coated» diamonds and micro-layered varieties are showed. The conclusion on one process of genesis for large and small diamond grains in kimberlite is made. Small crystals of diamond are proposed to be used with the purpose of kimberlite prospecting

В последние годы интерес к изучению мелких алмазов возрастает. Это, в первую очередь, связано с совершенствованием полевых и лабораторных методов исследования вещества при выполнении поисковых работ на кимберлиты, в результате которых доказано широкое распространение мелких алмазов (размер менее 1 мм) в рыхлых отложениях, особенно по мере приближения к коренным источникам. Присутствие мелких алмазов используется как дополнительный поисковый признак на кимберлиты наряду с находками минералов-спутников и картированием геофизических аномалий. В частности, именно использование такого комплексного подхода способствовало открытию кимберлитов на Северо-Западных территориях Канады [5].

Мелкие алмазы рекомендуется использовать при оценке степени алмазности вновь обнаруженных кимберлитовых тел. При этом учитывается более высокая встречаемость мелких алмазов, что позволяет существенно снизить на начальном

этапе массу разведочных проб [4]. Данная закономерность оспаривается некоторыми геологами, однако единичные отклонения не могут рассматриваться как серьезный аргумент.

Однако полигенетичность мелких алмазов создает определенные трудности при их использовании для поисковых целей. Среди них обычными являются импактные (сланцеватого строения), коровые и разновидности, присутствующие в различных непромышленных типах пород (пикритах, дуни-тах, хромититах, карбонатитах и др.). С целью надежной разбраковки мелких алмазов, имеющих явно кимберлитовое происхождение, необходимо использовать комплекс признаков, для выявления которых особое значение имеют методы электронной микроскопии.

Нами на примере коллекции мелких алмазов из кимберлитов трубки Мир и россыпей западного склона Урала изучены особенности их морфологии и микроскульптуры поверхности с применением скани-

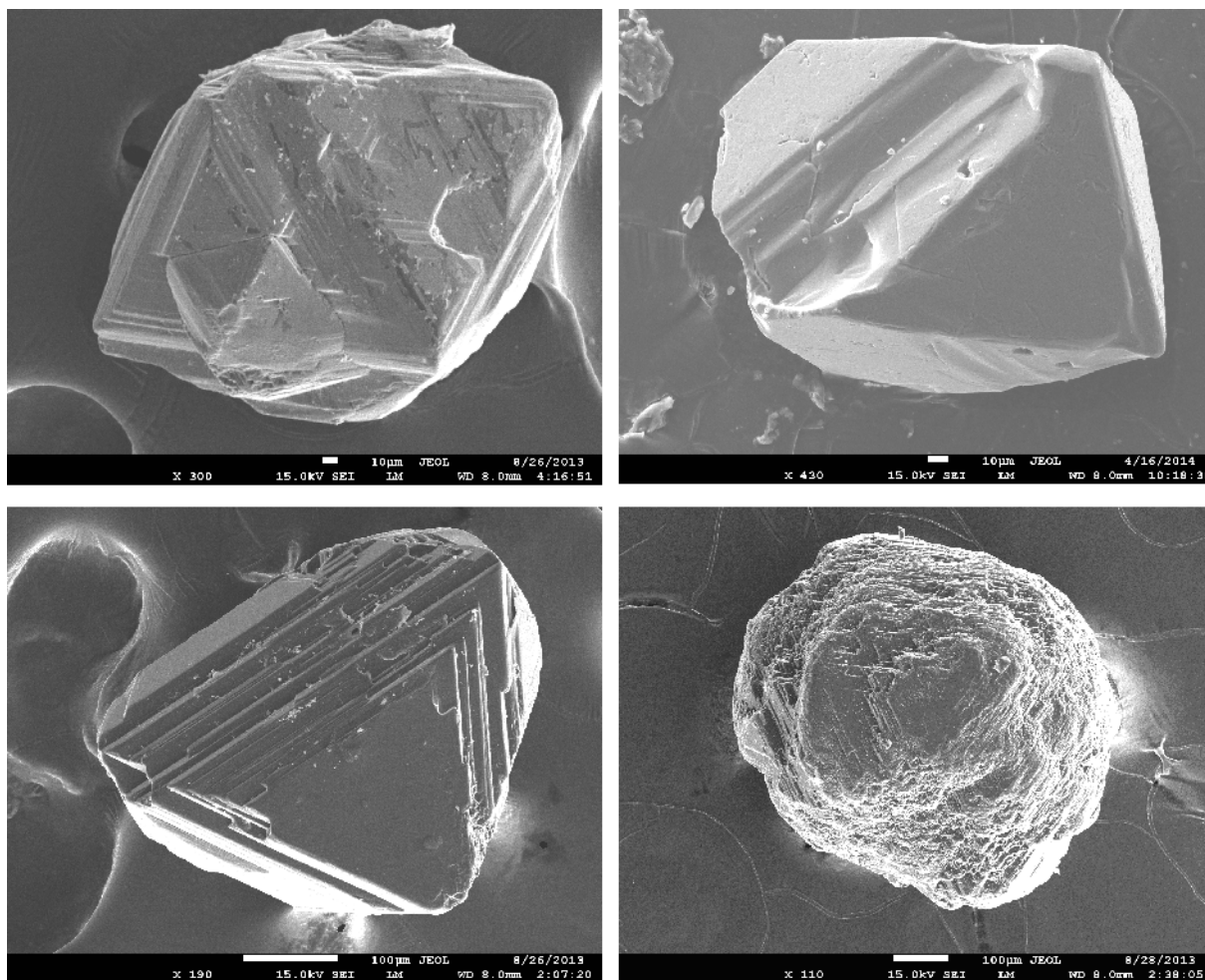


Рис. 1. Мелкие октаэдрические алмазы из кимберлитов трубки Мир (масштабная линейка: верхний ряд – 10 мкм, нижний ряд – 100 мкм).

рующего электронного микроскопа с холодной эмиссией JSM 7500F (фирмы Jeol). При этом проводилось последовательное изучение характерных участков поверхности при разных увеличениях, что позволяло перейти от общей характеристики к микро- и далее наноэлементам рельефа.

В составе мелких классов алмазов кимберлитов обычно преобладают октаэдры и ромбододекаэдры, в подчиненном количестве присутствуют кубы (рис. 1). Однако часто они дополняются более сложными формами (комбинациями октаэдрического и другого габитуса, поликристаллическими сростками, бесформенными индивидами). Типичными являются искаженные формы (например, октаэдры, уплощенные по тройной оси), двойники по шпинелевому закону и др. Исследование их по-

верхности под электронным микроскопом показывает наличие тонкой слоистости (например, на алмазах с полицентрическим развитием граней), форм растворения и регенерации, черепитчато-шестоватого микрорельефа, каплевидных холмиков, сноповидной штриховки и т.д. Часто наблюдаются микротрещины и микросколы по плоскостям спайности, особенно в привершинных зонах кристаллов.

Микроскульптура граней мелких кристаллов алмаза существенно зависит от морфологического типа. Так, для октаэдров и ромбододекаэдров она определяется характером их слоистости, чаще всего характеризуется занозистым или ступенчатым микрорельефом, осложненным микроформами растворения. Последние нередко концентрируются на отдельных участках повер-

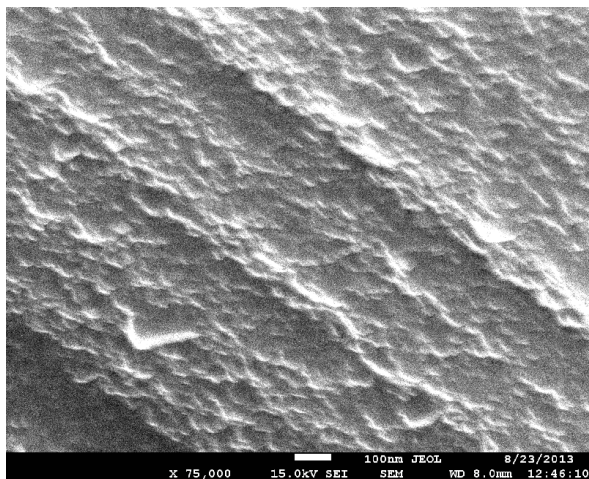


Рис. 2. Шероховатый нанорельеф поверхности грани октаэдра (масштабная линейка 100 нм).

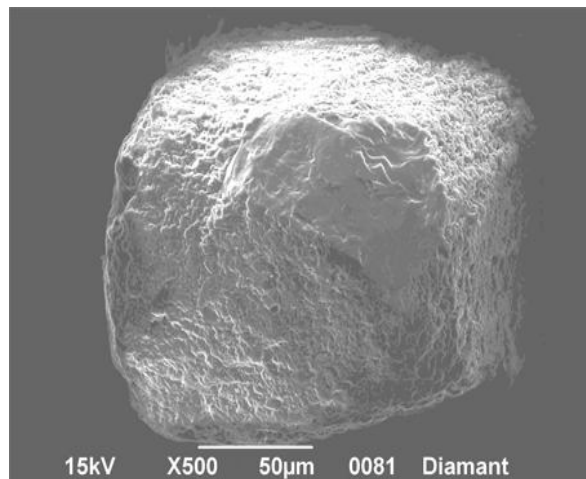


Рис. 3. Микрорельеф граней кубического алмаза (масштабная линейка 50 мкм).

хности с образованием коррозионного микрорельефа и, вероятно, фиксируют дефектные зоны в структуре кристалла. Зоны развития форм растворения постепенно расширяются с приближением к вершинам и ребрам.

С применением электронной микроскопии высокого разрешения на некоторых участках октаэдрических граней отмечено наличие шероховатого (ячеистого) нанорельефа, который может свидетельствовать о начальном этапе растворения алмаза в мантийных условиях (рис. 2). В то же время обнаружены своеобразные ростовые наноформы в углублениях поверхности.

Совершенно иначе выглядит микроскульптура граней кубических алмазов. Она характеризуется неровным холмистым, ячеистым или тонкошероховатым микрорельефом, присутствующим на всей поверхности кубической грани. Осложняют такую поверхность наросты эллипсоидальной или пирамидальной формы. При этом сколы по спайности, приуроченные к вершинам кристалла, отличаются довольно ровной поверхностью (рис. 3).

С применением электронной микроскопии удалось получить новые данные о строении «оболочечных» алмазов (coated diamonds). Данная разновидность алмазов отличается наличием непрозрачной оболочки на кристаллах, имеющей более высокую

твердость по сравнению с основным кристаллом. Оболочка представлена агрегатом микрозерен более молодой генерации алмаза. Структурообразующие частицы этой генерации имеют размер порядка 100 нм, округлую, реже относительно правильную многогранную форму. Они образуют плотные скопления размером в единицы или доли микрона. Судя по высокой плотности упаковки микрозерен в агрегате, между ними присутствует связующая масса следующей по возрасту фазы углерода (микро- или нанокристаллической). Между скоплениями встречаются незаполненные углеродным веществом пустоты (рис. 4).

Известно, что некоторые кристаллы алмаза отличаются повышенной хрупкостью. Причиной может быть высокая степень трещиноватости и наличие в их структуре пустот особого строения. В частности, многие мелкие кристаллы характеризуются присутствием систем параллельных или пересекающихся микро- и нанотрещин. Обычно в местах их пересечения на поверхности образуются широкие и более глубокие впадины. Иногда трещиноватая зона может распространяться на всю поверхность грани. Обнаружены весьма необычные туннелеобразные углубления, наблюдающиеся на сколах поверхности алмазов слоистого строения. На таких сколах между от-

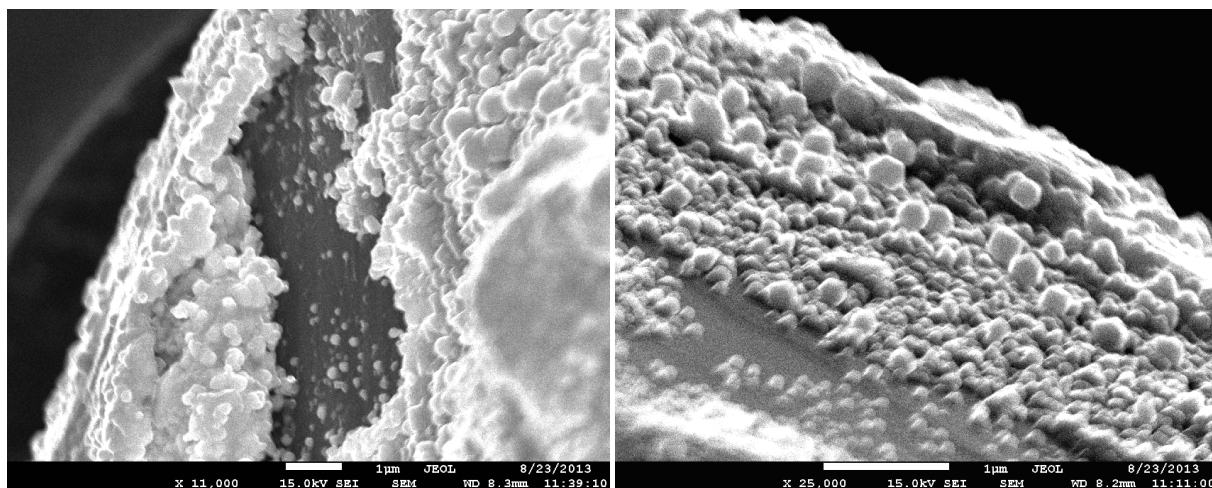


Рис. 4. Алмазы с оболочкой (масштабная линейка 1 мкм)

дельными слоями прослеживаются пустоты, образование которых можно объяснить особыми условиями роста кристаллов. Размеры «туннелей» между слоями по высоте составляют единицы и десятки микрон. Через определенное расстояние соседние слои соединяются друг с другом поперечными перегородками, разделяющие пустоты на отдельные секции (рис. 5).

На сколах кристаллов иногда наблюдается плавное закругление микрослоев, что свидетельствует о наличии в алмазах не только хрупких, но и пластических деформаций (рис. 6). Последние могли появиться только в мантийных условиях и отражают условия роста кристалла в подвижной среде.

Среди различных типов пустот на поверхности граней выделены микро- и наноразмерные углубления правильной геометрической формы (ромбические, треугольные, четырех- и шестиугольные). Так, на поверхности октаэдрических алмазов обычно распространены треугольные углубления размером от нескольких до одного микрона и менее. Они группируются в целые системы на отдельных участках грани. Характерной их особенностью является наличие многоступенчатой поверхности снижения с постепенным уменьшением размеров с глубиной.

Сходство морфологии крупных и мелких алмазов кимберлитов свидетельствует

об идентичности условий их образования. Этот вывод является одним из аргументов, противоречащих мнению ряда отечественных и зарубежных исследователей о разновременности образования алмазов промышленных классов крупности и мелких разновидностей, на основе которого утверждается о невозможности использования мелких алмазов при поисках кимберлитов или для оценки степени их алмазоносности [4].

Мелкие алмазы россыпей западного склона Урала и кимберлитов трубки Мир весьма схожи друг с другом. Различие заключается в большом количестве осколков октаэдрических и кубических кристаллов в россыпях. Кроме того, в россыпях встречается много мелких алмазов импактного происхождения, иногда техногенные и метеоритные. Детальное изучение поверхности осколков под электронным микроскопом позволяет надежно отбраковать индивиды предположительно кимберлитового генезиса, а также восстановить размеры родоначального кристалла по сохранившимся фрагментам граней.

Поисковое значение мелких алмазов в настоящее время недооценено. Применение эффективной полевой методики обогащения малообъемных проб и соответствующей методики обработки концентратов в лаборатории с выделением мелких алмазов и генетической их интерпретацией является

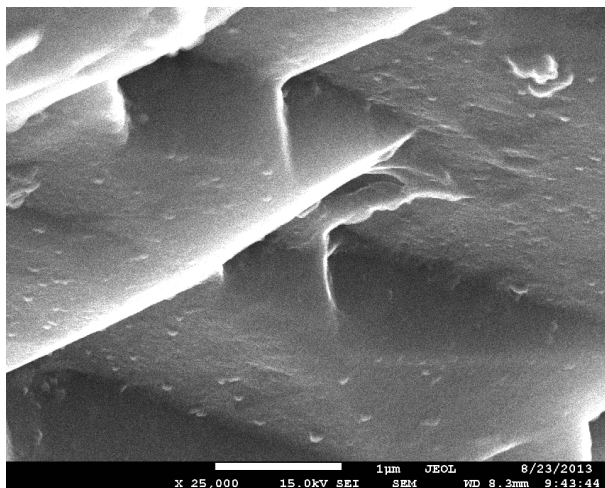


Рис. 5. Туннелеобразные пустоты на сколе поверхности октаэдрического алмаза (масштабная линейка 1 мкм).

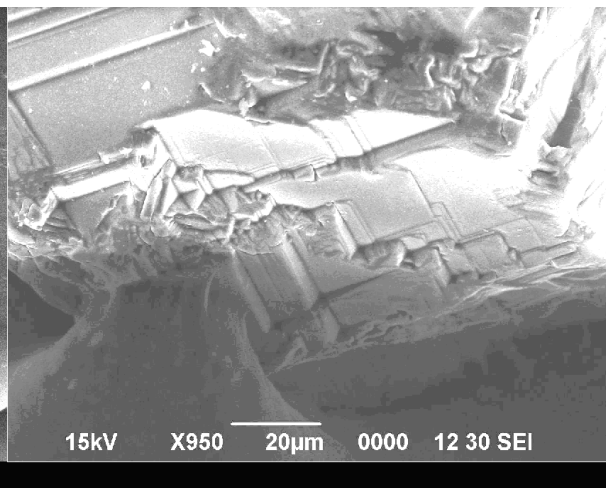


Рис. 6. Искривление микрослоев октаэдрического кристалла алмаза (масштабная линейка 20 мкм).

ся перспективным методом поисков кимберлитов [2, 3]. Повышенная встречаемость мелких алмазов в рыхлых отложениях может указывать на перспективы обнаружения россыпных месторождений ближнего сноса. Так, в Нюрбинской россыпи юрского возраста в Якутии преобладающим по массе является класс алмазов 1-0,5 мм [1]. Находки мелких алмазов являются важными поисковыми признаками на месторождения технических алмазов (импактных, коровых и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Граханов С.А., Неустроев Р.Г. Особенности распределения алмазов в продуктивных отложениях россыпи ближнего сноса Нюрбинская (Средне-Мархинский алмазоносный район) // Система коренной источник – россыпь. Якутск, 2009. С. 43-46.
2. Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. Мелкие алмазы Урала. Пермь: Перм. ун-т, 1996. 128 с.
3. Осовецкий Б.М., Наумова О.Б. Мелкие алмазы и их поисковое значение. Пермь: Перм. ун-т, 2014. 142 с.
4. Pattison D.R.M., Levinson A.A. Are euhedral microdiamonds formed during ascent and decompression of kimberlite magma? Implications for use of microdiamonds in diamond grade estimation // Applied Geochemistry. 1995. Vol. 10. P. 725-738.
5. Heimersson M., Eng P., Carlson J.A., Geo P. Ekati Diamond Mine. Northwest territories, Canada // NI 43-101 Technical Report. Dominion Diamond Corporation. 2013. 401 p.

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ АЛМАЗОНОСТИ ТИМАНА

Плякин А.М.

Впервые о тиманских алмазах сообщил в начале XX в. рудознатец Иона Попов. Изучение алмазности Тимана началось спустя полвека. В истории изучения этой проблемы выделено 3 этапа. На первом этапе (1954-1967 гг.) были обнаружены алмазы и их спутники в аллювии, выявлены кимберлиты, эруптивные брекчии и биотитовые пикриты. Второй этап (1972-1992 гг.) привёл к открытию кимберлитовых трубок и выявлению полиминеральной с алмазами и золотом россыпи Ичетью. На третьем этапе (1994-2001 гг.) открыты тончайшие плёнки самородных металлов и некоторых минералов на гранях алмазов; выявлены десятки магнитных аномалий; проведены опытные эксплуатационные работы на россыпи Ичетью.

For the first time about the Timan diamonds reported in the early twentieth century ruzhsatz Iona Popov. The study of the Timan amazonomachy began half a century later. In the history of the study of this problem is highlighted 3 phases. In the first stage (1954-1967 years) diamonds were discovered and their companions in alluvium, identified kimberlite, eruptive breccias and biotite picrites. The second stage (1972-1992 years) led to the discovery of kimberlite pipes and the identification of polymineral diamond and gold plaser Icetiu. In the third phase (1994-2001 years) opened thinnest film of native metals and some minerals on the faces of the diamonds; identified dozens of magnetic anomalies; conducted research and operational works on plaser Icetiu.

Первые сведения об алмазах Тимана были получены в начале XX в. рудознатцем Ионей Поповым, сообщившим в Горный департамент и министру финансов России о находках мелких алмазов в современных аллювиальных отложениях: «...высылаю Вам ценный камень, который я считаю алмазом. Я прошу организовать работу по поиску таких ценных камней вдоль р. Пижмы...» [1]. Последовали заявки в Горный департамент (1904 г.) и министру финансов (1906 г.) о находках мелких алмазов в юго-западном Притиманье, на Мезенской Пижме. Эти находки подтвердились 50 лет спустя. Таким образом, первая находка алмазов на Тимане была сделана более века назад, а история изучения алмазности Тимана охватывает немногим более полувека. Периоды активизации этих исследований сменялись периодами затишья и полного прекращения работ. В истории изучения

этой проблемы на Тимане выделяется три этапа бурного развития поисков и медленного затухания интереса, а вместе с тем и всего поискового направления на алмазы.

Первый этап изучения алмазности начался в 1954 г. с обобщения всех геологических материалов по Тиману, выполненного Г.В. Матвеевой и А.В. Поздняковым. Они перспективно оценили эту территорию на обнаружение современных россыпей, считая промежуточными коллекторами среднедевонские грубозернистые отложения, развитые в бассейнах рек Среднего и Северного Тимана. Уже в 1955-1956 гг. С.А. Годованом, М.И. Плотниковой, М.А. Апенко и др. геологами в современной аллювии Мезенской и Печорской Пижмы, Цильмы и Мезени были установлены алмазы.

В 1960 г. весьма точный прогноз алмазности был сделан А.А. Черновым, указавшим в качестве наиболее перспектив-

ного район излучины «...Печорской Пижмы ниже устья Умбы», где впоследствии было открыто месторождение Ичетью с уникальным комплексом золото-алмазно-редкометалльно-титановой минерализации.

Поисковые работы на россыпи алмазов проводились С.А. Годованом, М.А. Апенко, В. И. Горским- Кручининым, М.И. Плотниковой, М.И. Осадчуком и др. В результате были обнаружены кристаллы алмазов в аллювии рр. Цильмы, Мезенской и Печорской Пижмы. Одновременно в аллювии других рек (Мылы, Валсы), в девонских песчаниках бассейна р. Средней, в аллювии других рек Среднего Тимана были установлены пиропы. В те же годы удалось найти мелкие алмазы в современном аллювии рек Северного Тимана

Отсутствие следов износа кристаллов алмазов, состав минералов-спутников алмазов позволили предположить об их местном первоисточнике. В качестве такового были названы кимберлиты. Практически все исследователи отмечали, что залегающие непосредственно на породах байкальского фундамента среднедевонские базальные отложения являются промежуточными коллекторами, вместившими продукты разрушения тиманских кимберлитов, в том числе алмазы. Из этого можно было сделать вывод, что эти отложения являются концентраторами алмазов. Так, М.И. Осадчук ещё в 1958-1959 гг. описал эруптивные брекчии щёлко-ультраосновного состава в бассейне р. Бобровой, а в 1960-1961 гг. – биотитовые пикриты, эруптивные брекчии и кимберлиты в бассейне р. Косью. Эти породы вызвали большой интерес геологов, а Ю.П. Ивенсен в 1964 г. назвал все эти породы биотитовыми пикритами.

В 1965-1967 гг. во ВСЕГЕИ Ю.Д. Смирновым и Н.А. Румянцевой были изучены жильные кимберлиты Косьюского участка на Четласском Камне. Ю.Д. Смирнов отметил, что алмазы «*во всех регионах мира связаны с породами, близкими к описанным*». Однако к этому времени алмазное направление работ на Тимане было

закрыто. К сожалению, не было проведено крупнообъёмного опробования среднедевонских терригенных пород, а высказанные предположения о них, как вторичных коллекторах, осталось непроверенным.

Таким образом, результатом первого этапа изучения алмазоносности Тимана (1954-1967 гг.) стало обнаружение алмазов и их минералов-спутников в современном аллювии, выявление кимберлитов, эруптивных брекчий и биотитовых пикритов.

Второй этап активизации работ на алмазы в пределах Среднего Тимана связан с разворотом работ на латеритные бокситы. Привлечение к ним широкого комплекса геофизических исследований для оценки перспектив этой части Тимана дало возможность детальнее изучить глубинное строение территории. В процессе выполнения аэрогеофизических наблюдений Г.А. Еремой (1972, 1978 гг.) и Р.С. Контаровичем (1976, 1978, 1979 гг.) был выявлен ряд локальных магнитных аномалий изометрической формы, похожих на аномалии, отражающие положение трубчатых тел.

Б.А. Мальков в соавторстве с Е.Б. Бушуевой и Т.Н. Поповой [2] считал живецкие псаммолиты Среднего Тимана промежуточными коллекторами алмазов и говорил о возможной приуроченности россыпи алмазов к живецким отложениям. Коренными источниками алмазов на Тимане он считал первоначально кимберлиты.

В 1976 г. скважиной было вскрыто первое трубчатое тело (Умбинская трубка), сложенное кимберлитовой туфобрекчией. Позже здесь установили Средненскую и Водораздельную трубки. Все они содержали хромдиопсиды, хромшпинелиды, пиропы, а в Умбинской трубке был обнаружен мелкий осколок алмаза. Б.А. Мальков на основании исследования пиропов, хромшпинелидов и хромдиопсидов назвал породы альнётитами, бесперспективными на алмазы.

На Северном Тимане в базальных конгломератах великорецкой свиты силура по р. Великой в 1977 г. учёные ЦНИГРИ обнаружили алмаз, а архангельские геоло-

ги несколько позже выявили в них пиропы и хромшпинелиды. В 2001 г. алмазы были установлены и в современном аллювии рр. Великой, Волонги, Белой, Б. Светлой Г.И. Лучниковым. Однако даже мелких россыпей алмазов в этом районе не выявлено.

В 1977-1978 гг. В.А. Дудар и Л.П. Дудар в современном аллювии р. Большой Крутой (бассейн р. Цильма) установили мелкий осколок алмаза и крупные кристаллы пиропов, а в конгломератах из базальных слоёв верхнедевонских отложений – пиропы.

Все эти находки послужили основанием для организации широкомасштабных поисков алмазов на Среднем Тимане, и в 1978 г. в составе Ухтинской ГРЭ была создана специализированная поисковая партия под руководством А.А. Иванова, в которой работали геологи Н.А. Айбабин, Л.П. Бакулина (Дудар), Е.Г. Довжикова, В.А. Дудар, М.Ю. Острижный, В.Г. Чёрный и др. В результате было обнаружено четыре алмаза в современном аллювии рр. Умбы, Средней и Печорской Пижмы общим весом 89,2 карата, многочисленные минералы-спутники алмазов.

В этот период удалось отобрать крупнообъёмную пробу из среднедевонских отложений Среднего Тимана, однако её обогащение произошло только в 1984 г. Обогащение привело к установлению первых алмазов в среднедевонских отложениях и открытию россыпи Ичетью. Это вызвало разработку новой программы поисков и расширение работ алмазного направления. Одновременно продолжались работы на Косьюской площади под руководством В. Г. Чёрного. Здесь было выявлены дайки пикритовых порфиритов и кимберлитовые трубки, в одной из которых был обнаружен мелкий осколок алмаза. Повторить находку алмазов в породах Косьюского участка не удалось. В современном аллювии р. Косью было обнаружено пять кристаллов алмазов, один из которых весом 178 мг.

В 1985 г. завершились работы по оценке перспектив алмазоносности Среднего Тимана, выполненные В.П. Пачуков-

ским, В.П. Савельевым и др. В отчёте по работе предварительно намечены перспективные площади на поиски коренных и россыпных месторождений алмазов. Однако обоснованного палеогеографического обоснования этих направлений поисков сделано не было.

В 1986-1991 гг., на конечной стадии работ второго этапа по изучению алмазоносности Тимана, А.В. Терещенко удалось при проведении геологической съёмки обнаружить пять мелких алмазов (класса $-1+0,5$ мм) в базальных отложениях девона на Южном Тимане. Однако к этому времени судьба дальнейших работ в этом направлении была уже предрешена, и они были в очередной раз прекращены.

Второй этап изучения алмазоносности Тимана привёл к обнаружению тел кимберлитов с мелкими единичными алмазами и минералами-спутниками; выявлению полиминеральной россыпи Ичетью и широкого распространения пиропов на Обдырской площади; обнаружению первых алмазов и их минералов-спутников в современном аллювии рек и в базальных отложениях средней юры на Южном Тимане.

Третий этап начался в 1994 г. постановкой поисковых работ на алмазы на Вадьявожском поднятии и Немской площади Южного Тимана, которые проводило ТОО «ЮКОМ» под руководством В.А. Дудара и В.Г. Шаметко [3]. В центральной части Джеджимпармы были обнаружены кристаллы алмазов в современном аллювии ($+1-2$ мм) и в брекчированных породах рифея ($+2-4$ мм), пронизанных прожилками кварца, И.В. Швецова в соавторах [4] пришла к выводу о расположении первоисточника тиманских алмазов за пределами Тимана, – в области эпикарельской Русской платформы с доэфельскими трубками.

В 1997 г. в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН была создана лаборатория минералогии алмазов под руководством А.Б. Макеева. Коллектив лаборатории провёл полевые исследования и лабораторное

изучение алмазов Тимана, их минераловспутников. А.Б. Макеевым [5] была поддержана туффизитовая идея А. Я. Рыбальченко и др. о генезисе тиманских алмазов. В 1999 г. опубликована монография А.Б. Макеева, В.А. Дудара, В.П. Лютова и др. «Алмазы Среднего Тимана» [6]. В ней охарактеризована морфология кристаллов алмазов, спектроскопические особенности алмазов и минералов – спутников. А. Б. Макеевым на поверхности граней алмазов выявлены тонкие плёнки самородных металлов (Au, Ag, Fe и др.), находящиеся в отрицательных микроформах рельефа. Кроме металлов установлены также некоторые силикаты, оксиды и алюмо-сульфато-фосфаты. Это открытие может сыграть большую роль при расшифровке генезиса тиманских алмазов и алмазов вообще.

В 2000-2001 гг. было выполнено обследование северной части Вымской гряды и Четласского Камня аэрогеофизическими методами с использованием высокоточной новейшей аппаратуры и переинтерпретацией результатов предыдущих геофизических материалов. В результате было рекомендовано к заверке 83 аномальные зоны, в том числе 13 первоочередных. Только часть из них была заверена бурением, но новых открытий это не принесло.

Крупным событием третьего этапа стало проведение в 1998-2001 гг. ряда Всероссийских конференций и совещаний в г. Сыктывкаре, на которых алмазной проблеме вообще и алмазной проблеме Тимано-Уральского региона было уделено весьма серьёзное внимание. Так, в 1998 г. на Всероссийской конференции «Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов» была предпринята попытка работы главного направления поисков алмазов на Тимане. Проблемам алмазоносности было посвящено 40 докладов. В 1999 г. алмазоносность Тимана обсуждалась на очередной геологической республиканской конференции. На конференции по алмазоносности Тимано-Уральского региона в 2001 г. были рассмотрены вопросы исто-

рии и результаты изучения проблемы (Н.П. Юшкин, А.М. Пыстин, Ю.И. Пыстина, А.М. Плякин, В.А. Дудар), природы и перспектив алмазоносности (И.В. Деревянко, В.И. Ваганов, Ю.К. Голубев, А.Б. Макеев, Б.А. Мальков, Л.П. Бакулина, В.А. Дудар, О.П. Тельнова и др.). Условия формирования и залегания алмазоносных отложений на Среднем и Южном Тимане рассмотрены в работе Э.С. Щербакова, А.М. Плякина и П.П. Биткова. Новые материалы по кимберлитам Среднего Тимана были сообщены В.А. Первовым, В.А. Кононовой и И.П. Илупиным. В 2001 г. была опубликована монография А.Б. Макеева и В.А. Дудара «Минералогия алмазов Тимана» – одна из завершающих работ третьего этапа исследований по алмазам, которым делается вывод об отсутствии у большинства алмазов признаков механического износа и о первичном парагенезисе тиманских алмазов [7]. Наиболее вероятным источником их названы лампроиты. В монографии сообщается об обнаружении на площади россыпи Ичетью А.Б. Макеевым и А.Я. Рыбальченко ксенотуффизитовой (вишеритовой) диатремы с ксенолитами лампроитоподобных пород.

В течение 2000-2001 гг. поисковые работы на алмазы на Тимане проводились в условиях нарастающего финансового дефицита и организационных трудностей, которые завершились полным прекращением финансирования этих работ, а с 2002 г. практически полной их остановкой. На Ичетьюском месторождении были проведены опытно-эксплуатационные работы и добыто более 100 алмазов.

В последующие годы интерес к алмазной проблеме быстро угасал. В 2004 г. на XIV съезде геологов Республики Коми и в 2006 г. на Всероссийском совещании «Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона» алмазной проблеме ещё уделялось внимание, но обозначилось переключение интереса на Архангельскую провинцию. На XV съезде геологов алмазная проблема не обсуждалась.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Юшкин Н.П. Проблемы алмазов и роль Тимано-Уральского региона в развитии алмазного потенциала России // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 7-10.
2. Мальков Б.А., Бушуева Е.Б., Попова Т.Н. Хромшпинелиды алмазной ассоциации из живецких отложений на Среднем Тимане // Геология, магматизм и металлогения Тимана. Сыктывкар-Ухта, 1973. С. 35-36.
3. Плякин А.М., Дудар В.А. Алмазы Тимана. Основные этапы и результаты изучения // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 25-26.
4. Швецова И.В., Мальков Б.А., Кириллин С.И. Особенности минерального состава грубообломочных алмазоносных отложений асывожской свиты Джежимпармы (Южный Тиман). Сыктывкар, 1994. С. 35-37.
5. Макеев А.Б., Дудар В.А., Глухов Ю.В. и др. 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.
6. Макеев А.Б., Дудар В.А., Лютое В.П. и др. Алмазы Среднего Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 1999. 90 с.
7. Макеев А.Б., Дудар В.А. Минералогия алмазов Тимана. С.-Пб.: Наука, 2001. 336 с.

УНИКАЛЬНОСТЬ ТАК НАЗЫВАЕМОГО «ГРАНУЛИРОВАННОГО» КВАРЦА КЫШТЫМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Савичев А.Н.

Выделены кварцево-жильные образования следующих типов: метаморфической дифференциации, слюдяногорского, уфалейского, егустинского, каждый из которых имеет свой собственный генетический процесс(способ) образования. Только к жильному кварцу, слагающему тела кыштымского типа, применим термин «гранулированный» кварц.

The following types of quartz-veined formations are highlighted: of metamorphic differentiation, slyudyanogorsky, ufaleisky, kyshtymsky, yegustinsky, each of which has its own genetic process (method) of formation. Only to the veined quartz, forming the bodies of Kyshtymsky tupe, the term «granular quartz» is applied.

В последнее время появилось большое количество статей и диссертаций, рассматривающих жильный кварц Кыштымского месторождения как однотипный, гранулированный, как-то упуская из виду, что на Кыштымском месторождении несколько генетических типов жильного кварца, большую часть из которых нельзя называть гранулированным. Зернистая разновидность жильного кварца, получившая название гранулированного, стала известна благодаря работам С.Ф. Адамса, Г.Н. Вертушкова [2] и его учеников [4]. В течение четверти века после ее описания и выделения в качестве самостоятельной жильной породы она имела чисто минералогическое значение. И лишь начиная с 1958 года гранулированный кварц приобрел известность как заменитель дефицитного горного хрусталя при получении прозрачного плавленого кварцевого стекла.

За прошедшее время проделана большая по объему, разнообразная по характеру и плодотворная по результатам работа по исследованию гранулированного кварца. Однако до сих пор многие вопросы, касающиеся геологического строения месторождений, условий образования и закономер-

ностей размещения жил гранулированного кварца, недостаточно исследованы. Ученики Г.Н. Вертушкова очень долго и последовательно образование любого мелкозернистого жильного кварца рассматривают как тектонит, образовавшийся в результате механической деформации при метаморфизме. «Гранулированный кварц – это агрегат гранобластовой структуры, слагающий часто будинированные и согласные, реже секущие жилы, претерпевшие термодинамометаморфизм совместно с вмещающими породами» [4]. Изучение закономерностей пространственного распределения кварцевых жил (кварцеметрическая съемка), располагающихся вокруг гранитных массивов в пределах гнейсово-мигматитовых комплексов и их ближайшего окружения, позволило научным сотрудникам кафедры минералогии СГИ выделить три генетических семейства, среди них две главных группы, которые можно рассматривать как самостоятельные жильные формации, каждая из них занимает определенную геологическую позицию: А – формация первично кристаллизованного кварца; Б – формация рекристаллизованного гранулированного кварца» [2].



Рис. 1. Прожилки метаморфической дифференциации в биотит-амфиболовых гнейсах, деформированные при последующих коллизиях. Размер глыбы около одного метра. Карьер по отработке жилы 170, Кыштымское месторождение гранулированного кварца (Уфалейский метаморфический комплекс).



Рис. 2. Перекристаллизация первичного тонкозернистого, грануломорфного кварца (серые реликты) в средне-крупнозернистый, новообразованный, гранобластовый агрегат (размер глыбы 80 см).

Кварц формации Б – относимый к **гранулированному кварцу**, характеризуется вторичными структурами рекристаллизации и перекристаллизации, возникающими в процессе метаморфических преобразований первичного жильного кварца. По размерам, по форме слагающих агрегат гранул и по степени однородности гранулированный кварц подразделяется на две большие, пространственно разобщенные группы: однородный гранулированный кварц субформации Б-П (кыштымский тип) и неоднородный тонкозернистый гранулированный кварц субформации Б-І (уфалейский тип) [2]. В эту же совокупность отнесен и микрогранулированный кварц (первое семейство) широко развитый в метаморфических породах допалеозойского возраста. При этом, предусматривается одинаковый механизм образования жил гранулированного кварца.

Наши исследования [6,7] подтвердили наличие разномасштабных разновидностей кварца и позволили найти этому онтогенетические и генетические объяснения. Нами выделены кварцево-жильные образования кварца следующих типов: **1) метаморфической дифференциации, 2) слюдяногорского, 3) уфалейского, 4) кыш-**

тымского, 5) егустинского, каждый из которых имеет свой собственный генетический процесс (способ) образования.

Прожилки **метаморфической дифференциации** являются результатом процессов регионального метаморфизма от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации, который наиболее интенсивным и мощным на площади Уфалейского рудного поля зафиксирован в докембрии, в карельскую эпоху тектоно-магматической активизации. В это же время формируются тела высокотемпературных гиганто-мигматитов, сложенных К-На полевыми шпатами, анортоклазитами. Кварцевые прожилки имеют гранобластовую структуру (рис. 1).

Слюдяногорский тип жильного кварца являются результатом собирательной перекристаллизации с укрупнением зерна ранних прожилков метаморфической дифференциации, располагающихся в долгоживущей шовной зоне (**Слюдяногорская шовная зона**), заложенной в рифее в результате процессов рифтогенеза (гренвилльская эпоха складчатости), которая сопровождалась изоклинальной складчатостью и приразломным высокотемпературным метаморфизмом.

«К перекристаллизации целесообразно относить изменение формы и величины

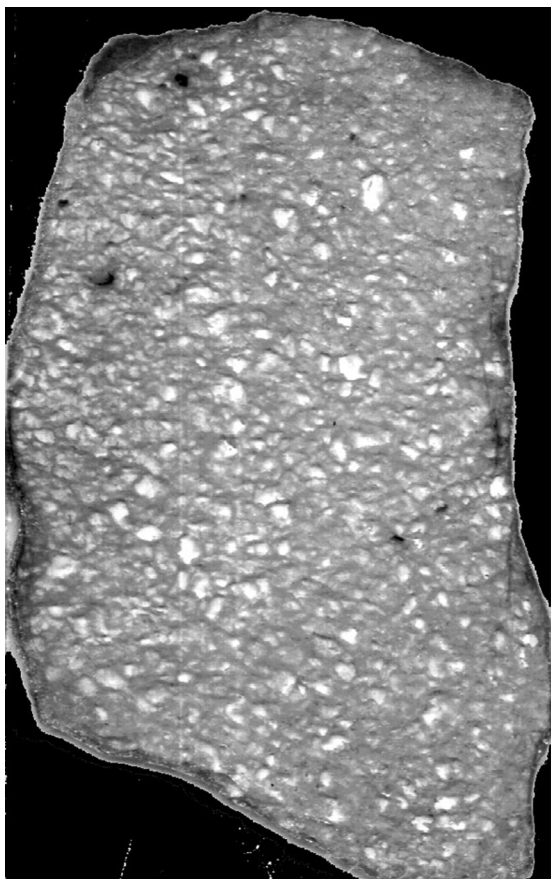


Рис. 3. Неоднородно грануломорфный тонко-, среднезернистый кварц (уфалейского типа). Кыштымское месторождение, жила 175. Полированная пластина, натуральная величина.

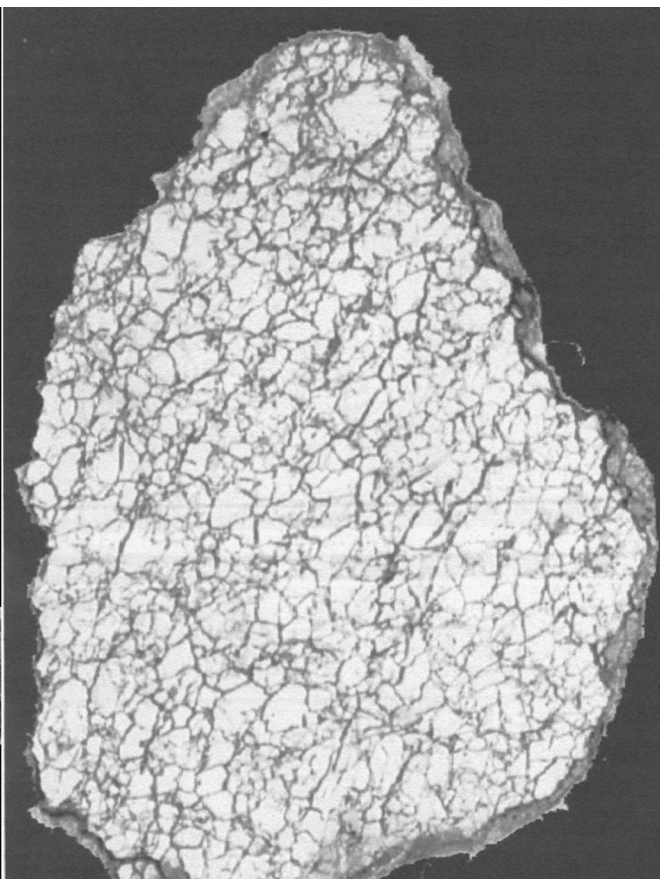


Рис. 4. Однородно гранулированный крупнозернистый кварц кыштымского типа. Кыштымское месторождение, жила 101, обр. С-2-4. Полированная пластина, натуральная величина.

кристаллов, всесторонне соприкасающихся с другими кристаллами, без привноса-выноса вещества из растворяемого объема и без изменения минерального состава системы» [8]. «Весьма существенно, что «все индивиды (кристаллы) при перекристаллизации стремятся к изометричной форме. Изометризованные индивиды представляют собой «полиэдры», ограниченные поверхностями, в общем случае не совпадающие с кристаллографическими формами. Полиэдры перекристаллизации всегда изометричны, независимо от типа структуры минерала» [8, 9]. В результате собирательной перекристаллизации образуется **гранобластовый кварц слюдяногорского типа** (рис. 2).

Кварцево-жильные образования, сложенные жильным кварцем **уфалейского типа**, приурочены к Слюдяногорской шов-

ной зоне и их метасоматический генезис связан с альбититами и ураноносными щелочными карбонатитами докембрийского возраста (байкальская эпоха складчатости). Наиболее характерной структурной особенностью данной разновидности кварца полигенный характер образования, и как следствие, появляется неоднородное строение агрегата, сформированного под влиянием нескольких последующих этапов геологического развития Уфалейского рудного поля (венд – палеозойского возраста), выраженное в наличии нескольких групп гранул: тонко-мелкозернистых участков исходных индивидов метасоматических тел замещения и новообразованных метаморфогенных, средне-крупнозернистых гранул, являющихся результатом процессов перекристаллизации (рис. 3). В результате появляет-



Рис. 5. Развитие высокопрозрачного, тонкозернистого, льдистоподобного кварца егустинского типа (2) по неоднородно грануломорфному кварцу уфалейского типа (1). Карьер по отработке жилы 175, Кыштымское месторождение гранулированного кварца.

ся «неоднородно грануломорфный кварц Б-I типа». Для данного типа вторично-зернистого кварца нельзя применять термин гранулированный кварц, так как механизм образования зерен первоначально метасоматический (гранобластовая структура), в последующем метаморфогенный, с образованием отдельных зерен перекристаллизации, порфиробласт, на фоне мелкозернистой основной массы. Целесообразно данный тип структур кварца уфалейского типа называть **грануломорфной, гранобластовой**.

Только к жильному кварцу, слагающему тела **кыштымского типа**, применим термин **«гранулированный кварц»**. Кварц этого типа является продуктом рекристаллизации деформированного первично-гигантозернистого стекловидного кварца жил выполнения палеозойской ранней стадии коллизии под воздействием процессов высокотемпературного дислокационного метаморфизма в стадию поздней коллизии.

Основными процессами, приводящими к образованию гранулированного кварца кыштымского типа, являются деформация и рекристаллизация крупно-гигантозернистого кварца жил выполнения. Рекристаллизация – образование за счет крупных индивидов более мелких, т. е. происходит грануляция индивидов. Грануляция кварца обусловлена наличием градиента температуры, избыточного тектонического напряжения и инициирована его полиморфным б – в превращении с образованием полигональной системы усадочных трещин, аналогичной «сотовому» кварцу камерных пегматитов. Равномернозернистость гранулированного кварца кыштымского типа обусловлена полиморфным б – в преобразовании первичного жильного кварца (рис. 4). С 1959 по 1980 годы на Кыштымском месторождении отработаны практически все наиболее крупные жилы гранулированного кварца и к концу 80-х го-

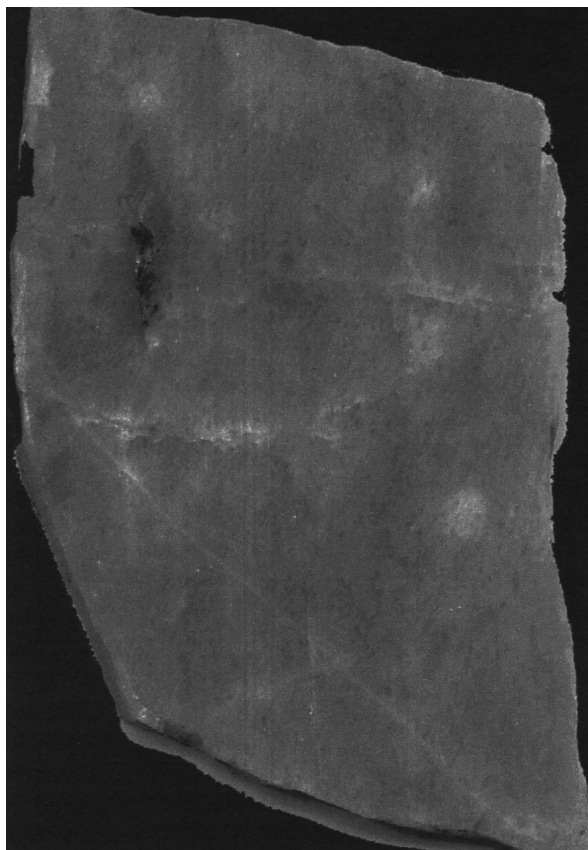


Рис. 6. Однородно грануломорфный, тонкозернистый кварц егустинского типа. Жила 414. Полированная пластина, натуральная величина.

дов прошлого столетия этот тип полезного ископаемого перестал быть объектом промышленной эксплуатации [1].

Термин «грануляции» не является синонимом «дробления» или «блокования» [3]. К сожалению, основное внимание учеников школы Г.Н. Вертушкова было направлено как раз на деформационные структуры в качестве механизма грануляции, поэтому катакlastические структуры разлистования, дробления и постепенное превращение стекловидного кварца в молочно-белый было объявлено грануляцией. Отсюда же появился термин **фрагментарно-гранулированный**, для неполностью деформированных кварцевых жил, хотя правильнее эти жилы и структуры называть **катакlastическими**.

Микро-тонкозернистый кварц **егустинского типа** относится к среднетемпера-

турному метасоматическому кварцу, который развивается по всем разновидностям кварца грануломорфного уфалейского (рис. 5) и гранулированного кыштымского типов. Этот тип кварца связан генетически с развитием поздних редкометальных и редкоземельных карбонатитовых метасоматитов среди амфиболитов, так называемых «нельсонитов»: ильменорутит-титанит-апатитовых, флогопит-апатитовых, амфибол-апатитовых, апатитовых и других [1, 5, 10]. Высокая фтористость растворов привело к очищению зерен кварца от включений и к образованию особо чистого кварца. Структура данного типа кварца является микро-тонкозернистой, гранобластовой (рис. 6).

В качестве заключения подчеркнем, что **только к жильному кварцу кыштымского типа, применим термин «гранулированный кварц»**. Этот тип кварца возник в процессе высокотемпературного метаморфизма первично прозрачного или замутненного крупно- и гигантозернистого жильного кварца. Причина грануляции жильного кварца является напряжения, возникающие в кварцевом материале при б — в переходе в результате сокращения объема жильной массы, приведшие к равномерной грануляции первичного кварца и катаклаз, ориентированное и гидростатическое сжатие [Вертушков и др., 1980; Поленов, 2009]. Вновь образованный кварцевый агрегат в последующие стадии формирования претерпел собирательную перекристаллизацию с образованием полиэдров изометричной формы [Огородников и др., 2007; Поленов, 2008].

Работа выполнена в рамках Программы Президиума УрО РАН № 15-11-5-17.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белковский А.И. Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения. Миасс, ИМУрО РАН, 2011. 233 с.
2. Вертушков Г.Н. Геология метаморфогенных месторождений гранулированно-

го кварца / Г.Н. Вертушков, В.П. Дроздов, Г.А. Кейльман, Г.П. Саковцев, В.И. Якшин, Е.П. Мельников // Геология метаморфических комплексов. Межвузовский научный тематический сборник. Свердловск, 1980. Вып. 8. С. 3-23.

3. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. М.: Изд-во «Наука», 1975. 339 с.

4. Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Якшин В.И. Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Ср.-Ур. книжное изд-во, 1988. 270 с.

5. Лутц Б.Г., Минеев Д.А. Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале // Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 59-104.

6. Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерогенез шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН-УГГУ, 2007. 187 с.

7. Поленов Ю.А. Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008. 270 с.

8. Попов В.А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с.

9. Руденко С.А. Процессы перекристаллизации и их место в лито- и рудогенезе // Проблемы лито- и рудогенеза. Зап. ЛПИ, 1985. Т. 104. С. 9-19.

10. Свяжгин Н.В., Левин В.Я. Нельсонит из района г. Кыштыма на Урале // Материалы рудных месторождений и пегматитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1965. Вып. 70. С. 91-96.

ДЕМАНТОИД С ПРОЯВЛЕНИЯ УЧАСТОК СКАЛЬНЫЙ (ЯНАО)

Попов М.П.

В работе приводится описание условия нахождения, минерального парагенезиса и геммологические свойства гранатовой минерализации с участка Скальный.

The paper describes the conditions of residence, parageneses and gemological properties of garnet mineralization site Skalniy.

Демантоид – ювелирная разновидность андрадита от ярко-травяно-зеленого до оливково-зеленого цвета, с сильным блеском; окраска обусловлена примесью железа, ее усиление до изумрудно-зеленых тонов связано с примесью хрома. Ценится значительно дороже других гранатов.

Проявление демантоида расположено на правом берегу р. Хатанга, в 12 км выше по течению от базы №1 Горнохадатинского заказника (рис. 1). Оно представлено вывалом отдельных глыб в делювии горного массива и выходом коренных пород, представленных серпентинитами. На объекте были обнаружены крупные глыбы с выходом щеток кристаллов граната.

Гранатовая минерализация встречается в трещинах, находящихся в телах серпентинизированных дунитов. Трещины заполнены основным материалом тальк-амфиболит-серпентинитового состава. Гранатовая минерализация представлена в двумя типами.

Первый тип – одиночные округлые зерна (рис. 2). Цвет минерала от светло-зеленого до ярко-зеленого, кристаллы полупрозрачные. Размер зерен 4-15 мм. Совместно с гранатом наблюдается тальк-амфиболовый агрегат. Зерна имеют округлую или вытянутую форму. Кристаллографическая форма не просматривается. Контакт с вмещающей породой четкий, но неровный.

Второй тип – зернистые выделения 2-5 мм (рис. 3), которые образуют небольшие цепочки до 1-2 см. Грани граната «зализаны» и практически не просматривают-

ся. Минерал полупрозрачен, желтовато-зеленого цвета. Контакт с вмещающей породой не четкий, «размазанный».

Состав гранатов (как отдельных зерен, так и зернистых выделений) с проявления участка Скальный был изучен в ИГГ УрО РАН на приборе WDS Cameca SX 100 (аналитик В.В. Хиллер). Данные приведены в таблице.

Из анализа видно, изменение Fe_2O_3 в минерале составляет от 26,9 % до 29,68 %, а Cr_2O_3 от 0,06 % до 1,8 %. Рассчитанные формулы имеют следующий вид и соответствуют разновидностям андрадита:

$(\text{Ca}_{3,32}\text{Mg}_{0,01}\text{Fe}_{1,74}\text{Cr}_{0,04}\text{Si}_{2,85}\text{Fe}_{0,14}\text{Al}_{0,01})\text{O}_{12}$
– топазолит (ан. 7)

$(\text{Ca}_{3,31}\text{Mg}_{0,01}\text{Fe}_{1,67}\text{Cr}_{0,13}\text{Si}_{2,83}\text{Fe}_{0,15}\text{Al}_{0,02})\text{O}_{12}$
– топазолит (ан. 17)

$(\text{Ca}_{3,28}\text{Mg}_{0,01}\text{Fe}_{1,56}\text{Cr}_{0,24}\text{Si}_{2,83}\text{Fe}_{0,16}\text{Al}_{0,01})\text{O}_{12}$
– демантоид (ан. 31)

Цвет гранатов с участка Скальный варьируется от зеленого (G) до желтовато-зеленого (yG) (рис. 4). Окраска обусловлена примесью железа, ее усиление до изумрудно-зеленых тонов связано с примесью хрома. Тон камней средний (m), степень насыщенности цвета – умеренно сильная (mst). При определении цвета, оттенков, тона и насыщенности были использована шкала цвета по системе GIA.

Чистота граната невысокая, присутствуют многочисленные включения тремолита, газо-жидкие включения, полые каналы и трещины. Огранки относятся к категории чистоты 2. Присутствие бициллита в



Рис.1. Схема размещения проявления демантоида Участок Скальный.

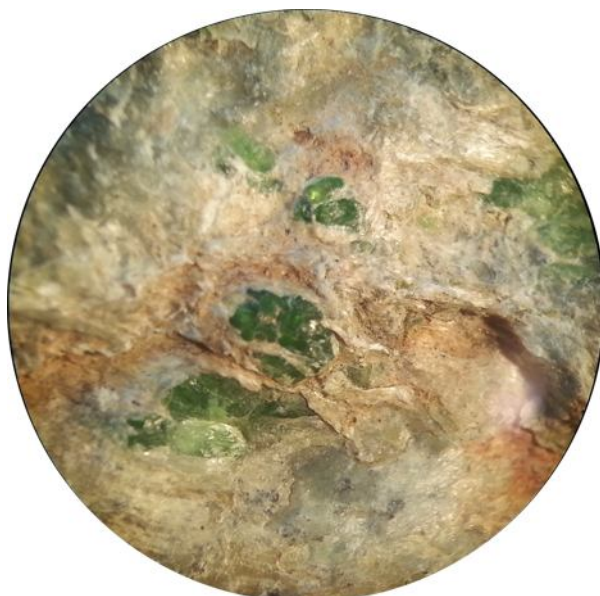


Рис. 2. Изометричные зерна граната первого типа (увеличение 8×).

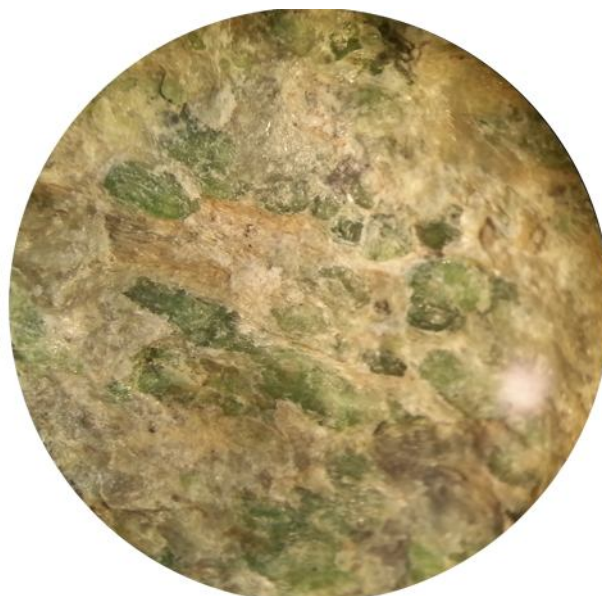


Рис. 3. Цепочки из зерен граната второго типа (увеличение 8×).

Сводная таблица микрозондового анализа граната с участка Скальный

Элемент\№	7.	17.	28.	29.	30.	31.	32.	33.
SiO ₂	32,81	32,97	32,99	33,02	33,30	33,30	33,27	33,17
TiO ₂	0,06	0,06	0,19	0,19	0,29	0,42	0,23	0,11
Al ₂ O ₃	0,06	0,03	0,06	0,10	0,09	0,07	0,09	0,04
Cr ₂ O ₃	0,33	0,96	0,20	0,12	0,06	1,80	0,15	0,17
Fe ₂ O ₃	28,85	28,95	29,68	29,58	29,18	26,9	29,33	29,61
MnO	0,02	0,07	0,06	0,04	0	0	0	0,07
MgO	0,07	0,06	0,09	0,14	0,14	0,15	0,14	0,07
CaO	35,70	35,96	36,03	36,21	35,98	36,01	36	35,85
Na ₂ O	0	0,01	0	0	0,04	0,02	0,03	0,01
Total	97,90	99,07	99,30	99,40	99,08	98,67	99,24	99,10



Рис. 4. Цветовые характеристики граната с участка Скальный.

камнях- это наиболее характерные признаки для изучаемых демантоидов. Характер распространения биссолита, морфология его выделений позволяет говорить о нескольких типах выделений:

- пучковатые разности биссолита в центре камня;
- игольчатые включения, располагающиеся параллельно друг друга в краевых частях;
- спутанно-волокнистый агрегат минерала, который располагается по всему объему камня, и имеют хаотическое расположение.

Удельный вес разноокрашенных демантоидов колеблется от 3,84 до 3,517 г/

см³. Его значение уменьшается от увеличения примеси железа. Более тяжелыми являются темно-зеленые камни.

Максимальная по размеру огранка, полученная из агрегата зерен граната с участка Скальный, имеет диаметр 11,5 мм и вес 7,5 карат.

Материал с ЯНАО используется на уральском рынке камнесамоцветного камня в качестве средне-низкосортного ограночного сырья. Иногда огранка, полученная из данного материала, предлагается под видом сырья с известных месторождений демантоида Среднего Урала.

МАРИИНСКИТ КАК НОВЫЙ ДРАГОЦЕННЫЙ КАМЕНЬ

Попов М.П., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В.

В работе приводится описание условия нахождения, минерального парагенезиса и физико-оптические свойства, нового драгоценного камня – мариинскита.

The paper describes the conditions of residence, mineral paragenesis and physical and optical properties, the new gemstone – mariinskite.

В 2011 году нами на Уральских изумрудных коях был открыт новый минерал – мариинскит, хромовый аналог хризоберилла [5], который встречается в виде рассеянной вкрапленности в слюдитизированных измененных хромититах. На фоне трудоемкой работы с описанием и опубликованием мариинскита была упущена интересная мысль нашего исследования, что нами открыт не обычный минерал, а драгоценный камень, продолжатель благородного и известного ряда хризоберилла-александрита.

На данный момент мариинскит обнаружен нами в хромитовых телах в пределах Асбестовского рудного узла, который расположен в окрестностях г. Асбест (Свердловская область, Средний Урал), примерно в 80 км северо-восточнее г. Екатеринбург. Минерал установлен не только на Уральских изумрудных коях, но и в пределах крупного Баженовского месторождения хризотил-асбеста. Район Асбестовского рудного узла находится в восточной палеоостроводужной области Уральского складчатого пояса на сопряжении двух разнородных структур: Мурзинско-Адуйского коллизийного поднятия и палеозойских толщ Алапаевско-Теченской зоны, разделённых Сусанско-Асбестовским разломом, маркирующей весь Асбестовско-Алапаевский пояс гипербазитов, т.е. большая часть пород района сильно тектонизированы и меланжированы. В геолого-петрографическом аспекте данная территория подразделяется на три зоны: западную – Адуйским гранит-

ным массивом, восточную – Баженовским офиолитовым комплексом и центральную – метаморфизованными эффузивно-осадочными толщами и продуктами метаморфизма ультрабазитов, прорванными дайками диоритовых порфиритов [3, 4]. При этом большинство месторождений и рудопроявлений бериллиевой минерализации (берилла, хризоберилла, фенакита и др.) находятся в центральном блоке и тяготеют к восточному контакту Адуйского гранитного массива с метаморфической толщей верхнепалеозойского возраста.

Хромититы в данном районе слагают мелкие линзовидные тела, размером не более первых метров в длину, хотя в пределах Баженовского офиолитового комплекса существовали хромитовые рудники (видимо, с более крупными телами) и которые отработывались старателями в дореволюционное время. На данный момент хромитовые копи скрыты постоянно расширяющимися карьерами и отвалами Баженовского месторождения хризотил-асбеста. В пределах Изумрудных копей хромититы встречаются в оталькованных блоках серпентинитов, а на Баженовском месторождении – в дунит-клинопироксенитовом комплексе, развитом на контакте гипербазитовой пластины с массивом габбро-норитов [1].

Визуально тела хромититов представляют собой мелко-среднезернистую породу коричневого цвета, пронизанную многочисленными разноориентированными прожилками, сложенными агрегатом зеленых

слюд. Они сложены вторичным коричневым хромитом и содержат фрагменты реликтового черного магнезиохромита. По краям и в прожилках хромитита развивается зеленый слюдястый агрегат, представленный тремя минералами – мусковитом, алюмоноселадонитом и фторфлогопитом. Первые две слюды развиваются на границе с хромитом и являются более хромистыми (Cr_2O_3 до 6 %), а фторфлогопит слагает центральную часть агрегатов и содержит не более 2,5 % Cr_2O_3 . Здесь же со слюдами встречаются индивиды темно-зеленого турмалина, размером до 1-2 см по удлинению. Зерна характеризуются сложной зональностью и по составу варьируют от хромистого дравита к фтордравиту. В первом случае содержание хрома в турмалине достигает 20 % Cr_2O_3 , в зонах фтордравита количество хрома резко падает и не превышает 2-3 %. Кроме того, по всей матрице хромититов отмечаются мелкие включения (размером до 50-100 мкм) фторапатита, эсколаита, циркона и хромфериды. В редких случаях в хромовой руде наблюдается редкая вкрапленность самородных металлов – золота и меди [6].

Мариинскит образует обильную изумрудно-зеленую вкрапленность (рис. 1), как в агрегате хромита (но только в более позднем, коричневой окраски), так и среди слюдястой массы. Размер зерен бериллиевого минерала обычно не превышает 200-500 мкм, редко достигает 1 мм в сростках. Мариинскит характеризуется переменным содержанием Cr_2O_3 (53-65 %) и Al_2O_3 (18-30 %) с небольшим количеством примесей титана (TiO_2 до 0,8 %) и железа (Fe_2O_3 до 0,5 %), и часто содержит небольшие зонки хризоберилла (только с мариинските из Баженовского офиолитового комплекса [2]). Последний минерал в свою очередь отличается высокохромистым составом (Cr_2O_3 44-49 %), и все его анализы ложатся рядом с полем мариинскита (рис. 2). Время преобразования (или слюдизации) хромититов Асбестовского рудного узла было определено нами по монофракции фторфлогопита и равняется 270 ± 7

млн лет. Таким образом, изменение хромитовых руд происходило в ранне-среднепермское время и, скорее всего, связано со становлением Адуйского гранит-лейкогранитного комплекса, а точнее его жильного комплекса гранитных пегматитов.

Физические и оптические свойства мариинскита хорошо сопоставимы с родственными минеральными фазами, в том числе с хризобериллом и александритом (см. табл.). Цвет мариинскита очень темный насыщенно-зеленый, хорошо видимый в мелких зернах при ярком освещении. Черта минерала – светло-зеленая. Блеск сильный стеклянный. В тонких сколах минерал прозрачный. Излом раковистый. Твердость по Моосу 8,5, микротвердость около 1725 кг/мм². Плотность, определенная в растворе жидкости Клеричи, составляет 4,25, вычисленная – 4,25 г/см³. Мариинскит не люминесцирует в коротковолновом (254 нм) и длинноволновом (315 нм) ультрафиолетовом свете, а также в катодных лучах. В прозрачных шлифах мариинскит имеет изумрудно-зеленый цвет, но более светлый, чем у эсколаита. Характерен интенсивный плеохроизм от изумрудно-зеленого (по Ng), желто-зеленого (по Nm) до зеленовато-желтого (по Np). Схема абсорбции: Ng>Nm>Np.

В оптических спектрах поглощения у минерала ясно проявляются две широкие полосы поглощения, характерные для соединений, окраска которых связана с Cr^{3+} : в районе 430 и 620 нм (по Ng), а также 435 и 600 нм (по Np). По сравнению с положением полос поглощения в александрите из Мариинского месторождения (снятом в аналогичных условиях), указанные полосы поглощения мариинскита смещены в более длинноволновую область спектра, что объясняет отсутствие александритового эффекта у нового минерала.

Таким образом, мариинскит обладает всеми признаками драгоценного камня и может серьезно усилить имеющийся ряд зеленых камней (изумруд, турмалин, шпинель и др.). Он цветной (зеленый), твердый, очень редкий, с высоким двупрелом-

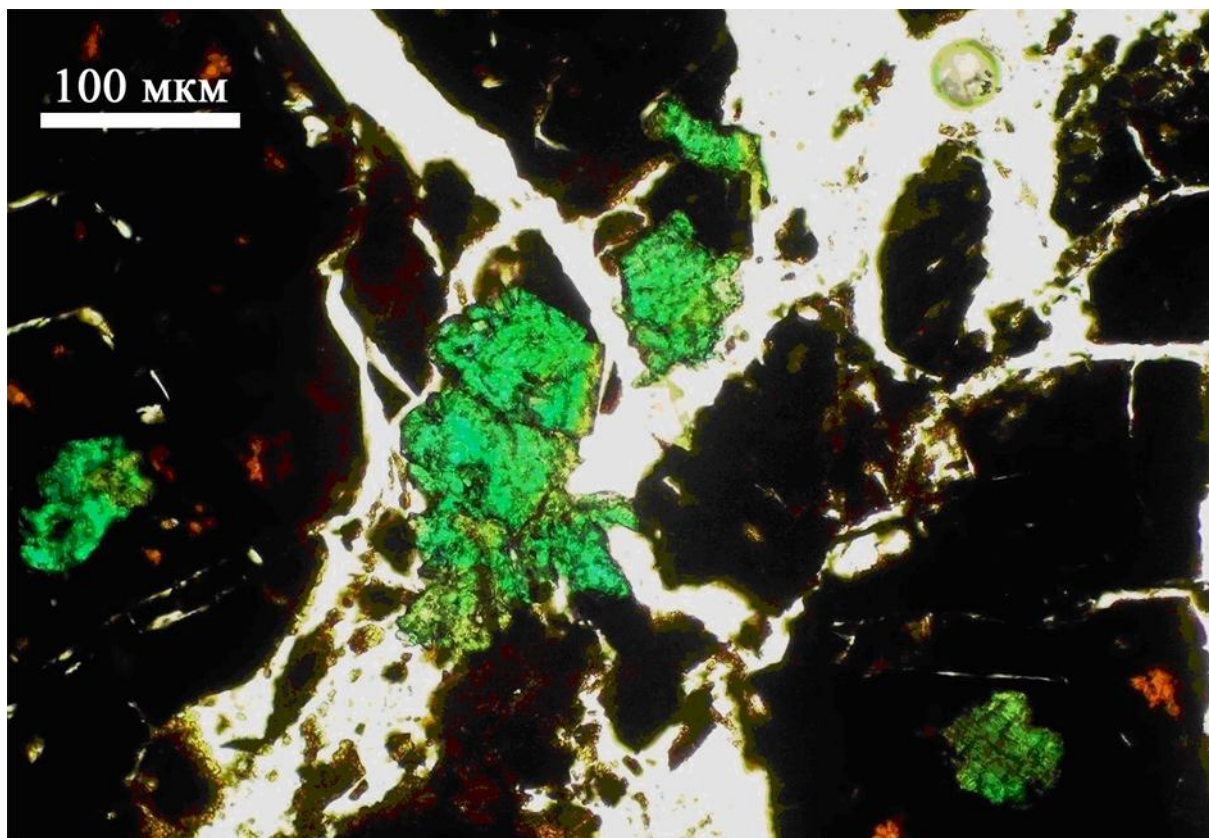


Рис. 1. Вкрапления мариинскита (зеленый) в хромитите. Фото в проходящем свете, полированный шлиф.

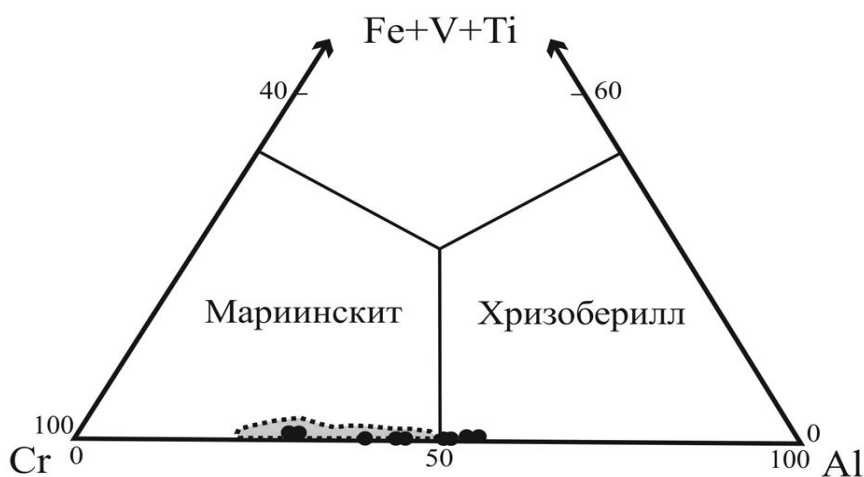


Рис. 2. Составы минералов ряда мариинскит – хризоберилл, построенные на тройной диаграмме Al – Cr – Fe+V+Ti. Точки анализов – составы из Баженовского офиолитового комплекса, полев – мариинскит из Изумрудных копей.

лением и блеском. Главным недостатком мариинскита на данный момент является мелкий размер найденных природных камней (не более 1 мм). Но эту проблему можно решить за счет синтеза минерала и по-

лучить камни любого размера, чистые и пригодные для огранки. Вполне ожидаемое возмущение отдельных специалистов, что камень де будет искусственный, можно игнорировать, т.к. сейчас подавляющая мас-

Сравнительная характеристика мариинскита с родственными фазами (по [5])

Источник	Мариинскит [5]	Синт. BeCr_2O_4 [8]	Хризоберилл [7]
Формула	$\text{Be}(\text{Cr},\text{Al})_2\text{O}_4$	BeCr_2O_4	BeAl_2O_4
Пр. группа	<i>Pnma</i>	<i>Pnma</i>	<i>Pnma</i>
a, Å	9,727(3)	9,792	9,404
b, Å	5,619(1)	5,663	5,476
c, Å	4,499(1)	4,555	4,727
V, Å ³	245,9(3)	252,6	243,4
Z	4	4	4
Цвет	Темно-зеленый	Черный (в проходящем свете – темно-зеленый)	Бесцветный, желтый, зелёный
плотность, г/см ³	4,25(2)	4,42	3,69
Оптич. знак, осьность	Двуосный (+)	Двуосный (-)	Двуосный (+)
n _p	2,05(1)	2,143	1,746
n _m	2,09(3)	-	1,748
n _g	2,15(1)	2,230	1,756
2V	80(10)	45	45

са ювелирный изделий на рынке, идет как раз с синтезированными драгоценными камнями и люди их активно покупают. Ну, а природный мариинскит, крупных размеров, рано или поздно будет найден и естественно будет цениться на несколько порядков выше, чем синтетические аналоги.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ерохин Ю.В. Хромитовое оруденение Баженовского офиолитового комплекса (Средний Урал) // Литосфера, 2006. № 3. С. 160-165.
2. Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Золотов К.К. и др. Мариинскит из Баженовского офиолитового комплекса – вторая находка в мире // Доклады АН, 2014. Т. 455. № 4. С. 441-443.
3. Ефимов В.И. Геодинамические условия формирования месторождений хризотил-асбеста и изумрудов в Асбестовском рудном узле // Литосфера, 2004. № 2. С. 52-60.
4. Золотухин Ф.Ф. Закономерности распределения изумрудов в Малышевском месторождении (Россия) // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41. № 5. С. 437-448.
5. Паутов Л.А., Попов М.П., Ерохин Ю.В. и др. Мариинскит, BeCr_2O_4 – новый минерал, хромовый аналог хризоберилла // Записки РМО, 2012. Ч. 141. № 6. С. 43-62.
6. Попов М.П., Ерохин Ю.В. О находке золота и меди в хромититах Уральских изумрудных копей // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. XV Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 203-204.
7. Cline C.F., Morris R.C., Dutoit M. et al. Physical properties of BeAl_2O_4 single crystals // Journ. Mater. Sci. 1979. Vol. 14. P. 941-944.
8. Weir C.E., Van Valkenburg A. Studies of beryllium chromite and other beryllia compounds with R_2O_3 oxides // Jour. Res. Nat. Bur. Stand. Phys. and Chem. 1960. Vol. 64A. P. 103-106.

АВСТРАЛИЙСКИЕ БЛАГОРОДНЫЕ ОПАЛЫ (ИСТОРИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОЛОГИЯ, МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЮВЕЛИРНАЯ ТЕХНИКА И ХУДОЖЕСТВЕННЫЙ СТИЛЬ)

Потапов С.С., Максимов В.А, Малкова И.Г.

Приведены данные по истории опала как драгоценного и поделочного сырья. Показаны работы из опала ювелиров Миасса.

The data on the history of opal as the precious and semiprecious materials. Showing the work of opal Miass's jewelery.

Из истории опала

Опал имеет длинную историю, и поделки из опала, насчитывающие несколько тысяч лет, были обнаружены в Восточной Африке. Древние римляне ценили опал как самый драгоценный камень, получая его запасы от торговцев на Ближнем Востоке. Они полагали, что драгоценный камень поступает из Индии, и римское названия *opalus* базируется на древнем индийском слове *upala*, означающем драгоценный камень. Древние римляне ценили опал выше всех других драгоценных камней, предполагая к тому же комбинировать его красоту с другими драгоценными камнями. Они так нетерпеливо искали эти драгоценные камни и, наконец, нашли месторождение опала в Венгрии. Оно оставалось единственным источником европейского опала до того момента, когда испанцы, возвратясь из Нового Света, представили прекрасные образцы ацтекского опала.

В конце XVIII – начале XIX столетий опал перестал быть фаворитом в Европе. Это было связано с мором, голодом, и падением монархов. Развитие горной промышленности на венгерских месторождениях позволило слишком быстро вырабатывать большую часть этого опала. Спрос на опал уменьшился, и венгерские шахты в течение некоторого времени были закрыты. Когда в 1890 гг. австралийский опал появился на рынке, владельцы венгерских шахт предложили идею, что это не насто-

ящие опалы, вероятно потому что драгоценные камни с таким блестящим огнем не отмечались прежде.

Впервые опал в Австралии был открыт около Ангастона (Angaston) немецким геологом Йоханнесом Менге (Johannes Menge) в 1849 г. Производство драгоценного опала началось в Белых Утесах (White Cliffs) в 1890 г., затем в Опалтоне (Opalton) в 1896 г., и далее в Вершине Молнии (Lightning Ridge) в 1905 г. В Кубер Пиди (Coober Pedy) опал был обнаружен в 1915 г., где добыча началась после Первой мировой войны, а в Андамука (Andamooka) - в 1930 г. В период депрессии 1930-х гг., когда немногие люди могли позволить себе роскошь, промышленная добыча опала снизилась. Однако, основные новые находки в 1946 г. стимулировали развитие горной промышленности, и с тех пор было отмечено захватывающее увеличение производства. И теперь более чем 50 % мировой добычи опала поступает на рынок из Южной Австралии.

Что такое опал?

Опал – это форма кремнезёма, химически подобная кварцу, но содержащая воду в структуре минерала. Драгоценный опал содержит воду в пределах 6-10 % и состоит из маленьких сфер кремнезёма, образующих регулярную картину (структуру). Опал образует много разновидностей, из которых можно выделить две – драгоцен-

ный опал и поч (potch) – опал, в котором микросферы кремнезема имеют нерегулярное расположение.

Окраска драгоценного опала вызвана регулярным распределением сфер кремнезема и пустот, что приводит к дифракции белого света и разбиению его на цветовой спектр. Диаметр и интервал сфер контролирует диапазон окраски опала. Маленькие сферы (приблизительно 150-200 нм) обеспечивают окраску только синего опала, тогда как большие сферы (350 нм) обуславливают красную окраску. Опал с красным цветом может обеспечивать полный цветовой спектр. Цвет опала зависит также от угла падения света и может изменяться или исчезать при вращении драгоценного камня. В поч-опале сферы кремнезема могут отсутствовать или быть слишком маленькими, иметь нерегулярное расположение, что влияет на его окраску.

Геология опала

Все драгоценные опалы в Южной Австралии находятся в горных породах, претерпевших выветривание в течение Третичного периода (1,8-70 миллионов лет назад). В процессе выветривания происходило разрушение минералов первичных горных пород с образованием каолина (глины) и растворимого кремнезема. Это также приводило к образованию каверн, пустот в породе при разрушении растворимых минералов и ископаемых окаменелых раковин. Эти каверны вместе с трещинами и разломами в горных породах обеспечивали пути миграции подземных вод, содержащих растворимый кремнезём. Периодическое понижение уровня подземных вод, возможно вызванное изменением климата, приносило богатые кремнезёмом растворы в нижние горизонты, где отлагало опал в пустотах горных пород.

Некоторые месторождения опала Австралии

Расположение основных районов добычи и месторождений опала показано на рис. 1 - это Кубэ Пиди, Андамука и Минтаби.

Кубэ Пиди. Месторождение опала Кубэ Пиди (Coober Pedy) находится в цепи гор Стюарт (Stuart Range), в 750 км к северу от города Аделаиды, от которого можно добраться регулярным воздушным сообщением и воспользоваться услугами автобуса. Городок имеет магазины, гостиницы, мотели и кемпинги. Многие местные жители предпочитают жить под землей в пробитых в горах выработках, где прохладно летом и тепло зимой; несколько таких горных выработок и шахт открыто для осмотра. Один из главных мотелей был также построен в горных выработках.

Опал был обнаружен в 1915 г. 14-летним мальчиком, который разбил здесь лагерь с партией своего отца, которая проводила разведку на золото, и к 1916 г. Боль-

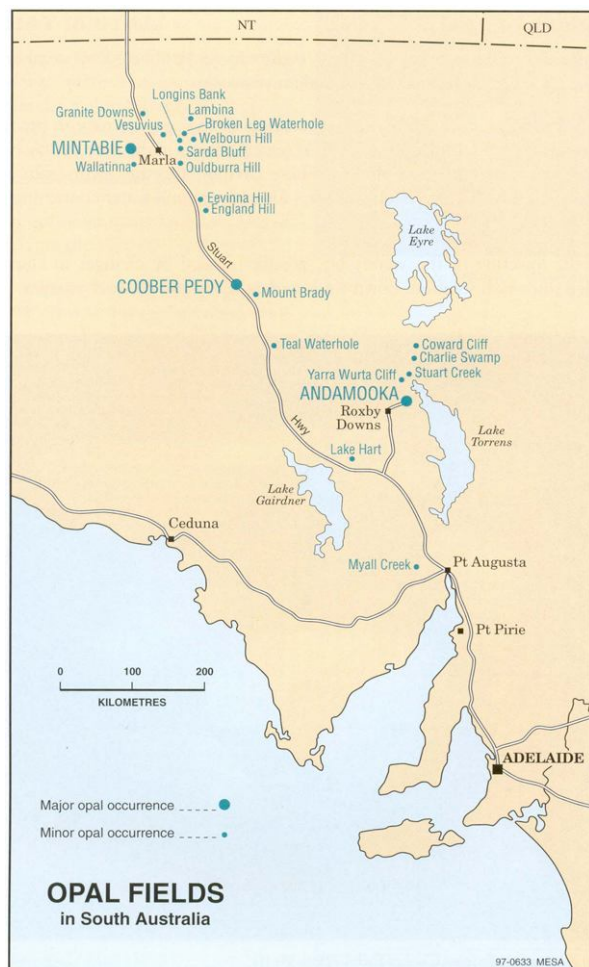


Рис. 1. Схема размещения основных районов добычи опала в Австралии.

шая Квартира (Big Flat) была открыта как основное месторождение опала. После Первой Мировой войны приток шахтеров привёл к увеличению добычи опалов. Сильное проживание в горных выработках, введенный этими эксслдатами, дал имя этому месторождению, которое получено от исконного *kupa piti* в значении «нора белого человека». Разработки опала теперь простираются почти на 40 км к северу и 10 км к югу от городка, и доступны для местных путешествий. Однако без асфальта, грунтовые дороги плохие и пыльные и становятся непроходимыми после сильных дождей.

Опал в Кубэ Пиди найден в сильно выветрелом белом с переходом к сиреневому сланце возраста Cretaceous. Шахтеры называют его легким, пористым вмещающим «песчаником». В пределах песчаника опал может быть найден в виде жил в горизонтальных уровнях или в крутом «вертикальном» залегании на 25 м ниже поверхности. Распределение непредсказуемо, и опал может не сохраняться от одного выхода до другого.

Кубэ Пиди – самый крупный в мире производитель драгоценного опала. И только месторождение Минтаби (Mintabie) на несколько лет в середине 1980 гг. заняло лидирующее положение по добыче опала.

Андамука. Месторождение опала Андамука (Andamooka) расположено примерно в 520 км к северу от Аделаиды, и достичь его можно автобусом, проехав 30 км на восток от Роксби Даунс (Roxby Downs). Регулярное автобусное сообщение есть и от Аделаиды. Городок имеет два мотеля, гостевой дом, кемпинг, магазин и почтовое отделение. Горная промышленность и территория добычи опала открыты для посетителей; доступен тур к местным достопримечательностям.

Вмещающая опал горная порода представляет собой сильно выветрелую глину возраста Cretaceous, названную шахтерами «корі», в составе которой встречаются прослойки гальки и валунов. Зона развития опала находится на контакте между этими про-

слоями и основной серо-коричневого цвета глиной, известной под названием «грязь» («mud»). Опал беспорядочно распределен в пределах этой контактовой зоны, заполняя пустоты и трещины, и его присутствие не может быть предсказано. Местами опал заполняет поровое пространство в известковых валунах, где образуется матричный опал и тонкие прослои опализированного песчаника. Для усиления цвета обоих этих типов опалов их выдерживают в сахарном сиропе, а затем прокаливают или нагревают в серной кислоте, чтобы придать им более темный цвет.

Минтаби. В течение Первой мировой войны аборигены продавали черный опал из Кубэ Пиди, который на самом деле, по-видимому, происходил из месторождения Минтаби (Mintabie), расположенном в 350 км к северо-западу. В 1920-х гг. шахтеры обнаружили месторождение белого опала. Месторождение Минтаби много лет было заброшено, и добыча и обработка опала здесь производилась в очень малом масштабе. В 1976 г. здесь появились тяжелые землеройные машины, и с тех пор находки опалов увеличились во много раз. В течение 1970-80 гг. здесь добывалось наибольшее количество драгоценного опала в Австралии, и более чем 500 шахтеров жили и работали на этом месторождении.

Вмещающими породами являются каолиновые песчаники предположительно ордовикского возраста, в которых опал найден в виде горизонтальных или наклонных жил, которые затем круто опускаются вниз до глубины 25 м. Около поверхности песчаник сильно силицирован (окварцован), поэтому его приходится бурить и взрывами разбивать на куски перед экскавацией или для проходки шахты.

Разработчики опала холдинга «Разведка Драгоценных Камней» могут дать разрешение на посещение месторождения; такое разрешение для туристов для посещения месторождения Минтаби требуется согласно Акта Прав Земли Питджантджатд-

жара (Pitjantjatjara). Такое разрешение может быть получено в полицейском участке Марла (Marla Police Station).

Добыча опала

Опал – одно из немногих полезных ископаемых, которое все еще можно добывать экономично шахтерам, работающим в одиночку. Самая простая форма горной добычи – шахта, углубляющаяся за счет выемки горной породы. Проведение горных работ производят с применением взрывчатых веществ. Для извлечения найденного опала используется ручной инструмент.

Большинство шахт Калвельд-типа (Calweld-type) теперь проходится с использованием ковша-сверла; при этом получается вертикальное отверстие (ствол шахты) диаметром в один метр. Такая буровая установка также используется для разведки, и район месторождений опала изъеден отверстиями, оставленными буровыми скважинами Калвельд-типа. Для подъема пустой породы из шахт использовались ковши-лебедки, или автоматические ковши – типперсы (tipperers). Для подъема пустой породы используются также грузовики-труба-чи, которые работают подобно мощным пылесосам. С 1970-х гг. имеет место применение добывающих машин и механизмов. Большое применение имеют туннельные машины (буровые установки) с вращающимися коронками и маленькие подземные погрузчики – боггерсы (boggers). Бульдозеры используются, чтобы удалить, перегрузить и выровнять уровень поверхности. Наблюдатели следуют позади бульдозера в поисках следов опала, а найдя жилу опала, разрабатывают её, добывая камень.

Многие местные жители проводят время в поисках драгоценного опала в отвалах пустой породы. Самыми перспективными в этом смысле являются отвалы, выкопанные бульдозерами, где опал еще может быть найден, куда он попал расколотым и не замеченным шахтерами. Для поиска опала используют ультрафиолетовый свет, которым в темноте освещают конвейеры, или

нудлинговые машины, с помощью которых транспортируют пустую породу. Ультрафиолетовый свет приводит к флюоресценции опала ярким белым светом, что позволяет сортировать и отбирать опал вручную.

Оценка и презентация опала

Были сделаны определённые попытки, чтобы установить руководящие принципы для оценки опала, но они были в значительной степени неудачны из-за бесконечного количества разновидностей драгоценного камня и невозможности его унифицировать.

Главными факторами, влияющими на цену опала являются:

- цвет подложки – черный опал (драгоценный камень с темным фоном) более ценен чем ясный опал (кристаллический опал), который в свою очередь является вообще более ценным, чем белый или молочный опал.

- доминирующий огненный цвет – опал огненно-красного цвета вообще более ценен, чем преобладающий зеленый опал, который в свою очередь более ценен чем камень, показывающий только голубой цвет.

- цветовой рисунок – опал-арлекин, где разный цвет показывают разные кусочки (зоны) камня, является вообще более ценным, чем розово-огненный опал, где цвет находится в маленьких пятнышках.

Есть различие между ценностью необработанного и обработанного, полированного камня.

Цена полированных опалов может быть снижена в зависимости от характера (природы) и толщины цветового опалесцирующего слоя. Согласно Акту Торговых Стандартов, все опалы, проданные в Южной Австралии должны иметь четкую маркировку, где указан тип опала и что он собой представляет. А именно, кабошон, дуплет или триплет.

Кабошон. Если драгоценный камень достаточно толст, то из него выпиливают достаточно толстые пластины для вытачивания из них кабошенов.

Дуплет. Тонкая же пластинка опала может дать усиленный, более яркий цвет на темной подложке. Этого можно достичь, наклеивая черный или серый силикатный материал в виде тонкой пластинки к задней части обычного опала эпоксидной смолой.

Триплет. Кварцевая пластина в виде линзы может быть использована как покрывающая тонкий опаловый слой, защищая её таким образом от царапания. При этом производят трехслойный драгоценный камень, известный как триплет, который часто показывает яркие, блестящие цвета. Это более дешевый метод презентации, который к тому же улучшает внешний вид опала.

Характеристика сырья и технология обработки

Лучшие сорта благородного опала в необработанном виде на российский рынок попадают редко. Это в основном пористые серые и молочные опалы с тонкими прожилками благородного (драгоценного) опала, или полупрозрачные камни со слабой опалесценцией. Перед началом работы опал рекомендуется поместить в глицерин или керосин, чтобы увидеть внутренние дефекты камня, и определить задачи дальнейшей обработки. На изготовление качественных вставок из такого сырья приходится тратить много времени и использовать различные инструменты и материалы. Для сохранения максимального размера вставки из опала, поры и пустоты вычищаются алмазными борами и заполняются прозрачными полимерными материалами.

Резку опала необходимо производить тонкими алмазными кругами с большим количеством воды, что позволит избежать выкрашивания и растрескивания. Шлифовку вставок производят алмазными пастами или порошками 15-6 мкм, а полировку - алмазными пастами 1-0,5 мкм или окисью алюминия. Опалы сложной формы шлифуют и полируют щетинными и матерчатыми кругами с применением тех же алмаз-

ных паст и порошков.

При толщине опалового слоя от 3 мм и более возможно изготовление обычных кабошенов. Наиболее эффектными получаются двухсторонние кабошоны, т. к. при этом значительно усиливаются цвет и игра света. Когда опаловый слой очень тонкий, он аккуратно выпиливается и наклеивается на черную подложку, что дает яркость и глубину цвета. Чтобы защитить опал от растрескивания и царапин, сверху наклеивают пластинку из горного хрусталя, кварцевого стекла или бесцветной шпинели. При обработке верхнего слоя триплета в виде линзы, переливы опалового слоя значительно усиливаются.

Особое внимание при работе с опалом следует уделять недопустимости перегрева т. к. все разновидности опала (кроме гиалита), чувствительны к нагреванию. При наклеивке образцов нагревание производят постепенно и, как только клей начинает плавиться, следует сразу производить склеивание. В качестве клея обычно используют шеллак или специальные мастики, а при холодной склейке - эпоксидные смолы. При обработке опала остается немало мелких кусочков, которые можно использовать при изготовлении небольших мозаик и наборных вставок. Некоторые образцы опалов пригодны для резьбы мелкой пластики и вырезания камей, на которые существует большой спрос любителей камня. Мастер, занимающийся обработкой опалов, должен иметь в своем арсенале достаточное количество инструмента, материалов и владеть навыками работы с хрупкими и пористыми минералами.

Способы изготовления ювелирных украшений с вставками из опалов

Ювелир, самостоятельно изготавливающий для своих изделий опаловые вставки, имеет возможность уже в работе над ними определить, какое украшение лучше покажет всю красоту этого чарующего камня. Если вставка имеет какие-либо незначи-



Рис. 2. Ювелирные украшения из опала австралийских мастеров:

а – подвес «Дамская сумочка», опал, серебро; б – подвес «Рыбка», опал, серебро; в – брошь «Рыбка», опал, серебро; г – брошь-подвес «Каравелла», опал, чёрный жемчуг, бриллианты, жёлтое золото; д – кулон «Нежность», опал, белое золото; е – кольцо «На морском берегу», опал, жемчуг, сапфиры, бриллианты, жёлтое золото; ж – подвес «Шар земной», опал, жёлтое золото.

тельные дефекты, исправление которых значительно уменьшает массу драгоценного камня, то разумнее обыграть их, вводя накладные художественные элементы. Очень эффектно смотрятся врезанные в дефектные зоны маленькие кусочки подходящих по цвету опалов.

Стиль ювелирного украшения также выбирается с учетом формы, цвета и угла наиболее сильной опалесценции. Какие-то вставки лучше как бы подвесить на легких крапанах, а другим скорее подойдет глухая

закрепка. Существует определенная трудность в изготовлении парных вставок на комплекты, что решается количеством и качеством опалового сырья.

Материал, с которым приходится работать, поступает из Австралии небольшими партиями. Много простых черных и серых образцов, которые используются в качестве подложек под опалесцирующие опалы. На изготовление объемных вставок сложной формы тратится значительно

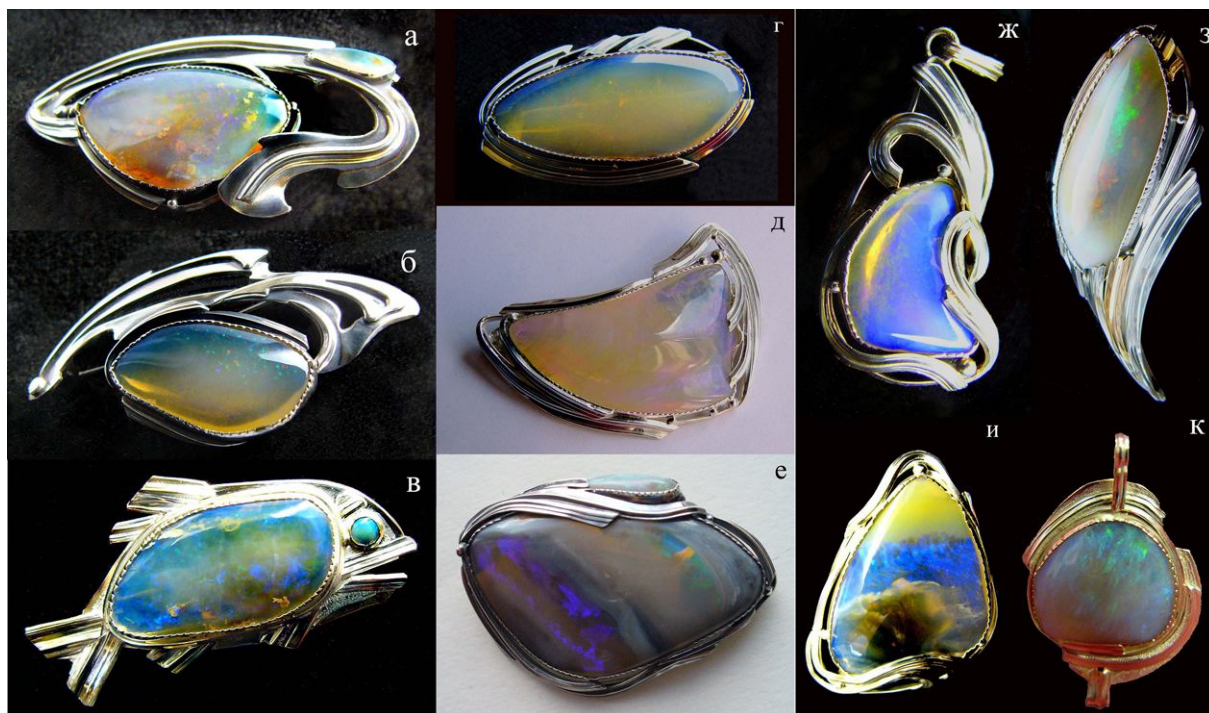


Рис. 3. Ювелирные украшения из опала в серебре уральского мастера В.А. Максимова: а – брошь «Блеск волны»; б – брошь «Сёрфинг»; в – брошь «Рыбка»; г – брошь «Родничок»; д – брошь «Ладья»; е – брошь «Радужное сияние»; ж – кулон «Регата»; з – брошь «Бутон»; и – брошь «Лагуна»; к – подвес «Северное сияние».

больше времени, дорогостоящих инструментов и материалов. Нередко для определенных операций приходится делать специнструмент и различные приспособления. Ювелирные изделия изготавливаются в технике металлопластики из благородных металлов – серебра и золота преимущественно в стиле модерн.

Искусствоведческий анализ некоторых ювелирных украшений из австралийского опала

Коль скоро речь идет об австралийских опалах, представим несколько современных авангардных ювелирных работ австралийских мастеров. Это подвес «Дамская сумочка», подвес и брошь «Рыбка», брошь-подвес «Каравелла», кулон «Нежность», кольцо «На морском берегу», подвес «Шар земной» (рис. 2). Эти работы разноплановы, многожанровы и отличаются комбинированием опала с другими драгоценными камнями, в том числе, – с брил-

лиантами, сапфирами, что свидетельствует не только о художественной ценности, но и высокой номинальной стоимости подобных изделий. И рынок подобных ювелирных украшений ориентирован на очень богатых людей.

Уральские мастера тоже вносят свой вклад в искусство изготовления ювелирных украшений с австралийскими благородными опалами. В представленных работах миасского мастера В.А. Максимова (рис. 3) можно увидеть характерное для эстетики постмодернизма стремление к «цитированию» классического наследия, прочитывается влияние стилей ар нуво (модерн), ар деко и японского искусства. В его работах, как правило, извилистые линии природных мотивов заключаются в смягчённые прямоугольные, треугольные или овальные формы. Наиболее сильное влияние модерна чувствуется в работах «Блеск волны», «Сёрфинг» и «Регата», где активно используются многочисленные асимметричные плав-

ные линии. Этот стиль, – высокохудожественный, декоративный, богатый, – как нельзя лучше соответствует главной функции драгоценностей – подчеркивать женскую красоту. Изделия В.А. Максимова напоминают о красоте природы, но не копируют её. В общей массе работ преобладают стилизованные образы. Натуралистические украшения, популярные с середины 1980-х гг., представлены двумя брошами «Рыбка» и «Бутон», причем и здесь обобщение и символизация образа превалируют над натуралистичностью.

Для творчества В.А. Максимова характерно стремление к подчеркиванию функциональности в дизайне предметов, достигаемой путем упрощения их формы и отказа от излишних декоративных деталей. В работах «Лагуна», «Родничок», «Северное сияние» металл оправы сокращён до минимума, но сделано это намеренно, чтобы показать природную красоту и особенности камня. Геометрические и абстрактные формы брошей напоминают стиль ар деко, особенно брошь «Ладья».

Как правильно выбранная рама для картины выгодно дополняет и, составляя с ней неразрывное целое, усиливает общее воздействие, так и подходящая оправка поддерживает и подчёркивает красоту драгоценного камня. Лишь цветовая игра, преломление света, сияние и форма пробуждают камень к полноценной жизни в ювелирном изделии. Показанные ювелирные изделия демонстрируют знание особенностей природного камня, стремление выявить его своеобразие. Применяемые виды обработки являются наиболее подходящими, всесторонне учитывающими декоративные и цветовые характеристики камня. Все изделия отличаются изысканностью, органичностью исполнения и ярко выраженной художественной ценностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Opal in South Australia*. Mesa: Mines and Energy Resources, 1997. 18 p.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ И КЛИМАТИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКОГО СЫРЬЯ НА УРАЛЕ

Пучков В.Н.

Размещение месторождений неметаллического сырья (включая руды, добываемые не для извлечения металлов) рассмотрено с учетом того, что каждый структурный ярус и подъярус Урала отличался своей зональностью и своими геодинамическими и климатическими условиями. Комплексы Урала разделены на пять этажей: архейско-раннепротерозойский (кристаллический фундамент), рифейско-вендский (тиманиды), позднекембрийско-раннеюрский (уралиды), среднеюрско-миоценовый (платформенный) и плиоцен-четвертичный (нео-орогенический). В рифейско-вендском этаже месторождения рассмотрены отдельно во внешней и внутренней зоне экстернид и в интернидах тиманид. В позднекембрийско-раннеюрском этаже рассмотрение проведено раздельно по этапам цикла Вильсона, приведшего к образованию уралид.

Localization of non-metallic deposits (including ores that are not designated for extraction of metals) is discussed, taking into account that every structural stage and substage in the Urals differs in its zonation, geodynamic and climatic conditions. The complexes of the Urals can be divided into 5 stages: Archean-Paleoproterozoic, a time of formation of the Volgo-Uralia continent and its amalgamation with the other blocks of Baltica continent; Riphean-Vendian (Meso- and Neoproterozoic), a stage that was finished with formation of Timanides; Paleozoic-Early Mesozoic stage, corresponding to a development of the Uralides; Mid-Jurassic-Miocene platform stage; Pliocene-Quaternary neo-orogenic stage. The analysis of distribution of deposits in Timanides is made differentially for the Externides (with two zones) and Internides. The deposits of Uralides were analysed separately for every stage of the Wilson cycle.

Введение

Тематика конференции включает большой круг разнородных месторождений полезных ископаемых (ПИ), который, вероятно, легче было бы очертить методом от противного как неметаллические [1]. Рудой принято считать природные вещества, из которых экономически целесообразно извлечение не только металлов, но и заявленных в тематике конференции неметаллических минералов, – апатита, графита, или даже металлосодержащих минералов, обычно не предназначенных для извлечения металлов (хромиты и магнезиты как огнеупоры).

Рассмотрение неметаллических ПИ на фоне геодинамических условий их образования – еще одна особенность тематики конференции, заявленная в её названии. Однако при этом нельзя упускать из виду и климатический фактор, управляющий образованием эвапоритов, фосфоритов, рифогенных известняков, кор выветривания.

Как показано автором [7], структурно-вещественные комплексы Урала могут быть разделены на пять этажей: архейско-раннепротерозойский, рифейско-вендский, позднекембрийско-раннеюрский, среднеюрско-миоценовый и плиоцен-четвертич-

ный, причем первые четыре четко отделены друг от друга структурными несогласиями.

Архейско-раннепротерозойский комплекс

Значительных появлений нерудного сырья (кроме общераспространённых) здесь нет. Ограниченная обнаженность комплекса также снижает интерес к нему.

Рифейско-вендский комплекс

Насыщен полезными ископаемыми. В структурном отношении он принадлежит складчатой области тиманид, образованной поздневендской орогенцией. На западном склоне Южного и Среднего Урала комплекс представлен мощной (до 15 км) толщей слабо метаморфизованных осадочных пород рифея и венда, с несколькими горизонтами вулканитов и комагматичными им интрузиями. Толща принадлежала эпиконтинентальному бассейну, западная часть которого представлена осадочным заполнением авлакогенов Восточно-Европейской платформы (ВЕП). В контексте структурной зональности тиманид часть комплекса, относящаяся к Южному и Среднему Уралу, рассматривается нами в качестве экстернид – структур внешней части этой складчатой области, подвергшейся тиманской орогенической деформации. При движении к северу Урала в рифейско-вендских структурно-вещественных комплексах тиманид наблюдаются изменения: по геохимическим особенностям выделяются субдукционные (возможно, островодужные) комплексы и сильно фрагментированные офиолиты, хотя значительную часть структур можно было бы рассматривать как микроконтиненты, имеющие архейско(?) - палеопротерозойский фундамент и аккретировавшие, нарастив край ВЕП в конце рифея и венде. Эту часть тиманид мы рассматриваем как интерниды [7]. Мы предполагаем также, что на восточном склоне Урала интерниды прослеживаются в отдельных поднятиях (Сысертско-Ильменогорское, Восточно-Мугоджарское), хотя их непосредственная

пространственная связь с тиманидами была в палеозое нарушена, и они представляли собой микроконтиненты в Палеоуральском океане.

Во внешней части экстернид неметаллические полезные ископаемые представлены месторождениями магнезита (напр., Саткинская группа), флюорита (Суран), барита (Кужинское); на Среднем Урале неметаллическим можно считать месторождение огнеупорных (высокоглиноземистых) хромитов (Сарана). Все они образовались до тиманского орогенеза, и могли быть связаны со всплесками магматической активности в начале среднего и в терминальном рифее, причем образование стратиформных и гидротермальных месторождений увязывается с предполагаемой плюмовой активностью [8], способствовавшей разогреву элизионных вод рифейского бассейна. Достойны упоминания облицовочные и поделочные камни – лемезиты катавской свиты с рисунками строматолитов.

Для более восточных зон экстернид испытавших значительный метаморфизм, и для интернид, набор месторождений в зоне преимущественно амфиболитовой фации метаморфизма (возможно, не только вендского, но и повторно – позднепалеозойского), связанного с орогенезом, резко отличается [1, 6]. Здесь известны месторождения графита в гнейсах и слюдяных сланцах: Висимское, Златоустовское в экстернидах, «Обнажение 2», Тайгинское и др. в интернидах; антофиллит-асбеста – в глубоко преобразованных гипербазах среди гнейсов интернид: Сысертская и Кыштымско-Миасская группы в Сысертско-Ильменогорском поднятии, и Бугетысайская группа в Восточных Мугоджарах. Небольшие месторождения кианита известны в Уфалейско-Златоустовской полосе экстернид (Карабашское, Таганайское) и в Сысертско-Ильменогорской зоне (Иткульское, Тюбукское и др.). Наконец, здесь известны месторождения абразивов. Гранат образует до десятка месторождений в Уфалейско-Златоустовской полосе экстернид (Иссылское и др.). В

Сысертско-Ильменогорской зоне интернид известно до 20 месторождений корунда (Синарское, Ильменогорская группа и др.) и несколько месторождений наждака (Полдневское, Иртяшское, Теченское и др.) [6]. Месторождения мусковита известны в метаморфической полосе экстернид (Уфалейский комплекс, Слюдяногорское, Златоустовское месторождения и др., и Сысертско-Ильменогорский, Полдневское и др. месторождения). Наиболее богатые месторождения горного хрусталя в интернидах тиманид образуют Приполярноуральский кластер: Пеленгичей, В. Парнук, Скалистое, Хасаварка (аметист) и др.; в последнее десятилетие разрабатывались Желанное, Додо, Пуйва [13 и др.]. Кварцевые жилы с жеодами и погребями, содержащими хрусталь, тяготеют к прочным породам, богатым кремнеземом – кварцитам, гранитам. В экстернидах Северного Урала известна Велсовская группа месторождений кварца. Высококачественный метаморфогенный гранулированный кварц ассоциирует с шовными зонами смятия коллизионного происхождения, в частности, в Уфалейском районе Среднего Урала [9]. В экстернидах на Южном Урале открыто большое количество мелких месторождений и проявлений горного хрусталя в двух кластерах – в СВ части Башкирского мегантиклинория и на поднятии Уралтау (Махмутовское, Аршинское, Чирковское и др.), а в интернидах – незначительно – в Сысертско-Ильменогорском комплексе и в южной части антиформы Уралтау (Караяновское и др.). [10]. Кварцевые жилы образованы вследствие гидротермального процесса. Жилы приурочены к докембрийским породам, но не исключено участие позднепалеозойских процессов в их образовании. Заслуживают упоминания облицовочно-поделочные камни: слюдястые песчаники (в т. ч. авантюриновые) в Бело-рецьком и Максютковском комплексах. [10]

Позднекембрийский-раннеюрский этаж

Его формирование отвечает классическому циклу Вильсона, от рифтового раз-

рушения континентальной коры в ордовике, к образованию океанической впадины и континентальной окраины, далее к субдукции в промежуток времени от позднего ордовика до башкирского времени, с эпизодом коллизии типа континент-островная дуга в позднем девоне – раннем карбоне. Последовали общая континентальная коллизия и орогенез с образованием складчатого сооружения уралид в среднем карбоне-перми и затем эрозия горного сооружения. В раннем триасе восточная часть территории уралид подверглась влиянию Урало-Сибирского Суперплюма, с рифтогенезом и интенсивным трапповым вулканизмом. Завершилось формирование уралид древнекембрийской складчатостью.

Рифтовый этап беден месторождениями рассматриваемого типа. Следует, однако, упомянуть вскрытую скважиной 1-Верхнелемвинская 300-м толщу ордовикских солей. По палеомагнитным данным, Восточно-Европейский континент в среднем ордовике находился в низких широтах, что могло способствовать накоплению солей в грабенах, впоследствии перекрытых на Урале шарьяжами.

Вслед за рифтовым этапом на месте будущих Западно- и Центрально-Уральской зон сформировалась пассивная окраина континента, просуществовавшая до позднего девона-раннего карбона, и Палеоуральский океан [7]. Девонские и нижнекаменноугольные отложения на Полярном Урале и Пай-Хое вмещают стратиформные месторождения и проявления барита (Хойлинское, Карское и др. месторождения). В мелководных комплексах особое место занимают известняки барьерных рифов, – потенциальное сырьё для химической промышленности (поздний ордовик-ранний девон). Кварциты такатинской свиты и колчимской свиты (нижний девон и силур) являются промежуточными коллекторами алмазов, добываемых из россыпей, образованных в кайнозое. Гидротермально-метасоматические месторождения флюорита (в т. ч. оптического) образуют провинцию, протя-

гивающуюся от юга Новой Земли до Полярного Урала. Наиболее крупное месторождение – Амдерминское, представленное жилами и штокверками в известняках позднего рифея и перекрывающих с несогласием известняках тремадока. Аренигские сланцы играют роль экрана. Сам возраст минерализации, вероятно значительно более поздний: вблизи Урала минерализация прослеживается вплоть до карбона; она отчасти стратиформная [14].

Комплексы океанической коры (офиолиты) образуют небольшой спектр сингенетических неметаллических месторождений (в основном серпентиниты и яшмы), однако с ними связаны разнообразные месторождения, образованные при дальнейшем метаморфо-метасоматическом их изменении в островодужной и коллизионной обстановке. Яшмы являются неотъемлемым компонентом офиолитов, а образование серпентинитов начинается с проникновения океанических вод в верхнюю мантию. Яшмы известны на всём протяжении Урала, от Южного [10] до Полярного [11], но наибольшей известностью пользуются рисунчатые яшмы Южного Урала, где насчитывается свыше сотни месторождений и проявлений (месторождения Калканское, Гора Полковник, и мн. др.).

В островодужных комплексах, будучи генетически связаны с гидротермальными проявлениями железо-марганцевой минерализации, развиты месторождения родонита; уникальные – на Среднем Урале (Малое Седельниково, Курганово). Многочисленные проявления, связанные с марганцевыми месторождениями, описаны на Южном Урале [10]. Типичные для островодужных обстановок колчеданные месторождения сопровождаются метасоматическими ореолами, в которых могут возникать пиррофиллитовые залежи. Таково месторождение Куль-Юрт-Тау на Южном Урале [4]. В Платиноносном поясе Тагильской дуги локально проявляется титаномагнетит-апатитовая минерализация в габбро. Подобный тип месторождения Ti-V-содержащих магнети-

тов и апатитов в пироксенитах, с запасами апатита около 1 млн. тонн, описан в Суроямском массиве, который является аллохтонным и первично принадлежал Платиноносному поясу [3].

Коллизия пассивной окраины континента и Магнитогорской островной дуги в позднем девоне (на юге) и раннем карбоне (на севере) привела к формированию сутурной зоны Главного Уральского глубинного разлома, трассируемой по серпентинитовому меланжу. К этой зоне интенсивного динамометаморфизма тяготеют месторождения нефрита и жадеитита (Пусьёрка, Нердвоменшор, Кечьпель, Миасс, Козьма-Демьяновское и др.), рубинов на массиве Рай-Из, родингитов и эклогитов (повсеместно) [10, 11].

Процессы субдукции привели в позднебашкирское время к полному исчезновению океанической коры и переходу к коллизии типа континент-континент. Коллизионные процессы, сопровождавшиеся интенсивной складчатостью и надвигообразованием, приводили к утолщению континентальной коры и формированию К-На гранитов вследствие анатексиса. В конечном счете, в Восточно-Уральской зоне, в которой по-видимому присутствовали докембрийские комплексы микроконтинента, образовалась цепь крупных гранитных массивов (Главная Гранитная ось Урала).

Поздние стадии внедрения гранитов сопровождались накоплением флюидов и формированием грейзенов и пегматитов [6], образующих поля и пояса, ярким примером которых служит Мурзинско-Адуйский. К нему приурочены месторождения самоцветного сырья (топаз, берилл, аквамарин, фенакит и др.); в юго-восточном экзоконтакте к ним добавляются изумруды (Малышевское месторождение и др.). Пегматитовые поля следятся и к югу, будучи связаны с Шиловско-Коновской, а затем Кочкарской группой массивов. Последняя получила название Русской Бразилии [5]. С зоной развития гранитов связаны месторождения горного хрусталя (Светлинское),

мориона, аметиста (Ватиха). Особняком стоит Сысертско-Ильменогорское поднятие, в осевой части которого находится щелочной карбонатитовый комплекс, сформировавшийся, по данным абсолютного возраста, на границе ордовика и силура. Специфика этого сложного щелочного комплекса заставляет предполагать его первично плюмовую природу [7, 8]. Однако более молодые его датировки говорят о том, что этот комплекс подвергся преобразованиям в коллизионные эпохи. Присутствие пегматитов нескольких типов (миаскитовых, нефелиновых, амазонитовых) послужило причиной уникального минералогического разнообразия этой структуры.

На Среднем Урале, в Миасском районе, сосредоточены месторождения талька (одно из крупнейших – Красная Поляна), образованных в результате метасоматической переработки ультраосновных пород, слюдястых и хлоритовых сланцев, с образованием лиственитов [1]. Позднепалеозойские месторождения золота в ряде случаев также связаны с образованием лиственитов (Миндяк, Берёзовское и др.). В Шабровском месторождении тальк находится в сочетании с магнезитом. С метаморфизмом дунит-гарцбургитовых ультрамафитов на фоне серпентинизации и действия гидротерм связано образование хризотил-асбеста (Баженовское, Киембаевское, Джетыгаринское). Предполагается, что ранние стадии их становления связаны с гранит-тоналитовыми интрузиями, а поздние – с гранитными [2], и таким образом они связаны с поздней субдукцией и коллизией.

Коллизионные процессы привели к образованию Предуральского краевого прогиба, в глубоководной части которого в раннепермское время происходило образование фосфоритов слоистого и конкреционного типов – например, Селеукского; с выветриванием мелководных пород связано Ашинское [12]. Но главным по значению типом полезного ископаемого были соли, в сочетании с ангидритами и гипсами, в

т.ч. селенитом). Наиболее крупные месторождения поваренной соли (кунгур) располагаются на Южном Урале (Соль-Илецкое, Ярбишкадакское). На Среднем Урале, в Соликамском бассейне, добываются калийно-магниевые соли. В Верхнепечорском бассейне имеются крупные запасы и поваренной, и калийной солей. Далее к северу солеродный бассейн не прослеживается вследствие изменения климата с аридного на умеренный гумидный.

Среднеюрско-миоценовый комплекс

Начиная со средней юры, территория пенеппенизируется, и переживает длительную эпоху платформенного развития. Ведущими процессами, регулирующими образование неметаллических полезных ископаемых в это время являются деятельность речной сети, приводящая к образованию россыпей (в частности, алмазных – на западном склоне Северного Урала), и выветривание, сопровождавшееся инфильтрационными процессами и выщелачиванием. Так, в частности, образовались месторождения скрытокристаллического магнезита по гипербазитам: Калкановское [10], Халиловское [1]. Образование карстовых пустот в сочетании с разложением медных колчеданов в присутствии карбоната приводило к образованию залежей малахита (Гумешевское м-е). Окраины территории подвергались морским трансгрессиям; в позднемиоценовом море сформировался Актюбинский фосфоритоносный бассейн.

Неоген-четвертичный комплекс

Образовался в нео-орогеническую эпоху, когда территория начала испытывать поднятия, подвергаться размыву. Ранее образованные россыпи испытали преобразования. Одни месторождения были подняты к поверхности, другие погребены. Наиболее мощное влияние эта эпоха оказала на образование и размещение общераспространённых полезных ископаемых (глины, песок, щебень и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ерёмин Н.И.* Неметаллические полезные ископаемые. МГУ, 2007. 469 с.
2. *Ефимов В.И.* О генетических связях Асбестовского рудного поля и гранитными интрузиями // Геология и металлогения Урала (Ежегодник-1999). Екатеринбург, 2000. С. 102-108.
3. *Жилин И.В., Пучков В.Н.* Геология и рудоносность Нязепетровской зоны (Средний Урал). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. 184 с.
4. *Зайков В.В., Удачин В.Н.* Геология, минералогия и технология пиррофиллитового сырья. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 217 с.
5. *Колесниченко С.В., Попов В.А.* «Русская Бразилия» на Южном Урале. Челябинск: «Санарка», 2008. 528 с.
6. *Овчинников Л.Н.* Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: Геоинформмарк, 1998. 412 с.
7. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
8. *Пучков В.Н.* Плюмы в геологической истории Урала. Б.МОИП, 88(4), 2013. С. 64-73.
9. *Савичев А.Н.* Уфалейский кварцево-жильный район: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / УРГГУ. Екатеринбург, 2005. 24 с.
10. *Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Шарфутдинова Л.А.* Полезные ископаемые республики Башкортостан (декоративно-поделочные камни) Уфа: ДизайнПресс, 2010. 248 с.
11. Цветной камень Полярного Урала // *Душин В.А., Попов С.Н., Костюк Б.А. и др.* Екатеринбург: Полиграфист, 2000. 192 с.
12. *Чувашов Б.И., Яковлева Л.П.* Позднепалеозойский фосфорнитоносный бассейн на Южном Урале. Екатеринбург, 2008. 160 с.
13. *Юшкин Н.П., Пыстин А.М., Бурцев И.Н. и др.* Минеральные ресурсы Республики Коми. Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1997. 52 с.
14. *Юшкин Н.П., Кунц А.Ф., Тимонин Н.И.* Минералогия Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 290 с.

ГРАНАТ-КОРУНДОВЫЕ МЕТАБАЗИТЫ В КРАКИНСКОМ ПЕРИДОТИТОВОМ АЛЛОХТОНЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ – ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ РЕЦИКЛИНГ ОЛИВИНОВЫХ ЛЕЙКОГАББРО

Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Кузнецов Д.В.

Приводятся первые данные о геологическом положении и составе гранат-корундовых пород, ассоциированных с Кракинским лерцолитовым аллохтоном на Южном Урале. Делается вывод, что образование пород связано с высокобарическим рециклингом низкобарических оливиновых лейкогаббро в зоне субдукции.

The first data about a geological position and composition of the garnet-corundum metabasic rocks, associated with the Kraka lherzolite allochthon in the Southern Urals, have been presented. This data allow conclude that these rocks were formed during the high pressure recycling of the low pressure olivine leucogabbro in subduction zone.

Корундовые метабазиты, известные в составе орогенных лерцолитовых комплексов Ронда и Бени-Бусера в Средиземноморье и в перидотитовом комплексе Хороман в Японии [12-15], рассматриваются исследователями, как пример высокобарического рециклинга первично низкобарических габброидов. На Урале корундовые метабазиты в составе офиолитовых комплексов до настоящего времени известны не были. Высокобарические корундовые породы были обнаружены нами в ассоциации с гранатовыми метабазитами, залегающими среди перидотитов и серпентинитов в юго-западной краевой части массива Южный Крака, входящего в структуру крупнейшего на Урале Кракинского лерцолитового аллохтона. Кракинский аллохтон состоит из четырех блоков: Северный Крака, Узянский Крака, Средний Крака и Южный Крака [10]. Для каждого из этих блоков в литературе встречаются упоминания о присутствии в них гранатовых пород. Наиболее детально высокобарические гранатовые породы были изучены в Узянском Крака. Впервые гранатовые пироксениты и мета-

базиты в нем были описаны в 1960 году С.В.Москалевой и М.Т.Орловой [4], которые не привели их точного местоположения, ограничившись лишь геологической и петрографической характеристикой. В 1989 году в массиве Узянский Крака Г.Н. Савельевой и Е.А. Денисовой было закартировано линейное тело гранатовых пироксенитов и метабазитов, протяженностью более двух километров и мощностью до 20-30 м, субвертикально залегающее между лерцолит-гарцбургитовым блоком массива на западе и дунит-гарцбургитовым на востоке [11]. Геологическое положение этих пород, их состав и данные о возрасте приведены в опубликованных работах [2-5, 7, 8].

Первые сведения о наличии среди перидотитов Южного Крака гранатовых пироксенитов и базитов приведены в работе Д.Е. Савельева с соавторами [9]. Они описывают тело (дайку?) полосчатых гранатосодержащих пород, варьирующих по составу от габброидов до вебстеритов, мощностью 15-20 м, полого залегающее между гарцбургитами и серпентинитами. Авторы приводят составы гранатовых габброидов и веб-

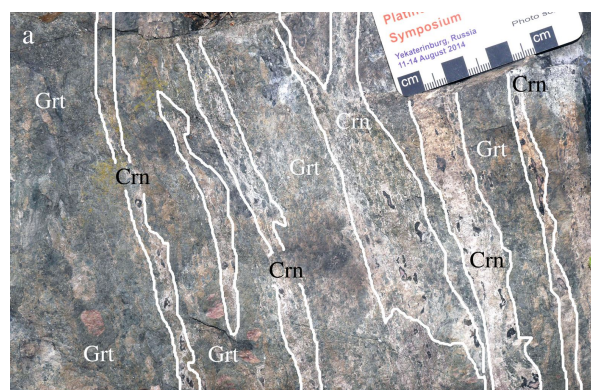
стеритов и «состав граната», который, судя по приведенному анализу, гранату не соответствует. Изучение этих высокобарических пород, проведенное нами, показало, что они аналогичны по петрохимии, геохимическим особенностям и составу минералов гранатовым породам Узянского Крака и занимают сходное с ними геологическое положение. Корундовых метабазитов в этом теле обнаружено не было.

Крупные тела гранат-корундовых метабазитов были обнаружены нами при изучении краевой юго-западной части массива Южный Крака, примерно в 2 км восточнее д. Яумбаево. Длина тел достигает нескольких сотен метров, при мощности до 20 м. Суммарная протяженность выходов гранат-корундовых пород превышает 2 км и, вероятно, они могут быть прослежены дальше. Породы полосчатые, что определяется соотношениями темноцветных минералов, граната и светлых агрегатов клиноцоизита, замещающего плагиоклаз. В западной части выходов падение полосчатости пологое на север-северо-запад под гарцбургиты, в восточной части субвертикальное. Структура пород средне-, крупнозернистая, габбровая. На участках, где деформации пород минимальны и гранат отсутствует, породы выглядят, как типичные офиолитовые габброиды. Также как в Узянском Крака, гранатовые породы слагают центральные зоны тел, переходя к краевым частям в деформированные амфибол-пироксен-шпинель-клиноцоизитовые породы, которые сменяются полосчатыми шпинелевыми вебстеритами и пироксенитами. От перидотитов эта полосчатая серия отделяется зонами серпентинитов. По составу, гранатовые метабазиты аналогичны высокобарическим породам Узянского Крака.

Корунд, преимущественно, приурочен к светлым слоям метабазитов, которые обогащены клиноцоизитом и зеленой шпинелью, а гранат – к более темным, обогащенным амфиболом и клинопироксеном (рисунок, а). По химическому составу эти слои также различаются. Светлые слои с

корундом и шпинелью более глиноземистые ($Al_2O_3 > 20\%$) по сравнению с соседними гранатосодержащими слоями ($Al_2O_3 = 15-18\%$). Однако иногда и гранат, и корунд отмечаются в одних и тех же зонах. Корунд образует вытянутые эллипсоидные зерна с хорошо проявленной поперечной штриховкой, окруженные каймами темно-зеленой глиноземистой шпинели (рисунок, б). Встречаются корунды неправильной морфологии. Размер зерен корунда сильно варьирует, от первых миллиметров, до 2-3 см. Цвет меняется от светло-сиреневого до рубиново-красного. По составу зеленая шпинель в каймах очень близка к обособленным зернам шпинели из амфибол-клинопироксен-клиноцоизитовых пород, амфибол-шпинелевых симплектитов и келифитов, замещающих гранат в высокобарических метабазитах Узянского Крака [1] и соответствует пикотиту. Ранние клинопироксены образуют крупные порфирохлассические зерна, имеют железистость 0,15-0,16 и содержат до 13 % Al_2O_3 , а поздние мелкие клинопироксены имеют железистость < 0.1 и содержания глинозема в интервале 2-5 % Al_2O_3 , отражая регрессивный характер преобразования пород. Амфибол приближается по составу к чермакиту и содержит 18-19 % Al_2O_3 . Корунд и шпинель интенсивно замещаются диаспором, вплоть до образования полных псевдоморфоз. Ретроградные преобразования пород приводят к формированию тонкозернистых агрегатов клиноцоизита, гроссуляра, битовнита, маргарита и других кальциево-глиноземистых минералов.

По соотношению главных петрогенных компонентов гранат-корундовые породы очень близки к оливиновым габбро или лейкогаббро офиолитовых комплексов, отличаясь от них только более высоким кальцием, который может быть связан с родингитизацией, проявившейся либо до этапа высокобарических преобразований [16, 17], либо уже после выведения высокобарических пород в верхние горизонты земной коры. Нормированное распределение РЗЭ в гранат-корундовых породах соответству-



б

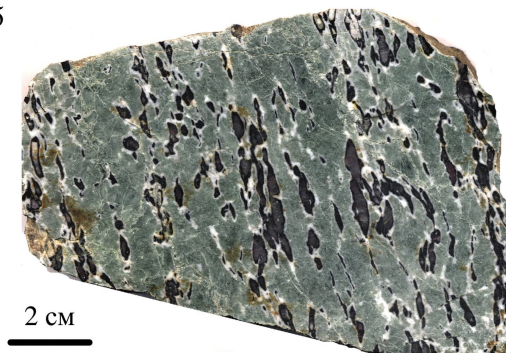


Рисунок. А – Полосчатая текстура гранат-корундовых метабазитов. Grt – слои обогащенные гранатом, Cm – слои обогащенные корундом; Б – линейная ориентировка линзовидных кристаллов корунда, окруженных темно-зелеными каймами зеленой шпинели (пикотита) в мелко-, среднезернистом агрегате клинопироксена, амфибола, и клиноцоизита.

ет геохимическим моделям офиолитовых габбро, а отчетливо проявленная положительная европиевая аномалия, свидетельствует о накоплении плагиоклаза в момент низкобарического формирования пород, подтверждая их габбровую природу. Этот вывод хорошо согласуется с полосчатым характером пород и их сходством с габбро, в случае минимальных деформаций и отсутствие граната или корунда в составе. Состав гранат-корундовых пород Южного Крака близок к корундовым метабазитам II-типа в перидотитовом комплексе Хороман в Японии [13, 15], для которых исследователи также предполагают первично габбровый субстрат. По их данным формирование корундовых метабазитов происходило при метаморфизме троктолитов или оливинных габбро при давлении более 1,5 ГПа и температуре около 1000 °С. Эти параметры соответствуют оценкам Р-Т условий образования высокобарических пород в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале [6]. Таким образом, можно заключить, что первичным субстратом для гранат-корундовых метабазитов в Кракинском перидотитовом аллохтоне, послужили офи-

олитовые оливинные габброиды, претерпевшие в последствие метаморфизм при погружении в зону субдукции до глубин, соответствующих по давлению 15 кбар. Высокая температура образования метаморфических пород, могла быть связана с проявлением положительной термальной аномалии в результате внедрения разогретых мантийных масс в область разрыва слэба.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 13-05-00597 и инициативного проекта УрО РАН № 15-18-5-34, полевого гранта №15-05-10018-к.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Готтман И.А., Пушкарёв Е.В., Хиллер В.В. и др. Структура и минеральный состав келифитовых кайм в гранатовых породах массива Узянский Крака (Южный Урал) // Ежегодник-2013, Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 161, Екатеринбург: 2014. С. 246-252.
2. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А. Цирконология лерцолитов (массив Узянский Крака, Южный Урал) // Доклады АН. 2009. Т. 425. № 5. С. 656-659.

3. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А. и др. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия. 2011. № 5. С. 506-522.
4. Москалева С.В., Орлова М.Т. О генезисе гранатовых пироксенитов массива Крака // Геология и полезные ископаемые Урала. Л.: ВСЕГЕИ, Новая серия, вып. 28. 1960. С. 143-147.
5. Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Кузнецов Д.В. О геологическом положении высокобарических пород в перидотитовом массиве Узянский Крака на Южном Урале // Ежегодник-2012, Тр. ИГГ УрО РАН Вып. 160. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2013. С. 62-66.
6. Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Третьяков А.А. и др. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера, 2010. № 5. С. 101-133.
7. Русин И.А. Гранататсодержащие парагенезисы в гипербазитах массива Крака (Южный Урал) // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С.134-138.
8. Русин И.А. Высокобарические метабазиты массива Узянский Крака (Южный Урал) // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 129-132.

ОРОГЕННЫЙ СВЕКОФЕННО-ВЕПСИЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Скуфьин П.К.

Рассмотрено строение и геодинамическая позиция уникального для раннего протерозоя Свекофенно-вепсийского вулканического пояса (СВП), сформировавшегося на последнем орогенном этапе становления крупнейшей рифтогенной структуры Кольского региона – Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса. Этот зеленокаменный пояс – сложнопостроенная и прошедшая многоэтапную историю развития структура, заложенная на архейском фундаменте и развивавшаяся на протяжении 2550-1700 млн. лет. Эволюция СВП на заключительной стадии становления зеленокаменного пояса сопровождалась магматизмом известково-щелочной серии, отложением углеродистых формаций, а также возможным формированием крупных залежей углеводородного сырья в бассейнах арктических Баренцева и Карского морей.

We discuss the structure and geodynamic position of unique to the early Proterozoic Svekofenno-Vepsian volcanic belt (SVB) that is a result of the last stage of formation of orogenic biggest rift structure Kola region – Pechenga-Varzuga greenstone belt. This greenstone belt – the difficult-built and passed through several stages of development of the structure, that foundation laid in the Archean and evolved over the 2550-1700 million years. Evolution of the SVB in the final stage of formation of greenstone belt was accompanied by calc-alkaline magmatism, carbon deposition formations, as well as possible formation of large deposits of hydrocarbons in the basins of the Arctic Barents and Kara Seas.

Свекофенно-вепсийский вулканический пояс в северо-восточной части Балтийского щита является уникальным для раннего докембрия результатом геологической эволюции крупнейшей рифтогенной структуры Кольского региона – Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса (ПВП) [4]. Этот зеленокаменный пояс с перерывами протягивается в северо-западном направлении через весь Кольский полуостров и далее в Норвегию, достигая в длину почти 1000 км, при ширине, колеблющейся в пределах 5-50 км (рис. 1). Это – сложнопостроенная и прошедшая длительную и многоэтапную историю становления мегаструктура, заложенная на гетерогенном архейском фундаменте и развивавшаяся на протяжении почти миллиарда лет в интервале 2550-1700 млн. лет [1]. Она включает

в себя вулканотектонические мульдообразные, грабенообразные и приразломные впадины, разделяющие их поднятия и зоны тектоно-магматической активизации архейского фундамента. Для внутреннего строения ПВП важна система поперечных глубинных долгоживущих разломов. Разломы расчленяют пояс на ряд сегментов с автономным геологическим строением, контролируя фации и мощности супракрустальных пород. Западная часть ПВП в Кольском регионе представлена Печенгской структурой (см. рис. 1), восточная – самой крупной Имандра-Варзугской структурой, протягивающейся в ЗСЗ направлении на 400 км, от восточного побережья Кольского полуострова до оз. Имандра (рис. 2). Внутренняя структура ПВП однородна на всем протяжении пояса и определяется наличием

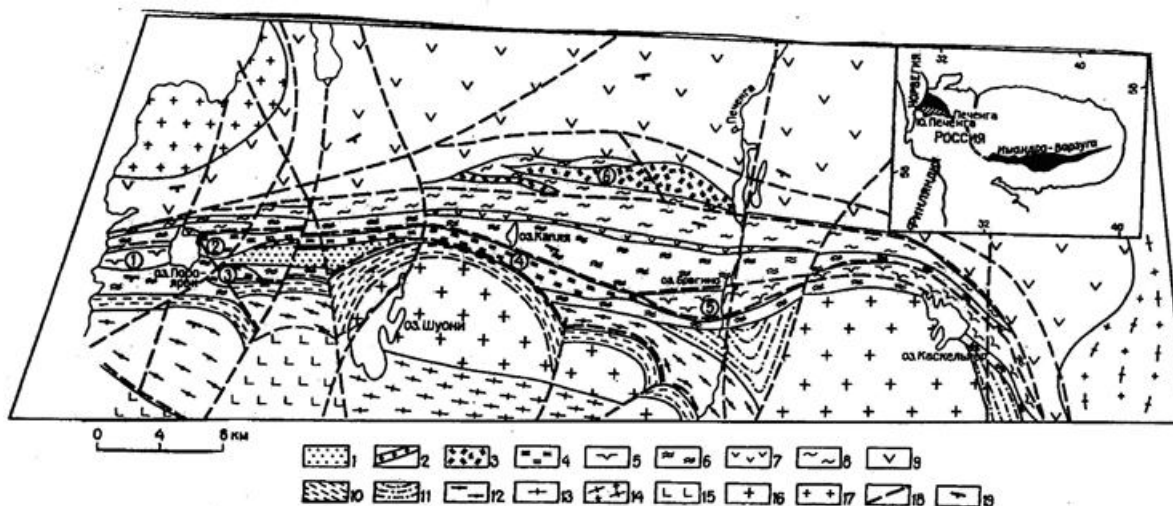


Рис. 1. Схематическая геологическая карта фрагмента Свекофенно-вепсийского вулканического пояса в Печенгской структуре. В правом верхнем углу – положение Печенгской и Имандра-Варзугской структур.

1-7 – породы свекофенния-вепсия южнопеченгского подкомплекса (1940-1700 млн. лет): 1-5 – породы вепсия: 1-2 – кассесйокская свита: 1 – туфоконгломераты; 2 – вулканогенно-осадочные породы; 3 – среднекислые породы Порьиташского вулканогенного центра; 4 – фельзические породы каплинской свиты; 5 – метабазальты менельской свиты; 6-7 – породы свекофенния (брагинская свита): 6 – туфогенно-осадочные породы; 7 – метабазальты. 8,9 – породы северопеченгского подкомплекса: 8 – туфогенные породы калляеврской свиты; 9 – метабазальты матертской свиты; 10 – сланцеватые амфиболиты; 11 – породы неясного стратиграфического положения; 12 – гнейсо-сланцы нижнего протерозоя; 13 – архейский фундамент; 14 – микроклиновые граниты (1840 млн. лет); 15 – интрузии габбро; 16 – плагиограниты Каскельяврского и Шуонияврского массивов (1940 млн. лет); 17 – граниты северного обрамления Печенгской структуры (2720 млн. лет); 18 – разрывные нарушения; 19 – залегание пород; 20 – локальные вулканические центры (вулcano-тектонические структуры) в Южнопеченгской зоне: 1 – Пасвикский; 2 – Северопороярвинский, 3 – Южнопороярвинский, 4 – Каплинский, 5 – Порьиташский, 6 – Брагинский.

продольных глубинных конседиментационных разломов (зона Порьиташского разлома на Печенгской структуре и Умба-Вильмуайвского – в Имандра-Варзугской), формирующих в этих структурах систему северных и южных структурно-формационных зон. Северная граница ПВП имеет характер первичного стратиграфического несогласия, когда породы пояса залегают непосредственно на докарельской коре выветривания архейского гранитоидного фундамента. Южная граница зеленокаменного пояса определяется уже позицией молодого Свекофенно-вепсийского вулканического пояса

(СВП), срезающего южные границы и Северопеченгской, и Северо-Имандра-Варзугской структурно-формационных зон.

Северопеченгская зона, сформированная породами северопеченгского подкомплекса, представляет собой полукруглый фрагмент мульдообразной вулcano-тектонической палеодепрессии с выдержанным центриклинальным падением пород на юго-запад. Структурно-вещественные комплексы Южнопеченгской зоны срезают северопеченгские структуры и формируют Свекофенно-вепсийский вулканический пояс (СВП), сложенный породами южно-

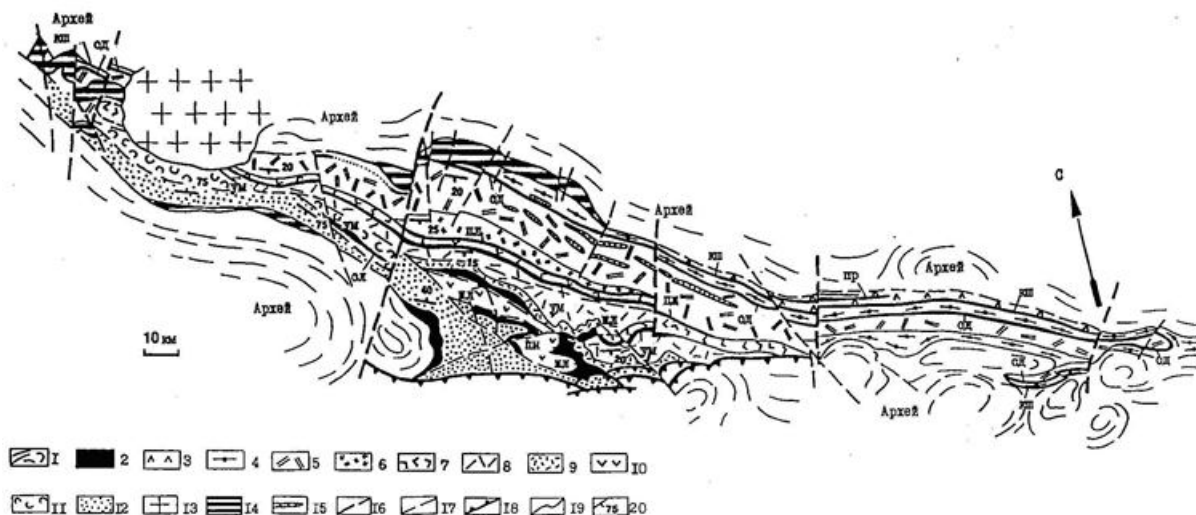


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Имандра-Варзугской структуры.

1 – архей; 2 – ранний протерозой, осадочные подсвиты: пр – пурначская; кш – кукишинская; сд – сейдореченская; пл – полисарская; ум – умбинская; ил – ильмозерская; сл – соленоозерская; пн – панареченская; 3-9 – вулканы северной зоны: метабазациты пурначской (3), кукишинской (4) и сейдореченской (5) свит; 6 – фельзитические породы сейдореченской свиты; 7 – метабазациты и метаандезитобазальты полисарской свиты; 8, 9 – метабазациты (8) и метатрахандезиты (9) умбинской свиты. 10-12 – свекофенный южной зоны: метаандезитобазальты и метаандезиты ильмозерской свиты; 11 – метабазациты миттриярвинской свиты; 12 – вулканы панареченской, саминской и субщелочной свит. 13 – палеозойские щелочные интрузии; 14 – раннепротерозойские расслоенные интрузии габбро-норитов; 15 – силлы базитового состава. 16, 17 – разломы; 18 – надвиги; 19 – нормальные стратиграфические контакты; 20 – элементы залегания пород.

печенгского подкомплекса. По своему строению и геодинамической позиции СВП аналогичен типичным орогенным вулканическим поясам фанерозоя. На всем протяжении этот пояс представляет собой падающую на юго-запад под углом 50-90° линейную шовную структуру, ограниченную системой разломов глубинного заложения. Для супракустальных пород этой структуры характерны интенсивные складчатые и разрывные дислокации, а также многочисленные пологопадающие надвиги и крутопадающие взбросы, имеющие разный возраст заложения. Границы ранних надвигов в результате левостороннего сдвига были смяты в крупные складки, а в дальнейшем срезаны или перекрыты поверхностями более поздних надвигов. В результате этих движений фрагменты Шуонияврского и Мауняврского гранитных куполов южного

обрамления Печенги, срезанные пологим надвигом, были надвинуты в северо-восточном направлении на структуры Южной зоны. В ее пределах выделяется приразломный Пороярвинский прогиб второго порядка, ограниченный субвертикальными глубинными разломами и сложенный субщелочными породами андезит-пикритовой бимодальной ассоциации вепсия.

В Имандра-Варзугской структуре разрез супракустальных пород вепсия редуцирован, а структурно-вещественный комплекс свекофенния, формирующий Свекофенно-вепсийский пояс, распространен лишь в западной и центральной частях структуры, где породы СВП контактируют с фундаментом по поверхности протерозойского надвига, имеющего падение на Ю-З (см. рис. 2). Эти породы представлены здесь вулканитами ильмозерской и миттри-

ярвинской свит, причем ильмозерская свита сложена метаандезибазальтами коматитовой серии, которые формируют фрагмент автономной синклинальной структуры и слагают ее ядерную часть, в то время как фланговые части синклинали сложены железистыми метабазами толеитовой серии миттриярвинской свиты. В Имандра-Варзугской зоне самые молодые породы свекофенния представлены метабазами панареченской и метариолитами самингской свит, формирующими комплекс выполнения субизометричной Панареченской вулкано-тектонической структуры. В целом вулканизм самых молодых свит свекофенния, а также вепися, в отличие от вулканогенных пород предшествующих свит, характеризовался извержением лав известково-щелочной глиноземистой серии, характерных для орогенных вулканических поясов фанерозоя. Извержения этого периода связаны с вулканическими аппаратами центрального типа, которые закладывались на смятых в складки более ранних породах свекофенния (веписй каплинской свиты в молодом Пороярвинском прогибе Южно-печенгской эоны и метариолиты самингской свиты в Панареченской кальдероподобной структуре Южно-Имандра-Варзугской зоны). В ядерной части Панареченской структуры среди метариолитов самингской свиты закартирована интрузия гранитов, которая, вероятно, представляет собой подводный канал такого вулканического аппарата.

В описаниях классических вулканотектонических структур орогенных вулканических поясов фанерозоя, Охотско-Чукотского и др. [2, 5] отмечается сопряженность в пространстве линейных и субизометричных вулканотектонических образований. При этом в пределах единого вулканического пояса выделяются более ранние собственно вулканотектонические структуры первой группы – совокупности отдельных вулканоструктур разного порядка и времени заложения, пространственное сонахождение и форма которых определяются прежде всего разломами глубинного зало-

жения. Эти ранние вулканоструктуры имеют линейную или близкую к линейной форму и возникают на более ранних стадиях развития вулканических орогенных поясов; по отношению к ним субизометричные вулканические структуры центрального типа и кальдероподобные структуры второй группы являются наложенными. Именно таковы центрические вулканические аппараты, сложенные фельзическими вулканитами, в Пороярвинском вулканическом поясе второго порядка в Южнопеченгской зоне (см. рис. 1); именно такова Панареченская кальдероподобная структура в Южно-Имандра-Варзугской зоне (см. рис. 2).

В целом свекофенно-веписйский, заключительный этап развития карельских зон на северо-востоке Балтийского щита характеризовался резким сокращением областей устойчивой седиментации и вулканизма, формированием локальных шовных и изометричных вулканотектонических структур. Специфика этого этапа – развитие смешанных осадочно-вулканогенных образований на фоне широко проявленного кислого вулканизма, отражающего орогенность геодинамического режима. Характерно также развитие углеродистых и сульфидно-углеродистых осадочных и туфогенно-осадочных пород (брагинская свита в Южнопеченгской зоне), развитие сульфидно-углеродистых и кварц-углеродистых метасоматитов, часто с благороднометальным орудением (самингская и панареченская свиты Панареченской кальдероподобной структуры). Для вулканических орогенных поясов Кольско-Карельского региона широко масштабный прорыв мантийных углеводородных флюидов в бассейны черносланцевой седиментации доказываемыми геофизическими данными, указывающими на стадийность термальных и гравитационных аномалий, связанных с воздымающимися флюидными колоннами. В связи с этим ряд исследователей, сторонников неорганического происхождения углеводородного минерального сырья, в том числе убежденный сторонник этой гипотезы академик А.А.

Маракушев [3], высказываются в пользу формирования нефтяных и газовых месторождений района Баренцева и Карского морей в заключительный свекофенно-вепсский этап развития карелид.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балашов Ю.А.* Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология, 1996. Т. 4. № 1. С. 3-25.

2. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.

3. *Маракушев А.А., Маракушев С.А.* РТ-фации простых, углеводородных и органических веществ системы С-Н-О // ДАН. Т. 406. № 4. 2006. С. 521-527.

4. *Скуфьин П.К.* Эволюция вулканизма рудоносной печенгской структуры (Кольский полуостров) // Геол. рудн. месторожд., 1993. Т. 35. С. 271-283.

5. *Шарпенюк Л.Н.* Магматогенные кольцевые структуры. Л., Недра, 1979. 230 с.

ПЕРСПЕКТИВЫ ГРАНИТОИДОВ МАЗАРИНСКОГО МАССИВА НА ПОИСКИ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Сначев В.И.

В работе кратко рассмотрено геологическое строение Мазаринского массива. Установлено, что в его эндоконтактовой зоне встречаются пегматоидные мусковитизированные граниты, в которых обнаружен занорыш, содержащий разнообразные по морфологии и размеру кристаллы кварца до 17 см. Комплекс геологических и физико-химических данных указывает на возможность обнаружения среди грейзенизированных гранитов хрусталеносных пегматитов высокого качества.

The geological structure of the Masara massif is briefly described. It is determined that in its endocontact zone the pegmatoid muscovite granites are located; in these granites the camera with quartz crystals of different forms and size up to 17 cm along was found. The geological and physicochemical data point to possibility of high quality quartz crystal pegmatite finding among greisenized granites.

Мазаринский гранитный массив расположен в северной части зоны Уралтау в полосе развития магматических пород суваньянского комплекса. Непосредственным продолжением его по простираению является более крупный Барангуловский массив. В бассейне р. Мазара сосредоточена большая часть Мазаринского массива [1-3]. Здесь он имеет форму уплощенной вытянутой в северо-восточном направлении слегка пережатой в центре линзы размером 4×0,9 км (рис. 1). Характерной особенностью массива является его однородный гранитный состав с практически полным отсутствием в контуре кислых магматитов габброидных разностей пород. Последние обычно локализуются к западу от Мазаринского массива, образуя параллельную ему полосу дайковых тел, интрузирующих те же отложения курташской свиты. Из-за слабой обнаженности и разобщенности гранитов и габбро геологические соотношения между ними не установлены [1, 4].

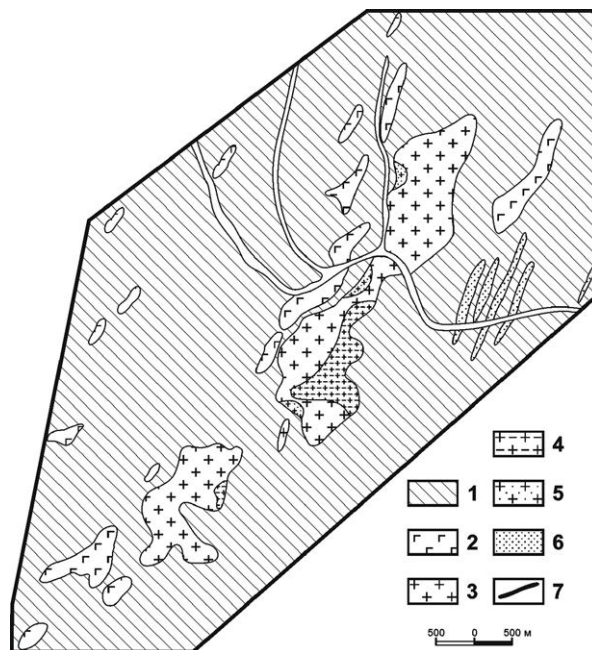
В зоне эндоконтакта Мазаринского и особенно Барангуловского гранитных мас-

сивов кислые интрузивные породы подверглись местами неравномерной постмагматической грейзенизации, заключающейся в развитии среди магматитов крупных чешуйчатых выделений мусковита, прожилковидных и гнездовых образований кварца, вкрапленности апатита и флюорита. Мощность охваченных грейзенизацией пород обычно составляет несколько метров, возрастая до нескольких десятков метров в наиболее ослабленных зонах контактов, испытавших интенсивное дробление и рассланцевание. На таких участках хорошо видны рвущие соотношения кислых и основных пород, подчеркнутые наличием угловатых ксенолитов габброидов в контактирующих с ними гранитах [5].

В юго-восточной части Мазаринского гранитного массива, где вторичные гнейсовидные текстуры развиты наиболее широко, можно проследить все переходы от массивных гранитоидов к гнейсовидным гранитам и настоящим гнейсо-гранитам. В последних отмечаются линзо- и полосовидные формы выделения кварца, грануля-

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Мазаринского гранитного массива. По материалам В.И. Козлова (1969ф) с дополнениями авторов.

1 – курташская свита; 2 – габброиды; 3 – граниты; 4 – гнейсовидные граниты; 5 – грейзенизированные граниты; 6 – амфиболиты по габброидам; 7 – аплитовидные граниты.



ция полевого шпата и цепочечное расположение перегруппированных слюдястых минералов, подчеркивающее общую текстурную ориентировку породы.

Граниты Мазаринского массива могут оказаться перспективными на обнаружении редкометальной минерализации пегматитового типа. В эндоконтактовых зонах этого массива встречаются граниты, подвергшиеся гидротермально-метасоматическому преобразованию с образованием хрусталеносных пегматитовых тел. Одна из таких кварцсодержащих зон была выявлена нами на южном фланге Мазаринского гранитного массива.

Южная приконтактовая часть массива, вскрытая небольшим придорожным карьером, представлена измененными гранитами, среди которых можно выделить следующие разновидности:

1. Интенсивно рассланцованные хлоритизированные пегматоидные граниты серого, светло-серого цвета, на отдельных участках перекристаллизованные, огнейсованные и превращенные в гнейсо-граниты. Их минеральный состав – кварц (10-30 %), плагиоклаз (20-40 %), калиевый полевой шпат (30-50 %). Последние два минерала образуют крупные кристаллы (более 2 см),

придающие породе пегматоидный облик. Присутствует редкая вкрапленность биотита, полностью замещенного в гнейсовидных разностях пород хлоритом.

2. Рассланцованные мусковитизированные пегматоидные граниты, состоящие из серого кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза, находящихся в тесном сростании с крупными (1,5-2,0 см) пластинчатыми кристаллами мусковита. Структура гранитов обычно крупнокристаллическая, текстура гнейсовидная.

3. Граниты рассланцованные слюдисто-кварц-полевошпатовые среднезернистые. В отличие от двух предыдущих типов пород, эти граниты почти не затронуты процессами гидротермального преобразования и в целом близки типовым породам Мазаринского гранитного массива.

Наиболее интересными в отношении хрусталеносности являются пегматоидные мусковитизированные граниты. Именно в них обнаружен занорыш размером 4×3 м, содержащий разнообразные по морфологии и размеру кристаллы кварца. Кварцсодержащие пегматоидные граниты имеют слабо выраженное зональное строение, напоминающее дифференцированную зональность хрусталеносных пегматитов камерно-

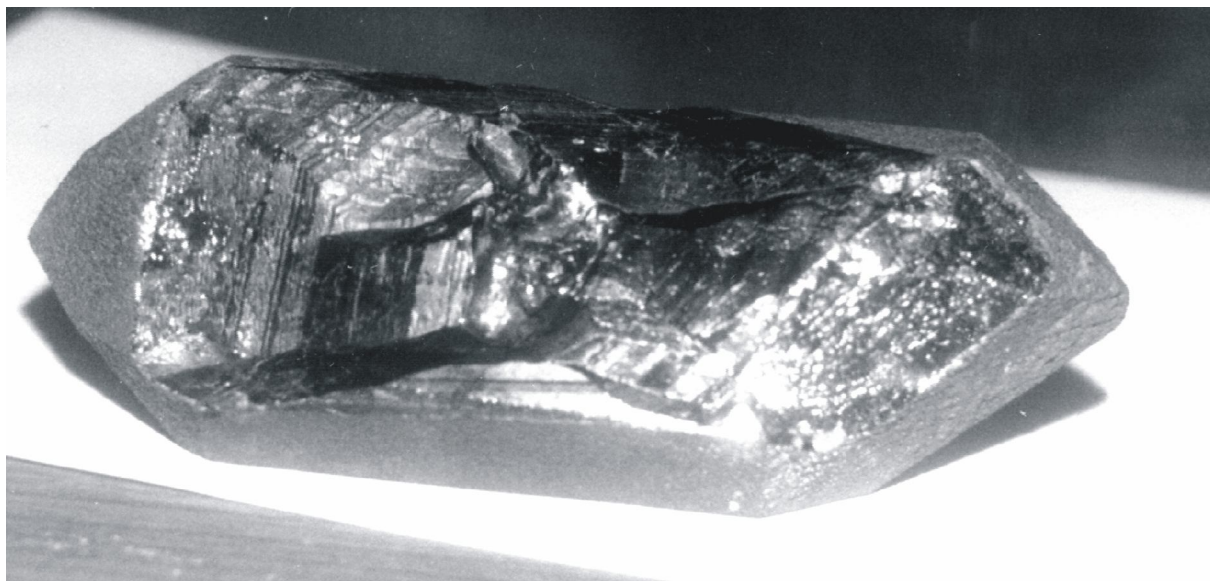


Рис. 2. Дымчатый кристалл кварца (размер по длинной оси 16,5 см) с хорошо выраженными зонами роста.

го типа. В центре располагается кварцевое ядро с крупными кристаллами кварца, сменяющееся последовательно крупноблоковым мономинеральным кварцем и далее кварц-полевошпатовой зоной гранофирового строения. Эта зона, являющаяся внешним окаймлением пегматоидного тела, постепенно переходит в материнские мусковитовые граниты.

Кристаллы кварца, росшие в свободном пространстве пегматитового тела, обладают гексагонально-призматическим габитусом. Окраска их почти всегда дымчатая, на поверхности они часто покрыты тонкой глинистой «рубашкой». Степень однородности кристаллов низкая из-за мозаично-блокового строения. Размеры кристаллов обычно составляют 5-7 см, иногда они образуют двойниковые срастания по дофинеysкому и бразильскому законам. Лишь в одном случае обнаружены более крупные кристаллы кварца (16,5 см) образующие сложные срастания индивидов тригонально-призматического и гексагонально-призматического габитуса. Для кристаллов этого типа характерна хорошо выраженная зональность, отражающая условия их роста (рис. 2).

Объем кварцсодержащего пегматитового тела и количество кристаллического кварца, заполняющего камеру, в полной мере установить невозможно. В карьере можно видеть только фрагмент пегматитовой полости – небольшую часть ядра, представляющего собой наиболее позднюю текстурную зону свободного роста кристаллов, и краевую зону. Хорошо ограненные кристаллы кварца составляют небольшой объем пегматитового тела, большая же часть кварцевого ядра выполнена мелкодрузовидным или дефектным мозаичным, шестоватым и многоголовковым кварцем. Еще больший объем приходится на крупноблоковый кварц, не дающий кристаллических форм. Хрусталеносные пегматиты подобного типа были отмечены нами в западной части Пластовского гранитного массива, расположенного в северной части Восточно-Уральского прогиба [6].

Из этих данных можно сделать вывод, что степень расслоения пегматитового тела невелика, в нем нет хорошо выраженной зональности, свойственной наиболее продуктивным гранитным пегматитам дифференцированного типа. Тем не менее, тесная пространственная связь кварцевой

минерализации с гранитной интрузией, умеренная глубина становления гранитоидов и их благоприятные физико-химические особенности (флюидонасыщенность и состав флюида, температура газово-флюидной фазы) указывают на возможность обнаружения в эндоконтактной зоне Мазаринского массива хрусталеносных пегматитов высокого качества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А.А.* Магматические комплексы зоны хребта Урал-Тау. М.: Наука, 1976. 170 с.
2. *Алексеев А.А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
3. *Богатырева Г.И., Козлов В.И.* Петрографическая и петрохимическая характеристика интрузивных пород антиклинория Урал-Тау в Тирлянском районе на Южном Урале / Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, 1972. Вып. 5. С. 76-86.
4. *Рыкус М.В., Сначёв В.И.* Золото западного склона Южного Урала / УНЦ РАН, Уфа. 1999. 170 с.
5. *Рыкус М.В., Сначёв В.И., Бажин Е.А.* Анорогенные гранитоиды западного склона Южного Урала: состав, петрогенезис, минералогия. Электронный научный журнал Нефтегазовое дело. 2011. № 5. С. 282-301.
6. *Сначёв В.И., Дёмин Ю.И., Романовская М.А., Шулькин В.Е.* Тепловой режим становления гранитоидных массивов. Уфа: БНЦ Уро АН СССР, 1989. 117 с.

ГЕММОЛОГИЯ СЕГОДНЯ

Солодова Ю.П.

Описано состояние и основные проблемы современной российской геммологии

Describes the state and the main problems of the modern Russian Geology

Геммология, как научное и прикладное направление, родилась в начале XX века, но ее роль за прошедшее столетие особенно за последние тридцать лет очень сильно выросла.

В область определения геммологии входят различные ее направления: минералогия и кристаллография ювелирных и поделочных камней, диагностика и оценка ограненных и неограненных ювелирных поделочных камней, геология месторождений, методы поисков, разведки и разработки месторождений драгоценных и поделочных камней, обогащение, обработка, искусственное получение аналогов природных камней, облагораживание, использование в ювелирном деле, а также в качестве инвестиций, международная торговля, красной нитью через все направления проходят вопросы экономики, оценки.

Российская геммология является частью мировой геммологии, общие проблемы которой необходимо решать совместно путем международного сотрудничества с

CIBJO, участия в Кимберлийском процессе, в работе выставок, сотрудничество научного и в сфере образования и т.д. Требуется единая терминология, системы оценок, вопросы этики и т.д.

Мы живем в век бурного развития технологий. Это в значительной степени отразилось и на проблемах геммологии. Искусственное получение различными методами аналогов многих ювелирных камней и облагораживание породило необходимость научных разработок по диагностике, по методам отличия природных камней от их искусственных аналогов, выявления признаков облагораживания.

Особого внимания требуют вопросы связанные с открытием и изучением новых минералов и месторождений ювелирных и поделочных камней.

В РФ необходимо урегулировать правовые вопросы, связанные с драгоценными камнями, а также вопросы финансирования, лицензирования, налогообложения, таможенные и многие другие вопросы.

V, CR, MN В АКЦЕССОРНЫХ TI-Fe – МИНЕРАЛАХ ИЗ ПОРОД ДРЕВНЕЙШИХ КОМПЛЕКСОВ ЗОНЫ ЗЮРАТКУЛЬСКОГО РАЗЛОМА (Ю. УРАЛ)

Степанов А.И., Ронкин Ю.Л., Главатских С.П.

Главной тенденцией в распределении примесных V, Cr, Mn элементов в конечных продуктах распада (магнетите и ильмените) титаномагнетитового твердого раствора (ТР) серии: магнетит (FeFe_2O_4) – ульвошпинель (Fe_2TiO_4) из пород древнейших комплексов Южного Урала (израндит -клинопироксенитового г.Карандаш, габброноритового кусинско-копанского, гнейсо-мигматитового тараташского) в составе образований зоны Зюраткульского разлома, является обогащение магнетита хромом и ванадием, ильменита – марганцем. Эта тенденция сохраняется, несмотря на разную степень метаморфических изменений пород комплексов.

The main trend in the distribution of the impurity V, Cr, Mn elements in the final products of decay (magnetite and ilmenite) titanomagnetite solid solution of series magnetite (FeFe_2O_4) - ulvospinel (Fe_2TiO_4) in complexes of ancient rocks of the Southern Urals (izrandite -clinopyroxenite m.Karandash, gabbronorite Kusa-Kopansky, gneiss-migmatite Taratash) consisting of formations Zyuratkul fault zone is enrichment of magnetite chromium and vanadium, ilmenite - manganese. This trend has continued, despite the varying degrees of metamorphic rocks in the complex changes.

Наиболее древними образованиями на Южном Урале являются магматические и метаморфические (с базитовой основой) комплексы пород зоны Зюраткульского разлома – породы израндит-клинопироксенитового комплекса массива г.Карандаш ($3,512 \pm 0,038$ млрд лет, [19]), габброноритового комплекса кусинско-копанской группы массивов ($3,3-3,2$ млрд лет [11]) и сюда же можно отнести метаморфические породы тараташского гнейсо-мигматитового комплекса ($3,50 \pm 0,21$ млрд лет [10]). К настоящему времени на основе проведения петрохимических и, особенно, широкого спектра изотопно- геохронологических исследований [4, 5, 6, 7, 11, 13-16 и др.] обнаруживаются признаки петрогенетической общности комплексов [12, 8]. Для дальнейшего решения этой идеи проведено изучение акцессорных Ti-Fe минералов серии: **магнетит (FeFe_2O_4) – ульвошпинель**

(Fe_2TiO_4) под общим названием «титаномагнетиты». Они в определенной мере отражают состав содержащих их пород и условия образования (изменения температур, фугитивность кислорода) [1, 3, 6], которые приводят состав титаномагнетита к разряду своеобразного для каждого месторождения.

Термин «титаномагнетит» не имеет строго определенного значения. Предполагалось, что это титанистый магнетит, независимо от строения [6], с большим количеством Ti в своем составе, с обязательным присутствием ульвошпинелевой фазы [2] и др.. Экспериментальными исследованиями и изучением фазовых равновесий установлено, что полная смесимость $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ в твердом состоянии происходит при температурах $1594-1524^\circ\text{C}$ (по данным MacChesney [2] отмечает температуры ликвидуса твердого раствора магнетита с 0-12 % TiO_2). Образованный твердый раствор (ТР)

широкого состава - «прототитаномagnetит», при температуре 600 °С и ниже распадается [18, 20] и распад этого твердого раствора, носит многостадийный, многоступенчатый характер, с первично решетчатой формой некоторых продуктов распада [1]. Примесные элементы (Cr, V, Mn, Ni и др.), не образующие здесь собственных минералов, входят в состав продуктов распада «прототитаномagnetита» в качестве изоморфных примесей либо крипторазмерных структурных фаз. Специфика их содержания в матрице твердого раствора и в составе продуктов его распада также определяется петрогенетическими причинами.

Изучение акцессорных Ti-Fe - минералов («титаномagnetитов») проведено на полированных шлифах образцов пород следующих комплексов:

а) начальный этап распада «прототитаномagnetитового» ТР представлен рудными зернами из наиболее древних и совершенно неизмененных пород израндит-клинопироксенитового комплекса (г. Карандаш) [12];

б) ранний этап распада ТР, сопутствующий, вероятно, начальным этапам метаморфизма оливиновых габброноритов Кусинско-копанского комплекса - из слабо амфиболизированного габбронорита Кусинского массива;

в) конечный этап распада ТР, сопутствующий процессам рудообразования - из двупироксенового кристаллосланца тараташского комплекса (карьер «Радостный»).

Визуальное изучение проведено на оптическом микроскопе AxioPlan-2 с приставкой AxioPhoto2, химический состав зерен определен с применением электронного микроскопа JEOL JSM-6390LV (элементная форма анализа) и микроанализатора CAMECA SX100 (окисная форма; анализы выполнены в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН Замятиным Д.А. и Главатских С.П.).

При анализе результатов проведенных исследований приняты следующие значения используемых терминов:

- **твердый раствор (ТР)** - смесь окис-

лов элементов, образованная при высоких температурах на основе матрицы состава **magnetита** и соответствующая общепринятому термину «титаномagnetит», занимающему по содержанию общего железа некоторые пределы в ряду продуктов распада ТР: $\text{FeO(или Fe)}_{\text{ульвошпинель}} < \text{FeO(Fe)}_{\text{ильменит}} < \text{FeO(Fe)}_{\text{титаномagnetит}} < \text{FeO(Fe)}_{\text{magnetит}}$.

Начальный этап распада первичного титаномagnetитового ТР, как отмечено выше, наиболее полно представлен в плагиоклаз-оливиновом клинопироксените массива г. Карандаш (3,5 млрд лет) и характеризуется выделением в первую очередь ильменита в виде решетки, проходящим в течение нескольких последовательных стадий, и ульвошпинели, которая при усилении активности кислорода может замещаться ильменитом [Цветков, 1963, Быстров, 2014]. При уменьшении титана в ТР в пространстве между ламелями ильменита формируется magnetит [12]. В этом процессе распада ТР ильменит обогащается Mn (MnO), magnetит – V (V₂O₃). Хром (Cr₂O₃) распределяется между ульвошпинелью и magnetитом, а при отсутствии первой – в magnetите. Для измененных разновидностей первичных пород израндит-клинопироксенитового комплекса (III «европиевый» тип оливиновых клинопироксенитов [12]) характерны изменения также и рудных минералов – развивается сегрегация ильменита и magnetита в округлые формы, повышается содержание хрома в magnetите. Конкретные содержания ванадия и хрома в продуктах распада этого этапа характеризуются разными уровнями. Так в magnetитах из плагиоклаз-оливинового клинопироксенита содержания V₂O₃ до 1,3-1,5 %, Cr₂O₃ до 0,3-0,6%. В более магнезиальных оливиновых клинопироксенитах V₂O₃ до 3,0-3,2%, Cr₂O₃ до 1-2 % при содержании TiO₂ в нераспавшемся титаномagnetите 9,6 до 19,7 %. В magnetитах из измененных разновидностей пород комплекса содержания V₂O₃ от 0,3-0,5 % до 1,3 %, а Cr₂O₃ до 5,5-5,7 %. При полном распаде титаномagnetита

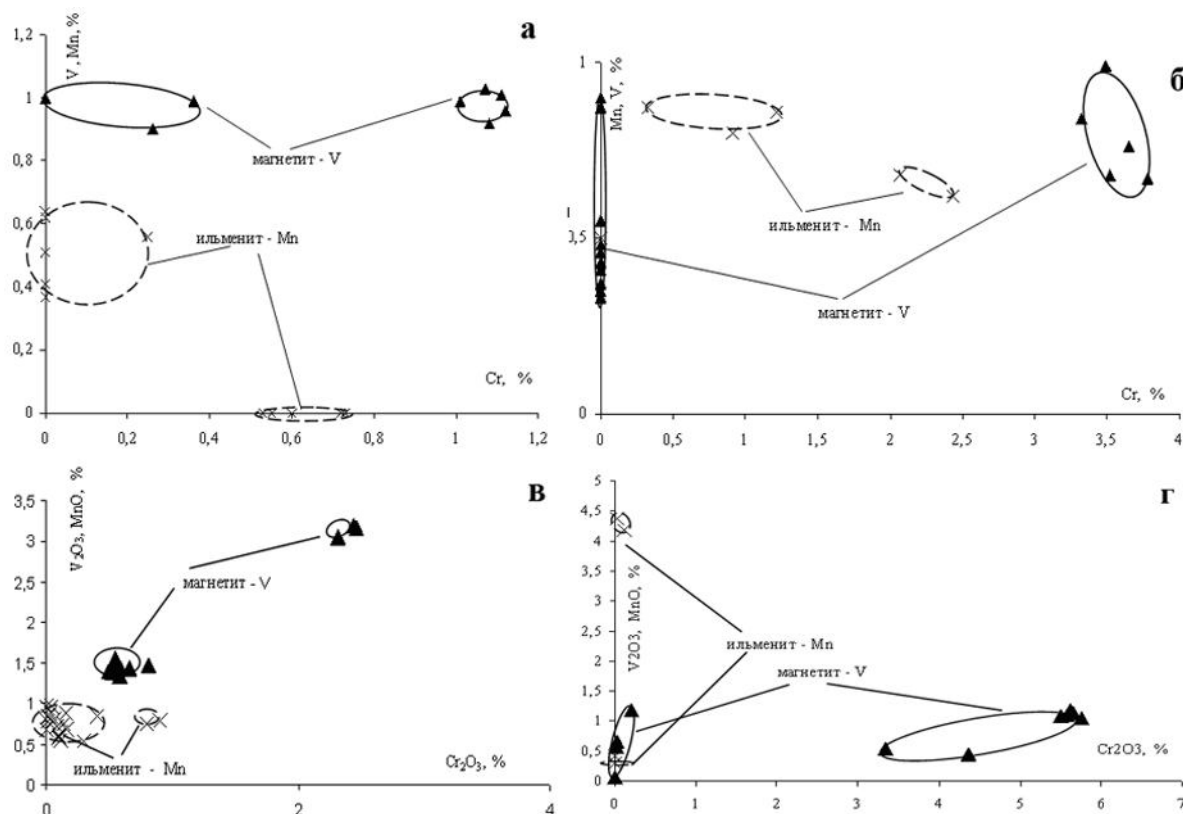


Рис. 1. Распределение V в магнетите и Mn в ильмените

В элементной форме (JEOL JSM 6390LV): а – из неизменных пород на приборе; б – то же из метаморфизованных пород. В окисной форме (CAMECA SX100); в – из неизменных пород); г – из метаморфизованных пород. Залитые точки – V в магнетите, не залитые – Mn в ильмените.

та из оливиновых клинопироксенов пределы колебаний в содержаниях FeO в ильмените и магнетите имеют узкие значения 1 % и 0,6 % соответственно.

Наиболее раннее преобразование акцессорных минералов, связанное с наиболее ранними изменениями первичных породообразующих минералов (плагноклаза и пироксена), характерно для геохронологически изученных габброноритов Кусинского комплекса (2,7÷2,8 до 2.2 млрд лет по амфиболу [11]). Такие изменения, во-первых, сопровождаются мелкими мирмекитоподобными выделениями магнетита, образующегося при перекристаллизации силикатов, что также отмечено для восточно-хабарнинского комплекса [8]. Они трассируют границы перекристаллизованных силикатных зерен и занимают пространство

между ними. Такой магнетит не относится к процессу распада ТР и характеризуется следовыми содержаниями ванадия и отсутствием марганца и хрома. Во-вторых, непосредственно продукты распада ТР этого раннего этапа (по времени начала изменения пород) состоят из пластинок ильменита и сегрегированных зерен ильменита и магнетита. Магнетит имеет более высокие содержания V₂O₅ до 1,0-1,2 %, а ильменит – небольшие содержания MnO (0,3-0,4 %). Хром в следовых количествах (0-0,2 %) обнаруживается в магнетите прибором Cameca SX100.

Конечный этап преобразования продуктов распада ТР представлен в двупироксеновых кристаллосланцах тараташского комплекса (возраст их по пироксену около 3,0 млрд лет, см. таблицу) на фоне процес-

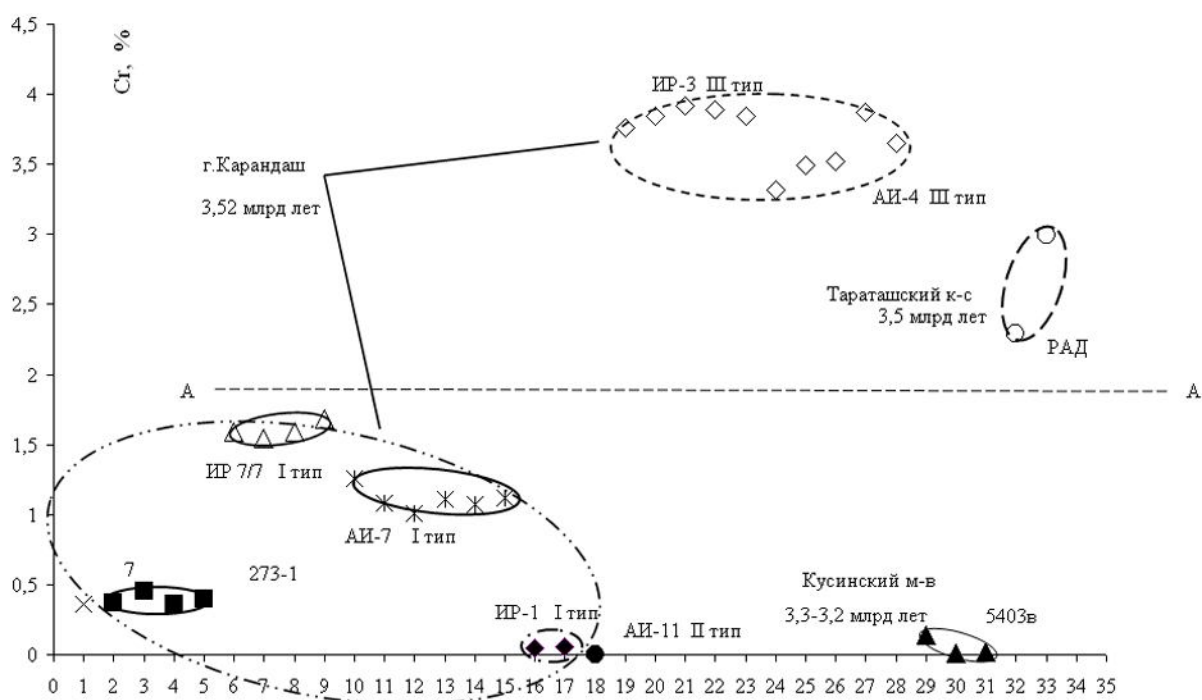


Рис. 2. Распределение хрома в магнетите. Овалы объединяют точки анализа по образцам.

са метаморфизма гранулитовой фации и характеризуется образованием сегрегированных пластин и зерен ильменита в массе также сегрегированных зерен магнетита. MnO содержится в ильмените до 4,2-4,4 %, а V_2O_3 – в магнетите до 0.5%. Cr содержится и в магнетите и в ильмените, но в первом значительно выше – до 4,4 % Cr_2O_3 .

Общий характер и особенности распределения V , Cr , Mn в продуктах распада ТР показаны на рис. 1 и 2, на которых отображаются ясные дискретные области содержаний этих элементов, отмечающие химическую неоднородность акцессорных минералов, аналогично петрохимической неоднородности самих комплексов [12].

Таким образом, проведенные работы по изучению поведения элементов-примесей в $Ti-Fe$ – минералах из древних пород израндит-клинопироксенитового, габброноритового и гнейсомигматитового комплексов зоны Зюраткульского разлома показали:

– при распаде первичного «прототитномагнетитового» ТР, даже несмотря на сопровождающие метаморфические процессы, конечные продукты его распада – ильменит и магнетит – характеризуются общей

однаправленной тенденцией в распределении в них элементов-примесей: ильменит обогащается марганцем, магнетит – ванадием и хромом. Хром в присутствии ульвошпинели распределяется между ней и магнетитом;

– в графиках содержаний V в магнетите и Mn в ильмените при сопоставлении с содержаниями Cr отмечаются дискретные ореолы содежаний (см. рис. 1 а,б,в,г), показывающие закономерную химическую неоднородность титаномagnetитов в целом, возможно, обусловленную не только метаморфическими процессами;

– неоднозначное поведение хрома обусловлено его количественными различиями – повышенные содержания приурочены к магнетиту из значительно метаморфизованных разностей пород (см. рис. 2): содержания хрома в магнетите тараташских кристаллосланцев коррелируются с содержаниями его в магнетите из значительно амфиболизированных оливиновых клинопироксенитов III-го «европиевого» типа г.Карандаш [13]; содержания хрома в магнетите из габбронорита Кусинского массива

Время проявления метаморфических процессов в тараташском комплексе
ИГГ УрО РАН, К-Аг метод

№ пп	№ анализа	Место отбора проб характеристика породы	Минерал	Сод. К, %	Датируемый метаморфический процесс, млн лет	
1	A-1816	м-е «Радостное» скв.1170/ 236м, двупировсеновый кристаллосланец	пироксен	0,189	2995 ± 50	<i>а) гранулитовая фация</i>
2	A-1988	м-е «Радостное», скв.1196/176 перекристаллизованный двупироксеновый кристаллосланец	амфибол	0,212	2564±68	<i>б) амфиболитовая фация</i>
3	A-1901	карьер Радостный, скв.1080/ 225м, двупироксен. крист. сланец, с биотитом, амфиболом	биотит	6,20	1585±52	<i>в) гранитизация (водно-щелочной метасоматоз) 1581±52 (среднее)</i>
4	A-1899	м-е «Магнитный ключ», скв.532/ 51м, гранитизированная пироксеновая порода	биотит	6,14	1593±52	
5	A-1938	м-е «Радостное», метасоматическая порода	биотит	6,79	1565±35	

ва – с содержаниями его в магнетите из неизмененных оливиновых клинопироксенитов (I-го «европиевого» типа) того же израндит-клинопироксенитового комплекса;

– непостоянное присутствие ульвошпинели в составе продуктов распада может указывать на процесс распада, проходивший с повышением кислородного потенциала, при котором ульвошпинель замещается ильменитом [17, 1];

– стадии окончательного распада ТР отмечаются присутствием только ильменита и магнетита с очень узкими пределами в колебании содержаний FeO (до 0,6-0,7 %) в них;

– распределение других примесных элементов характеризуется следующими чертами: Zn в следовых количествах встречается и в ильмените и в магнетите, а в ульвошпинели достигает 1-2 %, образуя, вероятно, свою минеральную фазу – ганит, Ni даже в следовых количествах довольно редок, а Co не встречен совсем.

Авторы выражают большую благодарность доктору геол.-мин.наук Белковскому А.И. за весьма ценные консультации, Замятину Д.А. за очень качественно проведенные аналитические работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быстров И.Г. Оценка влияния неоднородности титаномагнетита на обогащенность железных руд магматического генезиса. Канд... дис., М.: ИГЕМ. 2014. 117 с.
2. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5. 1966. М.: Мир. 408 с.
3. Карнова О.В. Титаномагнетитовые руды Южного Урала. 1974. М.: Наука. 152 с.
4. Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В. Цирконовый архей Урала // ДАН РАН. 2005. Т. 400. № 4. С. 510-514
5. Краснобаев А.А., Гревцов Г.А., Фоминых В.Г. и др. О многоэтапности формирования титаномагнетитового оруденения

в кусинских габброидах // В кн. Определение абсол. возр. рудных месторождений и молодых магматических пород. XVIII сессия Комиссии по опред. абсол. возр. геол. формаций. Москва: Наука, 1976. С. 202-208.

6. Мясников В.С., Боярская Р.В. Некоторые особенности титаномагнетитов и электронномикроскопическое их исследование // Геология рудных месторождений. № 5. 1965. С. 7-17.

7. Овчинников Л.Н., Дунаев В.А. О древнейшей горной породе Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука. 1968. С. 200-209.

8. Пушкарев Е.В., Хиллер В.В., Главатских С.П. Включения высокотитанистого магнетита в магнезиальном клинопироксене – высокотемпературный магматический парагенезис габброноритов восточно-хабарнинского комплекса // Ежегодник 2012. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып 160. 2013. С. 159-163.

9. Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. С.Петербург. Наука. 1994. 209 с.

10. Ронкин Ю.Л., Синдерс С., Маслов А.В. и др. первая находка древнейших на Урале цирконов с возрастом 3,5 млрд лет: U-Pb (SHRIMP-II), Sm-Nd (TIMS) изотопные подтверждения // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь. 2007. С. 3-13

11. Степанов А.И. Калий-аргоновая датировка эволюции габброидов Кусинского массива (Южный Урал) // XIX чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН. 2009. С. 294-297.

12. Степанов А.И. Что такое израндит // Процессы рудообразования и прикладная геохимия. К 100-летию со дня рождения Л.Н.Овчинникова. М.: ИМГРЭ. 2013. С. 197-211.

13. Степанов А.И., Ронкин Ю.Л. Возраст и петрохимические особенности древнейших комплексов зоны Зюраткульского разлома (Ю.Урал) – показатель их возможной петрогенетической общности // Ежегодник-2014. ИГГ УрО РАН, 2015. С. 132-137.

14. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородин Н.С.. Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 2. С. 112-131.

15. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В. и др. Рифтогенный магматизм и железообразование Южного Урала // ГРМ. 2005. Т. 47. 443. № 5. С. 421-443.

16. Холоднов В.В., Ронкин Ю.Л., Ферштатер Г.Б. и др. Новые Sm-Nd изотопные данные о возрасте Кусинского габбрового массива (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 331-334.

17. Цветков А.И., Щепочкина Н.И. Высокотемпературное окисление ульвошпинели // Геология рудных месторождений. Т. 5. № 3. 1963. С. 103-104.

18. MacChisney J.B., Muan A. Studies in the system iron oxide – titanium oxide // Am. Mineral. 1959. № 460. 44. 926 p.

19. Ronkin Y.L., Sindern S., Stepanov A.I. et al. The oldest magmatism of the Urals // ИГЕМ РАН. 2012. С. 18-20.

20. Vincent E.A., Writht J.B., Chevallier R. et al Heating experiments on same titaniferous magnetites // Miner. Mag. 1957. 31. 624 p.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МИНИМАЛЬНО НЕОБХОДИМОГО ОБЪЕМА СЛОЯ ОПРОБОВАНИЯ ПРИ РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ 4-ОЙ ГРУППЫ СЛОЖНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ С ГНЕЗДОВЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ПОЛЕЗНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Страшненко Г.И., Мельников Е.П.

Обоснование оптимального объема опробования при геологоразведочных работах на любых типах месторождений полезных ископаемых является одной из главнейших задач. В представленной работе приведено теоретическое обоснование решения данного вопроса на объектах самой сложной четвертой группы месторождений.

Substantiation of the optimum volume of testing at exploration works on all types of mineral deposits is one of the most important tasks. In this work, a theoretical study to address this issue at the facilities of the fourth group of the most difficult fields.

В 4-ую группу сложности геологического строения с гнездовым распределением полезных ископаемых входят месторождения пегматитового, гидротермального, гидротермально-метасоматического генезиса, в которых полезные компоненты представлены кристаллами технических (пьезокварц, оптический флюорит, исландский шпат) и ювелирных разновидностей минералов (топаз, берилл, гранат и др.). В качестве примера можно привести крупные многополостные жилы (Ольховочное месторождение горного хрусталя, Средний Урал); многополостные хрусталеносные штокверковые зоны (Астафьевское и Теренсайское месторождения, Южный Урал; Менавату и Рамартина – Кристаллина, Мадагаскар).

Примером месторождений с гнездовым распределением ювелирных камней могут служить пегматитовые месторождения топаза и берилла (месторождения Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы, Средний Урал), турмалина (Царафара, Мадагаскар), граната – демантоида, (Корко-

динское, Полдневское, Средний Урал) и многие другие.

Геометризация подобного рода месторождений не представляет особых трудностей, поскольку продуктивные тела, включающие в себя минерализованные полосы, как правило, имеют четкие геологические границы, легко устанавливаемые в горных выработках и в кернах буровых скважин.

Особую трудность при разведке рассматриваемых месторождений составляет определение среднего содержания полезных компонентов в продуктивном теле (блоке запасов). Единственным методом определения этих разведочных параметров является валовое опробование. При этом возникает вопрос о достаточности объема валового опробования для несмещенной оценки среднего содержания полезных компонентов.

Обычно объем валового опробования принимается по аналогии с другими, более изученными месторождениями и уточняется в процессе разведки на основании

анализа её результатов. В частности для месторождений ювелирно-поделочного сырья методическими рекомендациями по применению Классификации запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, общий объем валового опробования предлагается в количестве 5-10 % [2].

Опыт разведки и отработки хрустальных месторождений, накопленный подразделениями ВПО «Союзкварцсамоцветы», показывает, что необходимый объем валового опробования колеблется от 5 до 50 %. Задача определения минимально необходимого объема валового опробования ещё более осложняется при разведке месторождений, для которых отсутствуют аналоги. Авторы столкнулись с этой проблемой при подсчете запасов и экспертной оценке подсчета запасов коренных месторождений граната-демантоида.

Для решения данной проблемы воспользуемся положениями теории вероятностей. Пусть мы имеем геометризованное продуктивное тело (блок запасов) объемом V , часть которого V_0 отработана в процессе его разведки и вошла в объем валового опробования.

При этом возможны две ошибки:

Ошибка 1-го рода, обозначим её α , заключается в том, что тело признается бесперспективным, поскольку слоем опробования не вскрыто ни одного гнезда. В действительности же продуктивное тело содержит минерализованные гнезда, но они располагаются ниже слоя опробования. Следовательно, созданный слой валового опробования недостаточный для однозначного вывода о перспективности оцениваемого объекта.

Ошибка 2-го рода, обозначим её β , заключается в том, что все гнезда, имеющиеся в разведываемом блоке запасов, сосредоточены в слое опробования. Остальная его часть является пустой. В этом случае среднее содержание полезного компонента в блоке, определенное по данным валового опробования, приводит к существенному завышению запасов.

Вероятности ошибок 1-го и 2-го рода малы, поскольку перспективность потенциально продуктивного тела оценивается по целому набору прямых и косвенных геологических предпосылок и признаков.

Из чисто геометрических соображений вероятность (p) попадания единичного гнезда в слой опробования объема V_0 равна отношению:

$$P = \frac{V_0}{V} = K \quad (1)$$

где K – степень валового опробования объекта, выраженная в долях единицы.

И, наоборот, вероятность (q) непадения единичного гнезда в слой опробования; равна:

$$q = 1 - p = 1 - K \quad (2)$$

Ожидаемое количество (N) минерализованных гнезд в блоке запасов может быть оценено по результатам разведки и эксплуатации месторождений-аналогов или опытно-промышленной отработки какого-либо участка разведываемого месторождения.

Для определения вероятности $P_N(n)$ того, что из N , содержащихся в блоке запасов минерализованных гнезд, n из них попадет в слой опробования, воспользуемся формулой Бернулли [1]:

$$P_N(n) = C_N^n p^n q^{N-n} \quad (3)$$

где $C_N^n = \frac{N!}{n!(N-n)!}$ – число сочетаний из N по n .

Из (3) определим вероятность ошибки 1-го рода:

$$\alpha = P_N(0) = q^N \quad (4)$$

С учетом (2) перепишем (4) в виде:

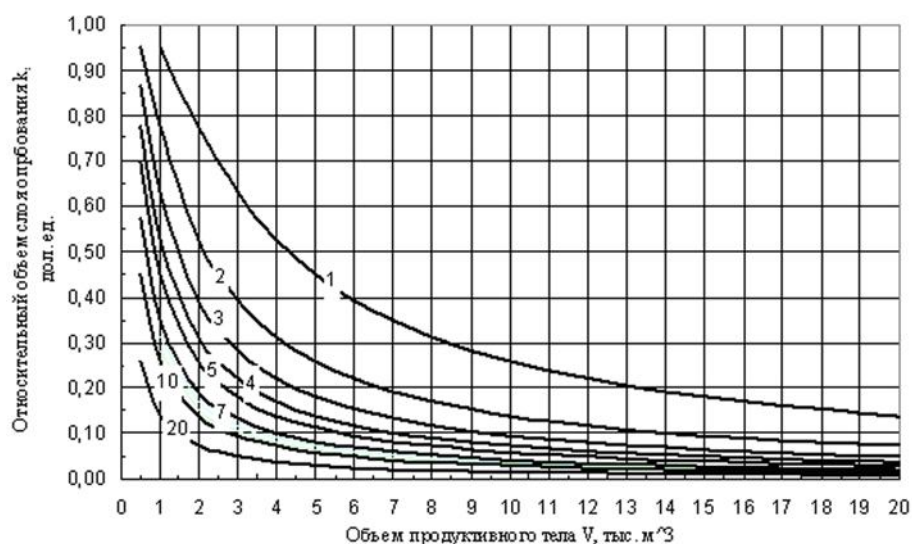
$$\alpha = (1 - K)^N \quad (5)$$

Степень валового опробования (K) определим, извлекая корень N – степени из левой и правой части уравнения (5):

$$K = 1 - \sqrt[N]{\alpha} = 1 - \alpha^{\frac{1}{N}} \quad (6)$$

Выражение (6) показывает, что минимально необходимый объем слоя валового

Рисунок. Зависимость минимально необходимого объема слоя опробования от плотности распределения минерализованных гнезд и объема продуктивного тела.



опробования при заданной вероятности ошибки 1-го рода, является функцией ожидаемого количества гнезд в подсчетном блоке.

Введем понятие плотности распределения минерализованных гнезд в продуктивном теле (з), определяемое количеством гнезд в единице объема. Тогда:

$$N = \eta V \quad (7)$$

Подставив (7) в (6), выразим минимально необходимый объем слоя опробования через объем блока:

$$K = 1 - \alpha \frac{1}{\eta V} \quad (8)$$

Формула (8) позволяет определить минимально необходимый объем слоя опробования при разведке любых месторождений 4-ой группы сложности геологического строения с гнездовым распределением полезных компонентов независимо от их генетического типа и вида полезного ископаемого.

Графики функции (8), построенные для разных значений плотности распределения минерализованных гнезд (на рисунке обозначены цифрой на кривых $K = f_{\eta=const}(V)$), показывают, что минимально необходимый объем слоя опробования резко убывает с увеличением объема продуктивного тела и плотности распределения в нем минерализованных гнезд.

В качестве примера использования аналитического выражения (8) определим минимально необходимый объем слоя опробования при разведке среднеуральских месторождений демантоида: Коркодинского и Полдневского. Оба эти месторождения располагаются в пределах Коркодинского гипербазитового массива. Несмотря на полную аналогию региональной геотектонической позиции и генезиса этих месторождений имеется принципиально важное различие их структур, определяющее разницу в методике их разведки.

Коркодинское месторождение представляет собой повышенную концентрацию мелких (первые метры по простиранию и падению) минерализованных трещин, сосредоточенных в относительно большом объеме геологического пространства, заключенном между двумя сходящимися книзу дугообразными надвигами. Объектом разведки и подсчета запасов является все пространство этой структуры, либо его часть, характеризующаяся высокой концентрацией минерализованных трещин. Объем оконтуренного блока запасов оставляет 30 тыс.м³, плотность распределения демантоидоносных гнезд в подсчетном блоке равна 2 на 1000 м³ продуктивной горной массы (очистного слоя). Подставив эти значения в формулу (8) и приняв вероятность ошибки 1-го рода $b = 0,05$, опреде-

лим минимально необходимый слой опробования для достоверной оценки среднего содержания демантоида в блоке запасов.

$$K = 1 - 0,05^{1/2 \cdot 30} = 0,049 \text{ или } 4,9 \%$$

для $b = 0,01$ это значение будет равно

$$K = 1 - 0,01^{1/2 \cdot 30} = 0,074 \text{ или } 7,4 \%$$

Фактически достигнутый объем слоя опробования блока запасов на оценочной стадии изучения данного месторождения равен 6,8 % от объема блока запасов. Если принять для оценочной стадии вероятность ошибки 1-го рода равной 0,05, то достигнутый объем слоя опробования является на этой стадии достаточным для расчета основных разведочных параметров блока запасов.

Полдневское месторождение, также и как Коркодинское месторождение, представляет собой ультрабазитовую субпластину, заключенную между двумя сходящимися как по простиранию, так и по падению дугообразными тектоническими разрывами взбросо-надвигового характера. Однако в отличие от Коркодинского месторождения на Полдневском месторождении демантоидоносные гнезда сосредоточены в относительно крупных хризотил-антигорит-карбонатных жилах, длина которых по простиранию достигает первых сотен метров, по падению превышает 20 м, мощность – 1 м, в раздувах с демантоидоносным гнездом до 1,5-2 м. Объектом разведки и подсчета запасов являются эти жилы, либо их части.

Месторождение находится на оценочной стадии изучения и к настоящему времени геометризован один блок запасов в северо-западной части жилы № 2. Объем блока 0,815 тыс.м³, плотность распределения демантоидоносных гнезд в блоке запасов равна 8 на 1000 м³ очистного слоя.

Минимально необходимый объем слоя опробования для этого блока рассчи-

тан по формуле (8) для вероятности ошибки 1-го рода $b = 0,05$:

$$K = 1 - 0,05^{1/0,815 \cdot 8} = 0,368 \text{ или } 36,8 \%$$

для $\alpha = 0,01$

$$K = 1 - 0,01^{1/0,815 \cdot 8} = 0,507 \text{ или } 50,7 \%$$

Достигнутый на объекте объем слоя опробования равен 36 % от объема блока запасов, т. е. близок к расчетному, а следовательно является достаточным для получения достоверной оценки среднего содержания демантоида в блоке запасов. При снижении вероятности ошибки 1-го рода до $b = 0,01$, требуется отработать около 50 % объема блока и по существу такого рода малообъемные продуктивные тела должны отрабатываться в процессе их разведки.

Приведенные примеры демонстрируют практическую целесообразность использования выведенной авторами формулы для проектирования, ведения и контроля валового опробования месторождений с неравномерным гнездовым распределением полезных компонентов на всех стадиях геологоразведочного процесса. Вопрос стоит только в принятии предельных значений ошибки 1-го рода для оценочной и разведочной стадий. Решение этого вопроса требует его обсуждения экспертным сообществом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гнеденко Б.В. Курс теории вероятностей. Наука. М. 1965.
2. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Ювелирно-поделочные камни. М.: ГКЗ СССР, 2007.

ЗАВИСИМОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АССОЦИАЦИЙ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ЮЖНОЙ ФЕРГАНЫ ОТ ИХ ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ

Султонов П.С.

На основе комплексных методов исследований глинистых минералов палеогеновых отложений широко распространенных в Ферганской депрессии, выделены их 6 ассоциаций. В результате построенных литолого-фациальных карт изученных территорий выделены подводно-дельтовые, волноприбойные, мелко-заливные (лагунные), центрально-отстойные фациальные пояса с соответствующими зонами. Рассматриваются вопросы приуроченности ассоциации глинистых минералов к определенным фациям.

On the basis of complex research methods of clay minerals of Paleogenic depositions widespread in the Fergana depression, marked their 6 associations. As a result of constructed lithofacies maps of the studied areas marked underwater delta, wave-cut, small-flood (lagoon), central slop facies belts with corresponding zones. The issues of confinement of clay minerals association to certain facies are examined.

Глины по минеральному составу являются сложным объектом для изучения и требуют для этого применения комплекса анализов [1,2]. По мнению большинства исследователей, наиболее эффективными методами глинистых минералов являются рентгенометрический и электронно-микроскопический. Для полноты информации о технологических свойствах глин и глинистых минералов их дополнительно подвергают гранулометрическому, микроскопическому, термическому, спектральному, химическому (силикатному) анализам, а также определяют их физико-химические параметры (набухаемость, пластичность и др.) [3,4,5,6].

В данной статье изложены результаты использования перечисленных выше анализов, которые помогли при реконструкции палеогеографических обстановок формирования глин Ферганской депрессии и выявления их генезиса. Кроме этого они служат фундаментом для обоснования рентабельности поисково-оценочных

работ по выявлению месторождений качественного глинистого сырья.

В палеогеновых шлировых формациях Ферганы отмечается связь распределения отдельных ассоциаций минералов глин с фациальными поясами: волноприбойным, мелкозаливным, лагунным, подводнодельтовым и центральноотстойным (рисунок). Их формирование происходило под влиянием трех основных палеогеографических факторов: тектоники, климата и фациального режима. Наиболее характерные для палеогеновых формаций Южной Ферганы минералы – монтмориллонит, гидрослюда, палыгорскит, смешаннослойные образования, каолинит, реже хлорит (таблица).

По данным дифрактометрического анализа в глинистых отложениях Ферганы выделяются следующие ассоциации глинистых минералов:

1 – состоящие из щелочноземельных монтмориллонитов, гидрослюды с примесью хлорита, каолинита;

2 – состоящие из щелочноземельных

монтмориллонитов, гидрослюды с примесью палыгорскита и хлорита;

3 – гидрослюдистого состава с примесью монтмориллонита, смешаннослойных образований, хлорита и каолинита;

4 – гидрослюдистого и монтмориллонитового состава с примесью палыгорскита и хлорита;

5 – палыгорскитового состава с примесью гидрослюды, монтмориллонита и хлорита;

6 – палыгорскитового состава с примесью гидрослюды, монтмориллонита и хлорита.

На территории Ферганы в палеогеновых отложениях первые две ассоциации распространены во всех изученных разрезах мощностью от 70 до 200 м.

Они приурочены к Туркестанским, Риштанским, Исфаринским и Ханабадским слоям верхнего эоцена и занимают больше половины палеогенового разреза. Третья и четвертая ассоциации глинистых минералов также широко развиты в изученных разрезах и приурочены в основном к Сумсарским слоям нижнего олигоцена. Мощности этих глин изменяются в пределах от 2-4 м (Джумангуль) до 130 м (Супы-арып). Последние две ассоциации по объему значительно уступают вышеперечисленным и приурочены к низам палеогена. Пятая ассоциация характерна для нижнесузакских и раннеалайских слоев, шестая - для верхнесузакских. Общая мощность разреза этих глин колеблется от 10-15 до 40 м.

Ниже коротко рассмотрим существующие представления о приуроченности отдельных ассоциаций глинистых минералов к определенным фациям. Отметим что, нами определение «фация» принято по В.И. Попову [7]. Для каждого слоя (яруса) палеогеновых эпох Ферганской депрессии построены фациально-палеогеографические карты [8-10]. Наряду с этим наблюдается тесная взаимосвязь между составом минералов, их структурной и степенью устойчивости. Так, деградация минералов фации коры выветривания происходит на-

много интенсивнее, чем в морских или других условиях. Наблюдаемая вертикальная зональность глинистых минералов обусловлена обычно изменением окислительно – восстановительных потенциалов среды.

Фации коры выветривания являются основным поставщиком терригенного материала и «фабрикой» производства комплекса глинистых минералов, сносимых реками в морские бассейны.

Фации дельт развиты в латеральной части Южной Ферганы и относятся к Сузакскому, Алайскому, Туркестанскому и Риштанскому времени. Отложения дельт представлены песками, песчаниками, алевролитами и глинами. Глинистый компонент состоит в основном из гидрослюды и хлорита.

Фации соленых лагун существовали преимущественно в Бухарское и позднесузакское время, когда отлагались терригенно-сульфатные (гипсы Гознау), карбонатные (доломит и доломитовые мергели), доломитовые алевроитовые глины с примесью заметного количества обломочного материала. Терригенный материал поступал в основном из окружающей суши и частично разрушающихся островов, сложенных палеозойскими породами. Испарение из лагун было так сильно, что речные воды не могли помешать осаждению гипса и доломита. Доминирующим глинистым минералом является палыгорскит.

Волноприбойная фация развита преимущественно в среднесузакское, Алайское, Туркестанское и Риштанское время. Она представлена в латеральной зоне волноприбойными песками, а в относительно глубоководной-терригенными, терригенно-карбонатными осадками. Породообразующими минералами глин являются монтмориллонит и гидрослюда.

Фации центрального отстоя приурочены к Исфаринским и Ханабадским слоям палеогена Ферганы. Глинистые минералы представлены щелочным, щелочно-земельным монтмориллонитом, гидрослюдой и смешаннослойными образованиями с примесью каолинита и хлорита. Осадки

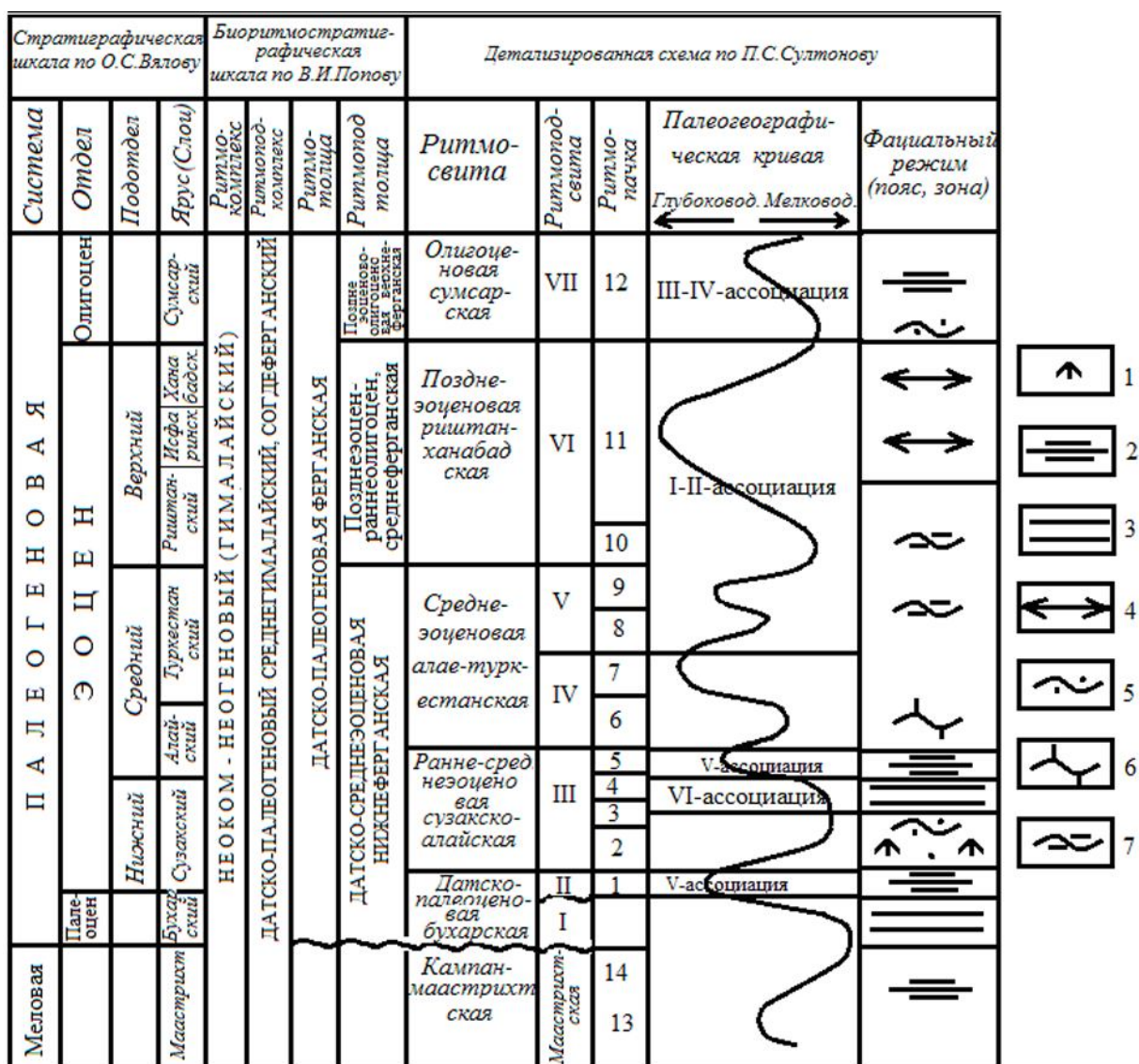


Рисунок. Ритмостратиграфическая приуроченность ассоциации глинистых минералов Ферганы.

Фациальные пояса: 1 – подводнодельтовый, 2 – мелкозаливный, 3 – лагунный; 4 – центральноотстойный. Фациальные зоны волноприбойного пояса: 5 – прибойнообломочная, 6 – прибойнокарбонатная, 7 – прибойноиловая.

этой фации сложены весьма тонкоотмученными, почти бескарбонатными глинами. Соленость вод близка к нормально морской. Тонкие, почти мономинеральные глины широко распространены в южной части бассейна и имеют монтмориллонитовый состав.

Изменение фаций как внутри отдельных возрастов по горизонтали, так и во всем палеогене по вертикали, с соответствующими ассоциациями глинистых минералов (см. таблицу) свидетельствует о

том, что при наличии одних и тех же постоянных областей сноса и единого бассейна осадконакопления глинистые минералы, сформировавшиеся в континентальных условиях (коры выветривания, почвенный покров долин и равнин, обрушившиеся берега рек и заливов), попадая в морскую обстановку, претерпевают значительные изменения через трансформационные стадии переходов.

При наличии сносимого материала почти с постоянным составом в течение

Распределение глинистых минералов по разрезам на объектах Южной Ферганы, %

[illegible]

Примечание. М-монтмориллонит, Г-гидрослюда, П-пальгорскит, К-каолинит, Х-хлорит, См-смещаннослойный минерал

всего палеогена в Ферганский бассейн наблюдается доминирование глинистых минералов по отдельным фациям: гидрослюда – дельтовые, палыгорскит – лагунные, монтмориillonит – морские. В изученных палеогеновых отложениях Ферганского бассейна, кроме явной приуроченности парагенезисов глинистых минералов к определенным фациальным условиям, намечается смена ассоциации глинистых минералов во времени.

Первопричиной этого явились не только изменения характера выветривания питающих провинций, но и процессы диагенеза, а также окислительно-восстановительная среда с определенным потенциалом E_h и pH . Поэтому зональность в распределении глинистых минералов контролируется не столько составом сносимого материала в область осадконакопления, сколько фациальными условиями накопления отложений. Заметим, что диагенетические и стадийные изменения обусловлены не только появлением новообразованных глинистых минералов, но, и изменением их химического состава. По направлению от питающих провинций к областям аккумуляции в глинах уменьшается содержание глинозема и окислов железа, и увеличивается – кремнезема, щелочей и щелочных земель.

На основе изложенного выше фактического материала мы пришли к выводу, что глинистые минералы в большинстве случаев формируются в зоне питающих провинций. На путях переноса они частично подвергаются механическим воздействиям и деградируются, а в зоне аккумуляции (озерах, морях и океанах) находятся под влиянием постепенного стадийного превращения в окислительно-восстановительной среде иловых вод. В этом длительном процессе формирования глин и глинистых минералов основная роль принадлежит тектоническому и климатическому режимам и продолжительности времени диагенетических процессов. В зависимости от указанных природных факторов стадийные превращения и процессы аградации могут

быть ускорены или замедлены, а иногда приостановлены. Об этом свидетельствуют часто обнаруживаемые в природе глинистые минералы с дефектной или несовершенной структурой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арипов Э.А., Закиров М.З., Ахмедов К.С. Монтмориillonит-гидрослюдистые глины Узбекистана. Ташкент: Изд-во ФАН. 1976. 133 с.
2. Викулов М.В. Методические руководство по петрографо-минералогическому изучению глин / Сост. коллективом авторов под руковод. М.: Госгеолтехиздат. 1957. 448 с.
3. Закиров М.З. Генетические особенности и палеогеографическое значение палыгорскита // Узб. геол. журн. 1983. № 2. С. 54-57.
4. Зхус И.Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука. 1966. 278 с.
5. Коссовская А.Г. и др. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса-2 «Гломер Челенджер» // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 6. С. 12-35.
6. Ломова О.С. Палыгорскиты и сеолиты как индикаторы геологических обстановок // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 336. 1979. 180 с.
7. Попов В.И., Макарова С.Д., Флиппов А.А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л. 1963. 713 с.
8. Султонов П.С. Генетические особенности формирования палыгорскитсодержащих глин Южной Ферганы. Вестник НУУз., 2012. №2/1. С.108-111.
9. Султонов П.С. Фациально-палеогеографические условия формирования палеогена Южной Ферганы и связанные с ними полезные ископаемые Ташкент. Геология и минеральные ресурсы. Научно-практический журнал. 2015. №3
10. Юсман Б.И., Султанов П.С. Месторождение палыгорскитовых глин Туль (УзССР) // ДАН УзССР. 1983. № 11. С. 45-47.

СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОРУНДОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ИСПЫТАВШИХ БЫСТРУЮ ЭКСГУМАЦИЮ

Терехов Е.Н.

Важнейшим структурным событием в районах развития корундовой минерализации, являлся быстрый вывод к поверхности глубинных пород. Тектоническая эрозия более 15 км разреза, привела к выделению флюидов, определивших формирование разнообразных метасоматитов. Наличие минеральных «двориков», линзовидно-ветвистая форма корунд-содержащих тел и их приуроченность к различным типам пород, а также совместное положение корундов с другими самоцветами – всё это указывает на большую роль флюидов обогащенных: Al, Ti, РЗЭ, Zr, Ba, Sr, Cr, V в формировании корундовой минерализации. Формирование корундосодержащих пород происходило на путях миграции этих флюидов и на участках их осаждения. А это: границы силикатных и карбонатных пород, разломные зоны, краевые части жестких блоков, обрамления куполов, нижние части лежащих складок.

The major structural event in areas of development of a corundum mineralization, was the fast exhumation to a surface of deep rocks. The tectonic erosion more than 15 km of a section, led to allocation of the fluids which predetermined formation of various metasomatic rocks. Existence of mineral «court yard», a lens-branchy form the corundum-bearing of bodies and their connect location to various types of rocks, and also - all this indicates a joint site of corundum with other gem stones a huge role of fluids enriched: Al, Ti, REE, Zr, Ba, Sr, Cr, V in formation of a corundum mineralization. Formation the corundum-bearing rocks happened on the ways of migration of these fluids and on sites of their sedimentation. And it: contacts of silicate and carbonate rocks, faults zones, regional parts of rigid blocks, frames of domes, lower parts of recambed folds.

Данная работа основана на исследованиях структурного положения и минерало-геохимических особенностях месторождений и проявлений корунда в различных по возрасту и региональному тектоническому положению комплексах, но объединенных тем что на заключительном этапе эволюции они испытали быструю эксгумацию в обстановке регионального растяжения. Это районы Балтийского щита, Высокой Азии, Полярного Урала, Мадагаскара и о Наксос (Греция).

До сих пор многие исследователи ассоциируют условия образования корунда с высокими параметрами P и T , хотя в литературе уже давно обсуждается необычайно широкий диапазон P - T условий стабильности корунда. Например, известны случаи его образования при лесных пожарах, приуроченных к латеритным почвам или аутигенного корунда в бокситах. В тоже время корунды известны в алмазах и эклогитах [10]. Весьма парадоксальным выглядит и тот факт, что широчайший петрогенетичес-

кий спектр нахождения корундов в природе (т. е. легче сказать в каких породах он не встречается) не коррелируется с менее широким спектром минералов, непосредственно ассоциирующих и включенных в корунде. При этом почти всегда наблюдается отгороженность корунда от многих породообразующих минералов и он как бы отделяется от главных минеральных компонентов вмещающих пород одним или несколькими новообразованными (обычно реакционными) минералами, получивших название «рубашек», «двориков», «реакционных кайм». Чаще всего это плагиоклаз, шпинель, кианит, форстерит, каолин, тальк.

Основные идеи формирования корундовой минерализации в метаморфических комплексах обсуждаемые в докладе были разработаны автором на примере Беломорского подвижного пояса Балтийского щита. До недавнего времени исследования корундовой минерализации в этой структуре уделялось поразительно мало внимания [4, 6]. Но в последние годы, они привлекают к себе внимание из-за того, что минералы корундоносных зон характеризуются экстремально низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ (менее -26) и δD (менее -215) [3], хотя недавно было показано, что подобные характеристики не являются прямым следствием корундоносного метаморфического процесса [2].

Лапландско-Беломорский подвижный пояс Балтийского щита в большинстве современных тектонических схем, благодаря сильному метаморфизму, слагающих его пород, рассматривается в качестве коллизийной структуры, но главные структурно-вещественные преобразования в этой структуре происходили при его эксгумации в виде метаморфического ядра на рубеже 1,80-1,7 млрд лет. Именно в этот период под влиянием декомпрессионных флюидов было образовано гигантское количество пегматитов и ассоциирующих с ними полей метасоматитов, в том числе корундосодержащих [8]. Важнейшими структурными преобразованиями явилось формирование пологих сбросов и сопряженных с ними

лежащих складок. Если сбросы маркируются зонами бластомилонитов, более или менее однородными, то в пределах лежащих складок, которые формировались в резко дифференцированном поле напряжений, отмечается большое разнообразие новообразованных пород. Так во фронтальных частях складок формируются мафические метасоматиты – гранатовые амфиболиты с переменным содержанием высокоглиноземистых минералов, то в тыловых частях гранит-мigmatиты, а на заключительных этапах эволюции – пегматиты, которые в ряде случаев прорывают и корундосодержащие метасоматиты. В других случаях лежащие складки под влиянием процессов диапиризма в их ядерных и тыловых частях преобразуются в купола с вертикальным (Юго-Западный Памир и о. Наксос) или с элементами наклонного перемещения в сбросо-сдвиговых зонах (Восточный Памир, Каракорум, Нанга-Парбат, Полярный Урал). При этом громадное большинство корундовых проявлений приурочено к периферическим частям лежащих складок или возникших в их тыловых частях диапировым поднятиям.

В отношении генезиса корундовой минерализации Кукуртского узла (Восточный Памир), которая рассматривается как эталонная для региона Высокой Азии, характерны следующие аспекты:

1 – корундосодержащие породы образуются практически по всем видам субстрата: гнейсам, амфиболитам, мигматитам, пегматитам Шатпутского выступа и слабо-метаморфизованным пермо-триасовым породам обрамления. В процессе их формирования происходит аномально высокое возрастание содержаний Al, Ti, P3Э, Zr, Ba, Sr, Cr, V, F, B по сравнению с породами субстрата.

2 – между содержаниями глинозема и P3Э наблюдается прямая положительная корреляция, что обусловлено едиными закономерностями поведения этих элементов в процессах минералообразования.

3 – присутствие минералов содержащих Cl, B или F – скаполит, флогопит, био-

тит, мусковит, турмалин, эпидот, ставролит, наблюдаемых в парагенезисе с корундом – свидетельствует о высокой активности этих элементов в процессах петрогенеза.

4 – одинаковые закономерности поведения редких элементов при формировании корундовой минерализации, гранитоидов Шатпутского комплекса и сиенитов дайкового пояса указывают на единый глубинный источник.

5 – близкие петрогеохимические и минералогические особенности корундсодержащих метасоматитов из Музкольского метаморфического комплекса и слабо измененных пермо-триасовых пород свидетельствуют об общих закономерностях проявления процессов метасоматоза.

6 – разнообразие корундовых проявлений («рассеянный» тип, оолитовый, слюдитовый, амфиболитовый, пегматитовый и «трубок взрыва»), является результатом единого процесса, но по-разному выраженному из-за своего структурного положения и состава вмещающих пород.

7 – формирование корундовой минерализации контролировалось тектоническими нарушениями в связи с выводом к поверхности в неоген-четвертичное время метаморфических пород в виде Шатпутского выступа, который относится к структурам типа метаморфических ядер [7].

Определяющим фактором формирования рубинов или сапфиров является наличие или отсутствие хрома во флюидной рудоконтролирующей материнской системе. На примере Юго-Западного и Восточного Памира отчетливо проявлена структурная закономерность появления сапфира и рубина. Одни приурочены к секущим жилам, другие к послойным телам [9]. Известно, что красный цвет рубинов определяется, прежде всего, наличием хрома (до 1 % и более) в его составе. Долгое время хром, так же как и алюминий рассматривались как весьма инертные элементы с ограниченным характером перемещения при метаморфо-метасоматических процессах, хотя уже давно предполагается и высокая его

активность, особенно с такими анионами как фтор и хлор. На примере Восточного Памира и других месторождений, на основании ассоциации корунда с хлор, фтор и боросодержащими минералами (скаполит, турмалин) была предложена модель переноса глинозема и хрома флюидами, содержащими эти элементы [7]. Помимо хромита, концентратом хрома является фуксит. В свою очередь фукситовые сланцы развиваются исключительно вдоль простирания структурных элементов. Известно, что хром образует с галогенами, особенно с хлором подвижные газовые соединения. Секущие тела корундсодержащих пород можно рассматривать как бывшие сквозные трещины со свободным дренажом хромистого хлорина, удаляющего из системы избытки свободного хрома, тогда как в согласных телах подобного удаления не происходит, и хром может войти в структуру новообразованного минерала – корунда. Именно подобным удалением свободного хрома за счет эффективного истечения газов, можно объяснить появление сапфира в лампрофитах и базальтах, имеющих высокие концентрации этого элемента. Таким образом, окраска корунда может быть функцией скорости процесса, чем быстрее происходит декомпрессия (эксгумация) и соответственно быстрее происходит удаление флюидов с хромом, тем больше шансов для появления сапфира и меньше для рубина.

Характерной особенностью для большинства регионов мира, является комплексность месторождений драгоценного камня. Не только в регионе вообще, но даже в конкретных точках корундовой минерализации всегда в той или мере присутствуют и другие драгоценные камни. И это несмотря на то, что по современным взглядам данные минералы относятся к различным геолого-генетическим типам: пегматитам, метасоматитам, гидротермальным жилам, корам выветривания. Поэтому, их постоянная ассоциация наводит на мысль о каких-то общих причинах, контролирующих совместное формирование. Это комплексирова-

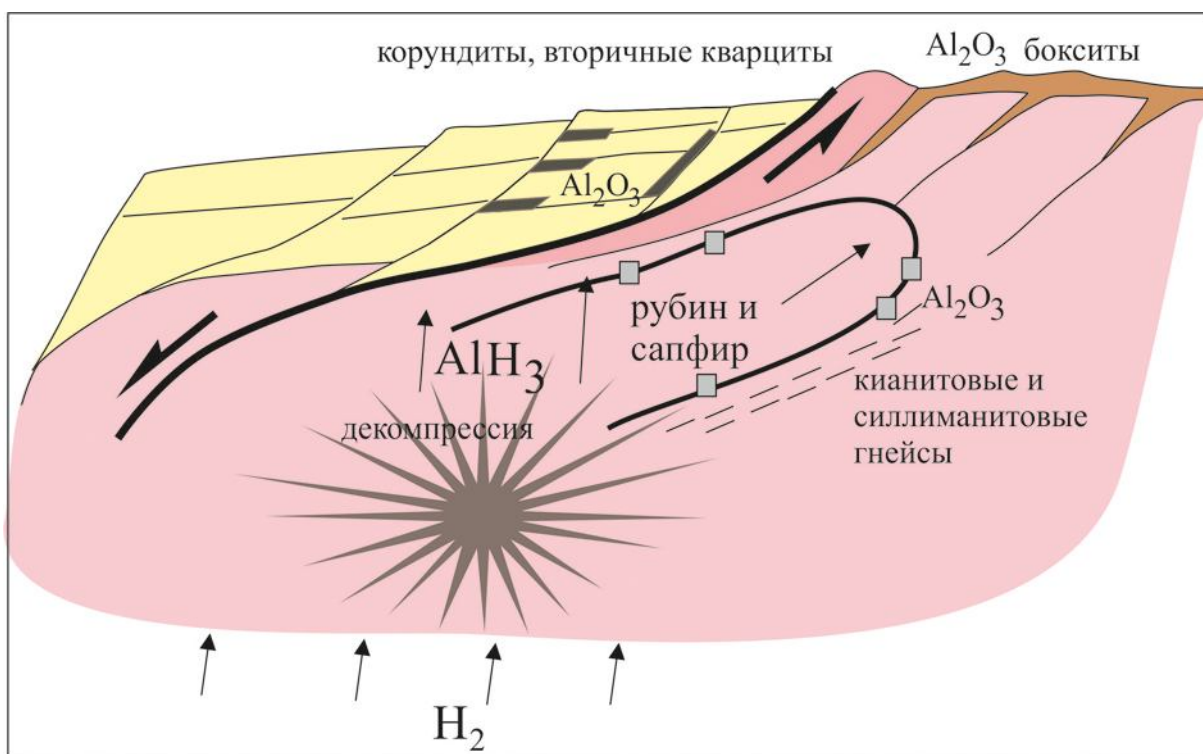


Рисунок. Принципиальная модель формирования высокоглиноземистых минеральных ассоциаций в обстановке регионального растяжения.

ние объяснимо тем, что формирование различных генетических типов (корундоносных формаций) происходило в разных продуктивных системах под воздействием одной материнской системы с привносом Si, Al, щелочей и ряда других элементов. При этом комплексирование корундоносных формаций сопряжено с развитием и других типов камнесамоцветной минерализации, формирующейся в результате воздействия той же материнской системы на другие продуктивные системы, иногда образованные на других, более ранних стадиях (отсюда сопряжения корундовой минерализации, например с бериллиевой). Так, в Бирме, Афганистане, Пакистане, Африке и в других местах, в том числе в бывшем СССР (Памир, Урал, Тува), корундовые формации развиваются с камнесамоцветными формациями гранитных пегматитов (циркон, топаз, аквамарин, берилл, рубеллит, полихромный турмалин), редкометалльных пегматитов (кунцит, турмалин, воробьевит, хрусталь), гипербазитов (хризолит, жадеит)

или гнейсов (рубин, шпинель, сапфир, скаполит, кордиерит, дравит) [1].

На различных примерах показано, что корундовая минерализация, а также такие высокоглиноземистые образования как бокситы часто приурочены к блокам земной коры испытавших быструю эксгумацию [5,9]. Причины этого явления остаются не изученными, вероятно это связано с возникновением высокоглиноземистой среды в виде газовых эманаций или растворов, обусловленных сбросом давления и переходом 6-валентного алюминия в более подвижный 4-х валентный [8].

Среди старателей давно известен факт, что если в каком-то месте встречается благородный корунд приуроченной к одному типу месторождений, то очень часто можно найти проявления или месторождения этого камня среди других видов вмещающих пород или относящихся даже к другому геолого-промышленному типу месторождений. Поэтому, если в каком-то районе был известен, только один тип ко-

рундовой минерализации, то почти, всегда со временем находили и другие. Так, в Бирме корунды впервые были обнаружены в мраморах (рубины), затем на тех же площадях в гнейсо-кварцитах (сапфиры), плагиоклазитах (цветные сапфиры) и в трубках взрыва щелочных базальтов (сапфиры). В Монтане (США) – в плагиоклазитах из гнейсо-кварцитов (цветной сапфир), дайках и туфах (синий сапфир). На Мадагаскаре – в плагиоклазитах (цветной сапфир) и трубках базальтов (синий сапфир), мраморах (рубин), анортозитах (рубин). Особо разнообразны проявления благородного корунда в регионе Высокой Азии, где они встречаются в мраморах, гнейсах, мигматитах, пегматитах, амфиболитах, трубках взрыва и д. Этот факт можно объяснить тем, что формирование различных генетических типов корундовой минерализации происходило в разных продуктивных толщах под воздействием одной материнской системы с привнесением алюминия, щелочей и ряда других элементов. Новые находки корунда в пределах Лапландско-Беломорского пояса, где в зависимости от структурного положения образовывались корунды той или иной формы и размера подтверждают это правило.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 13-05-00298 и 14-05-00149 и программы ОНЗ № 10.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акимов А.П. Генетическая классификация корундовой минерализации // Труды 1-го Всесоюзного совещания. Черноголовка. 1989. С. 3-7.
2. Высоцкий С.В. и др. Геохимия стабильных изотопов кислорода и водорода корундоносных пород и минералов северной Карелии как индикатор необычных условий формирования // Геохимия, 2014. № 9. С. 843-853.
3. Крылов Д.П. Аномальные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в корундсодержащих породах Хитострова (Северная Карелия) // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 4. С. 533-536.
4. Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. Труды ГИН АН СССР. Вып. 303. М., Наука, 1977. 156 с.
5. Серебряков Н.С., Русинов В.Л. Высокотемпературный высокobarный кальций-натриевый метасоматизм и корундообразование в докембрийском Беломорском подвижном поясе (Карелия) // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 4. С. 529-533.
6. Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в Северо-Западном Беломорье // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1992. 6. С. 3-12.
7. Терехов Е.Н., Круглов В.А., Левицкий В.И. Редкоземельные элементы в корундсодержащих метасоматитах и связанных с ними породах восточного Памира. // Геохимия. 1999. № 3. С. 238-250.
8. Терехов Е.Н. Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007. № 4. С. 411- 428.
9. Терехов Е.Н., Акимов А.П. Тектоническое положение и генезис месторождений ювелирного корунда Высокой Азии // Литосфера, 2013. № 5. С 141-159.
10. Simonet C., Fritsch E., Lasnier B. A classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration // Ore Geol. Rev. 2008. V. 34. P. 127-133.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ РУДОНОСНЫЕ ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ УЗБЕКИСТАНА

Туресебеков А.Х., Мирзаев А.У., Шарипов Х.Т., Исоков М.У.

Горючие сланцы Узбекистана относятся к рудносным сланцам. В них сосредоточены значительные концентрации, превышающие кларк в десятки, сотни и десятки тысяч раз. Мо, Re, V, Cd, Se, Au, Ag, редких земель. Для этих элементов установлены минеральные формы нахождения (изоморфное, изоструктурное, сорбционное). Горючие сланцы являются биогенно-абиогенным редкометальным рудным сырьем.

The pyroschists of Uzbekistan are belonging to the ore-bearing schists. There are a huge concentrations, which supreme clark in tens, hundreds and even thousands times, of Mo, Re, V, Cd, Se, Au, Ag and rare-earth elements. The forms of presence (isomorphic, isostructural and sorption) are determined for these elements. The pyroschists are the biogenetical-abigenetical or mineral for the rare metals.

Горючие сланцы являются топливно-энергетическим сырьем. Они приурочены к разрезу нижнеэоценовой сузакской ритмосвиты Центральных и Юго-Восточных Кызылкумов, а также Амударьинском бассейне Южного Узбекистана. Образовались они в застойных условиях морского бассейна в результате разложения органических остатков – фито и зоопланктона. Горючие сланцы обогащены ценными редкими и рассеянными элементами [1, 2]. В настоящее время для определения промышленной значимости горючих сланцев в районе сангрунтау ведутся интенсивные геологоразведочные работы со стороны подразделений Госкомгеологии РУз. По рудоносности, палеогеновые горючие сланцы Республики Узбекистан существенно отличаются от известных зарубежных аналогов по показателю высокой концентрации металлов [2-6, 9].

Прогнозные ресурсы горючих сланцев в Узбекистане оцениваются специалистами в 47 млрд.т. их проявления: Сангрунтау, Актау, Байсун, Джам и др. По данным химического анализа (табл. 1) в горючих сланцах установлены незначитель-

ные колебания состава. В них обнаружены высокие концентрации CaO и MgO, и низкие – K₂O и Na₂O. По химическому составу, горючие сланцы палеогена относятся к водно-органогенно – кремне-алюмосиликатно-карбонатно-сульфатно-фосфатно-окисдно-сульфидной геохимической системе. Главная роль здесь принадлежит органическому веществу, глинистым минералам, которые выступают в качестве донора многих металлов в горючих сланцах (табл. 2).

Органический углерод в горючих сланцах представлен керогеном и битумом. Содержание Сорг. горючих сланцах Сангрунтау и Байсуне колеблется от 7,1 до 24,4 % [7].

Главные минералы в составе горючих сланцев – это глинистые вещества и соединения: гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, хлорит и аллофан, а также кварц, полевые шпаты и карбонаты. Поэтому в горючих сланцах наблюдаются высокие содержания SiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO.

Значительные концентрации кремнезема зависят не только от присутствия

Таблица 1
Химический состав (%) горючих сланцев
Байсун и Сангрунтау

Оксид	Среднее содержание, Байсун	Среднее содержание, Сангрунтау
SiO ₂	39,43	40,36
Al ₂ O ₃	15,36	16,39
K ₂ O	1,40	1,59
CaO	13,32	9,29
Na ₂ O	0,42	0,28
MgO	2,60	2,14
P ₂ O ₅	2,44	1/25
TiO ₂	0,62	0,68
MnO	0,038	0,029
S _{общ}	8,80	8,24
Fe _{общ}	6,50	7,36

Примечание. Данные ICP масс-спектрометра Elan DRS.

терригенного кварца, но и наличия аллофана, стекла, которые образовались за счёт раковин и вулканического пепла. Характерной особенностью минеральной части палеогеновых горючих сланцев является присутствие сульфида – пирита, марказита, а также апатита. Кроме доминирующих минералов, присутствуют карбонаты (кальцит, доломит) – от 4,8 до 6,8 %, в среднем, составляет 5,8 % (см. табл. 2).

Палеогеновые горючие сланцы, с захороненными в них ОБ, глинистыми минералами, карбонатами, сульфидами, являются одним из источников концентрации V, Ni, U, Mo, Re, редкоземельных элементов, Se, Te, Cd, Pt, Pd, Au, Ag и др. Концентрация этих элементов зависит от химического и минералогического состава горючих сланцев и условий, в которых происходило взаимодействие элементов с ОБ, глинистыми и др. минералами в процессе сингенетичного накопления и диагенеза осадков (табл. 3).

В горючих сланцах содержание и кларки концентрации (КК) металлов выше кларковых на несколько порядков (см. табл. 3).

Современные теории генезиса горючих сланцев основаны на представлениях о непосредственном участии организмов бентоса и планктона в образовании илов и накоплении V, U, Mo и др. в процессе формирования битуминозных пород. Существует и иное мнение: что V, U, Mo и др., концентрируются из морской воды илами, глинистым грунтом, органическим веществом в результате адсорбции [9, 10].

Главным стержнем технологии извлечения металлов является его максимальное извлечение. Чтобы добиться этого, необходимо знать формы нахождения извлекаемых металлов, подобрать

Таблица 2
Минеральный состав горючих сланцев

Минерал	Байсун	Минерал	Сангрунтау
Сумма глини	46,6	Сумма глини	47,0
Монтмориллонит	43,7	Монтмориллонит	27,7
Гидролюда	51,9	Гидролюда	27,7
Каолинит	4,4	Хлорит	0,8
Кальцит	2,6	Цеолинит	0,9
Доломит	2,4	Кальцит	4,9
Пирит	2,4	Доломит	1,9
Гипс	0,3	Апатит	1,5
Цеолинит	0,8	Пирит	2,6
Гетит	0,2	Каолинит	4,0

рациональные методы и технологии их извлечения.

Нами установлен ряд элементов, сопутствующих горючим сланцам и имеющих высокие кларки концентраций: S, V, Mo, Re, Se, Te, Pd, Pt, Au, Ag, Cd и др., редкие земли (см. табл. 3), которые в той или иной степени, могут иметь промышленную ценность, при условии, что это экономически выгодно при попутном или раздельном их извлечении. При микронзондировании более 100 аншлифов и брикетов впервые предпринята попытка, в сложной гетерогенной ультратонкодисперсной системе горючих сланцев, опделить формы их нахождения (табл. 4).

А именно:

1. Минеральные формы: P, S, V, Mo, Pb, Zn, W, Sn, Co, Au, Ni, Cr, представленные сульфидами, силикатами, карбонатами, интерметаллидами, самородными фосфатами и сульфат-фосфатными соединениями.

Таблица 3

Среднее содержание (г/л)
и кларки концентрации (КК) металлов
в горючих сланцах Байсун и Сангрунтау

Элемент	Байсун		Сангрунтау	
	Среднее	КК	Среднее	КК
Se	141	2820	165	3300
Mo	1716	1560	2650	2245
Re	1,399	2000	2.00	2850
Ag	2,46	308	5.3	760
Te	0,84	840	0.73	730
Au	2,01	472	0.88	200
Cd	93	3720	20.9	800
Bi	0,8	88	1.45	160
Hg	7,0	82	2.6	32
U	103.6	41	100	40
Pt	0,443	44	0.428	43
Pd	0,690	53	0.588	45
V	5260	58	4697	52
TR	498.6		664	

Примечание. Данные ICP масс-спектрометра Elan DRS.

Таблица 4

Распределение металлов в горючих сланцах по классам минералов

Матрица горючих сланцев	Содержание минерала, %	Элементы
Органическое вещество	7,1-24,4	V, Th, U, La, Ce, Yb, Y, Ni, Mo, Cu, Ti
Глинистые минералы (монтмориллонит, гидрослюда)	43,3-46,6	V, Th, U, La, Ce, Yb, Ni, Mo, Cu, Zn, As
Гидроокислы железа (гетит, гидрогетит)	1,0	V, Th, U, Yb, Y, Ni, Mo, Cu, Zn, Te, Ag, Au, Pt, Pd, As, Sb, Ti
Сульфиды: пирит, марказит, халькопирит, галенит, сфалерит	2,6	Co, Ni, Zn, As, Sb, Cu, Se, Te, Cd, Pt, Pd, Au, Ag
Карбонаты (кальцит, доломит)	5,0	P, Se, Yb, Y, La, Ce, U, Th, V
Фосфаты (апатит и др.)	2,4	Nd, Y, Yb, La, Ce, U, Th, V
Сульфаты (ангидрид, гипс)	2,8	Sr, Y, Yb, La, V, Pm, U
Силикаты (эпал, халцедон)	2,8	V, U, Ce, Yb, As, Ti

Примечание. Среднее содержание минералов приводится по данным рентгенофазового анализа Дрон-2. Недостающие до 100 % представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом. Элементы установлены в матрицах минералов микронзондовыми исследованиями (электронно-зондовый микроанализатор JXA-8800R (Jeol. Япония).

Уровень организации вещества рудоносных горючих сланцев палеогена

Уровень			Вещественно представленная система	Вещественно характеристика неоднородности	Влияние уровня организации вещества на технологические свойства рудоносных горючих сланцев
Организация вещества	Размер	Строение			
Микросистем	10:10	Микроскопический	Минеральный агрегат рудоносных горючих сланцев	1. Терригенные минералы: кварц, полевые шпаты, плагиоклаз 2. Гидрогенные (аутигенные) минералы: монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, гидроксиды железа. 3. Пирит, марказит и др.	Неизвлекаемые минералы: аморфные или коллоидные, наночастицы. Изоморфные, примеси-методом флотации и гравитации. Возможно химическое, бактериальное выщелачивание и др. методы и их комбинации.
Микро-наносистемы	10:10	Микро-ультратонко-дисперсный		Аморфные, гидрогели, коллоидные вещества, наночастицы, изоморфные примеси.	

2. Изоморфные: Co, Ni, Zn, As, Cu, Se, Te, Cd, Au, Ag, входящих в состав сульфидов.

3. Изоморфные и изоструктурные: Sr, Nd, Y, Yb, La, Ce, Pm в карбонатных минералах.

4. Сорбированные: V, Th, U, La, Ce, Yb, Y, Ni, Co, Mo, Cu, Zn, Pb, Te, Ag, Au, Pt, Pd, As, Sb глинистых минералах и органическом веществе.

При изучении и оценке рудоносности сланцев и их технологичности особое внимание уделялось их принадлежности к определенным уровням организации вещества. Установлено, что по составу и строению они относятся к категории гетерогенных систем, с многоуровневой иерархической структурой организации вещества, которые отражены в закономерностях распределения элементов и разнообразии минеральных, аморфных, гидрогелей, коллоидных ве-

ществ, наночастиц и изоморфных примесей (табл. 5).

Горючие сланцы палеогена Узбекистана перспективны не только как углеводородное сырье, но и как новый нетрадиционный тип комплексных биогенно-абиогенных благородно-редкометаллических руд. Их надо рассматривать, как рудные месторождения, наподобие медно-полиметаллического месторождения Люблина (Польша), залегающего в пермских черных сланцах.

Особо следует обратить внимание на присутствие золота, серебра, платиноидов в данном типе месторождений, которые концентрируются в сульфидных минералах, гидроксидах железа (гетите, гидрогетите) до уровня 200-500 г/т (данные микрозондового анализа).

Таким образом, в результате проведенных исследований показано, что ОВ, наряду с основными минералами, явля-

ется концентратом и Au, Se, Mo, Ag, Cd, V, редкоземельных элементов, Re и др. Установлены минеральные формы нахождения выше перечисленных металлов в водно-органоогенно-силикатно-алюмосиликат-карбонатно-сульфатно-сульфидно геохимической системе. Многие из перечисленных металлов адсорбированы глинистыми минералами и органическим веществом. Горючие сланцы перспективны не только, как углевородное сырье, но и как новый нетрадиционный биогено-абиогенный тип редкометального рудного сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мурзаев А.У. Палеогеновые горючие сланцы Центральных Кызылкумов // Вестник НУУз. Ташкент, 2011. № 2/1. С. 77-80.
2. Ermolaev N.P. et al. Mehanizm koncentrirovaniya blagorodnyh metallov I terrichenno uglevodisty otlozhenijah. M.: Nauchnyj mir. 1999. 1244 p.
3. Aizenshtat. Z., Baedeker. M.J., Kaplan. I.R. Distribution and diagenesis of organic compound in JOIDES sediment from Gulf of Mexico and western Atlantic. Geochim. Cosmochim Acta. 1973. 37. 1881. 1898.
4. Gehman H.M. Organic matter in Cinestone. Geochim Cosmochim Acta. 1962. V. 26. P. 885-897.
5. Stepanov B.A., Sinjashina I.V., Sharipov H.T. Mehanizm vskrytija associirovannogo arsenopiritom zolota avtoklavno-kislorodnym sposobom // Doklady AN Ruz (Uzbekistan). 2002. V. 4. P. 69-71.
6. Stepanov B.A. Ezhkov A.B. Sinjashina I.V. et al. Bescianidnai tehnologija izvlechenija zolota iz upornyh rud // Rossijskie dragocennye metally I kamni. 2002. № 10. P. 77-78.
7. Isokov M.U., Turesebekov A.H., Borminskij S.I. et al. Geohimija i mineralogija gorjuchih slancev Uzbekistana. Tashkent GP «NIIMR», 2014. 73 p.
8. Prohorenko G.A. Luzanovskij A.G. Artemova N.Sh. Metallonosnye gorjuchie slancy Respubliki Uzbekistan. Tashkent. Izd. «Fan». 1999. 134 p.
9. Krauskopf K.B. Sedimentary deposits of rare metals // Zcon. Crol. Fifteth Anniv. 1995. Vol. 1. 411 p.
10. Strakov A.V. Osnovnye teorii litogeneza. M.: Izd-vo AN SSSR. 1962. 212 p.

ЦВЕТНЫЕ ТУРМАЛИНЫ ПАМИРА

Файзиев А.Р., Мухабатов К.М.

Приводится описание цветных турмалинов из проявлений Восточного и Юго-Западного Памира.

The description of the colored tourmalines of the deposits of the Eastern and South-Eastern Pamirs.

На Памире помимо традиционно известных благородной шпинели, поделочно-го лазурита, а также клиногумита, топаза, синего и розового сапфира, рубина, встречаются проявления цветных турмалинов, представленные практически всеми цветными разновидностями этого минерала. Прозрачные турмалины ювелирного качества обнаружены на Восточном и Юго-Западном Памире.

На Восточном Памире цветные турмалины найдены в Музкол-Рангкульском антиклинории. Наибольшее количество ювелирного турмалина содержится в проявлениях Мика, Полихромная и Дорожная. Из них наиболее богатым является Мика, найденное и изученное А.М.Скригителем. Проявление представлено пегматитовой жилой, относящаяся к редкометальной формации. Она имеет крутое падение (75°) и залегает среди кварцитов и кварцитопесчаников. По простиранию прослежена на 600 м при мощности от 5 до 25 м. В раздуве, где жила имеет зональное строение, выделяются следующие зоны: 1) плагиоклаз – микроклиновая с шерлом, 2) зона графического пегматита, 3) блокового кварца, 4) кварц-клевеландит-лепидолитовый комплекс с миароловыми полостями, содержащими цветной турмалин и топаз. Миароловые полости, которые распространены во всех зонах, кроме первой, содержат самые разнообразные по цвету кристаллы турмалина. В главной полости раздува встречаются крупные кристаллы мориона,

большое количество кристаллов желтого и голубого топаза, полихромного турмалина, рубеллита, отдельные кристаллы зеленого апатита и розового воробьевита. Довольно часто кристаллы мориона и топаза прорастаются кристаллами полихромного турмалина и рубеллита. В зоне графического пегматита и по его границе с зоной клеветандитового пояса с шерлом встречаются пустоты щелевидной формы, на стенках которых растут агрегаты мориона и гребенчатого альбита с полихромным турмалином, рубеллитом, гамбергитом и ростеритом.

В жиле Мика кристаллы ювелирного турмалина образуют две разновидности: полихромную и розовую. Полихромные турмалины наиболее ранние и достигают размера 11×4 см. Форма кристаллов длиннопризматическая. Большей частью развиты грани тригональной и гексагональной призм и моноэдра. Сечение кристаллов имеет форму сферического треугольника. Грани пирамид в кристаллах развиты слабо. Хорошо образованные кристаллы полихромного турмалина встречаются довольно редко. Окраска кристаллов самая разнообразная: зеленая разных оттенков, синяя, розовая, винно-желтая, фиолетовая. На рис. 1 показан зеленый кристалл турмалина, размером около 5 см в поперечнике [3]. Для всех кристаллов характерна зональность окраски, как в продольном, так и поперечном сечении. Например, смена цветов от основания к головкам отдельных кристаллов происходит в такой последовательности:



Рис. 1. Зеленый кристалл турмалина.



Рис. 2. Коричневый кристалл турмалина.

черный-коричневый-жёлтый-зеленый-розовый или зеленый-темнокоричневый-светлокоричневый-зеленый-голубой-розовый-синий. Разноокрашенные зоны обычно неодинаковы по размерам. На месторождении Мика А.М.Скригитиль [4] приводит описание так называемых «королевских турмалинов», поражающих красотой своих форм и цветов. На головках этих кристаллов развиты грани пирамид, при отсутствии моноэдра. В отличие от других разновидностей, в которых окраска меняется ближе к головкам кристаллов, в них смена цветов идет по всей длине кристалла. В этих кристаллах окраска коричневого цвета сменяется светло-коричневой, которая переходит в желтую, зеленую, а затем на головке кристалла розовая окраска переходит в красную. И наконец, на месторождении Мика найдены зеленые и розовые кристаллы турмалина, обладающие эффектом «кошачьего глаза», из-за тонких каналов вдоль главной оптической оси.

Рубеллиты являются более поздними образованиями и более прозрачными. Они обладают, в отличие от кристаллов полихромного турмалина, более совершенными формами. Размер кристаллов рубеллита варьирует от 0,2 до 1,5 см в диаметре и 5-6 см в длину. В жиле был найден кристалл 10 см длины и 4 см в поперечнике. Кристал-

лы имеют четко выраженный длиннопризматический габитус и характеризуются богатством граней. Цвет кристаллов рубеллита преимущественно розовый разных оттенков, реже розово-красный до красного.

На Юго-Западном Памире кристаллы цветного турмалина встречаются в мелких одиночных жилах миароловых пегматитов, необычайно богатых редкими минералами. Наиболее известным объектом ювелирного турмалина в регионе является месторождение Вездара, которое находится на северо-восточном склоне Ишкашимского хребта в верховьях Вездаринской реки (левый приток Шахдары). Наиболее крупная пегматитовая жила с цветным турмалином здесь имеет вертикальное залегание и локализуется в гранат-биотитовых гнейсах докембрийской кристаллической толщи. Жила прослеживается на расстоянии 80-85 м при мощности 2-6 м. Внутреннее строение жилы неяснозональное. Преобладают неравнозернистые гранитные и графические структуры с резкими переходами от микрографики к апографике. В целом от краевых частей жилы к внутренней зернистость минералов увеличивается, и в осевой части появляются участки мелкоблочного строения. Состав жилы в этом направлении меняется от кварц-ортоклаз-плагиоклазового до кварц-ортоклазового и орток-



Рис. 2. К кристалл дравита.

лазового. Типоморфные минералы при-
зальбандовых зон – лейстовый биотит,
шерл, образующий псевдографические сра-
стания с кварцем и гранатом, а внутренних
– тсилаизит, эльбиит, лепидолит. Акцессор-
ные минералы разнообразны: берилл, пол-
луцит, касситерит, стибиколумбит, пиро-
хлор, иксиолит, гюбнерит, колумбит, флю-
орит, топаз, гамбергит, еремеевит и др.
Большая часть акцессорных минералов раз-
вита только в миаролах округлой и линзо-
видной формы, размер которых достигает 1
м в поперечнике.

Ювелирный турмалин встречается
исключительно в миаролах в виде хорошо
образованных кристаллов короткопризма-
тического габитуса. Размер кристаллов ко-
леблется от 0,5×1,0 до 3,5×7,0 см. Цвет про-
зрачных разновидностей турмалина зеле-
ный различных оттенков, желто-зеленый,
винно-желтый с переходом в розовый. По
составу цветной турмалин описываемой
жилы относится к тсилаизиту с содержи-
мем марганца до 9,3 %.

В миароловых пегматитах Юго-За-
падного Памира, залегающих в магнезиаль-
ных мраморах, обнаружены также очень
красивые прозрачные и полупрозрачные
медово-желтые дравиты. Пегматиты с дра-
витом обнаружены на месторождении бла-
городной шпинели Кухилал, недалеко от к.

Сумджин, в долине р. Гондарв (в ее левых
притоках Сари-Сангоб и Чапдара) и в до-
лине р. Горондара.

Дравит в указанных пегматитах обра-
зует две морфогенетические разновиднос-
ти: 1) конусовидные и длиннопризматичес-
кие кристаллы длиной до 20 см, при попе-
речном сечении 3-4 см; 2) короткопризма-
тические изометрические кристаллы разме-
ром от 0,5×0,5 до 3,0×3,0 см [1]. Кроме ме-
дово-желтого цвета в указанных миароло-
вых пегматитах кристаллы турмалина бы-
вают окрашены в коричневый (рис. 2), жел-
то-белый, светло-зеленый, бутыльно-зе-
леный и светло-синий цвет. Дравиты бы-
вают и полихромными (рис. 3.).

И наконец, крупные коричневые, ме-
дово-желтые и зеленые дравиты, совмест-
но с разноокрашенными кристаллами ко-
рунда, встречаются в телах десилицирован-
ных пегматитов среди глубокометаморфи-
зованных докембрийских кристаллических
толщ Юго-Западного Памира [2]. Это пег-
матитовое поле в верховьях р.Дараи Стаж,
отдельные жилы и группы жил в долинах
рек Сумджин, Авдж и Абхарв. Размер кри-
сталлов турмалина в них достигает 10-12
см, а форма индивидов изометричная.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Россовский Л.Н.* Пегматиты в маг-
незиальных мраморах из района месторож-
дения Кухилал на Юго-Западном Памире.
Тр. Минералогического музея им. А.Е. Фер-
смана, 1963. Вып. 14. С. 166-181.
2. *Россовский Л.Н., Коноваленко С.И.,
Бозин Ю.П.* Десилицированные пегматиты
с дравитом и корундом (Юго-Западный Па-
мир). Изв. АН СССР, серия геологич., 1978.
№ 11. С. 40-53.
3. *Самсонов Я.П., Туринге А.П.* Само-
цветы СССР. М.: Недра, 1984. 335 с.
4. *Скригитиль А.М.* Цветные турма-
лины месторождения «Мики» // Минера-
логия Таджикистана. Душанбе: Дониш.
Вып. 8. С. 47-52.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУМРУДОВ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Фахардо Бехарано Э., Николаев А.Г.

В данной работе представлены результаты исследования кристаллохимических особенностей изумрудов с месторождений Музо (Колумбия) и Изумрудные копи (Россия). Были выявлены различия в кристаллохимии изумрудов из данных месторождений и показаны особенности их формирования в различных геологических обстановках. Дополнительно были исследованы колориметрические особенности и включения в изумрудах для идентификации сырья и ограненного материала для данных месторождений.

This work presents the results of the study of the chemical characteristics of the emeralds of «Muzo» (Colombia) and Emerald mine (Russia). Differences in the chemistry of these emerald fields and the characteristics of their training in various geological environments were identified. In addition, the colorimetric characteristics have been investigated and the inclusion in emeralds for the identification of raw materials and cutting material for these deposits.

Изумруд является редкой хромсодержащей разновидностью берилла и встречается в различных промышленно-генетических типах месторождений. Целью данной работы являлось исследование методом оптической адсорбционной спектроскопии образцов изумрудов, изучение кристаллохимических особенностей и природы окраски с различных месторождений. Материал был взят с месторождения Музо (Колумбия) и Изумрудные копи (Урал, Россия).

Основной метод исследования в данной работе – оптическая абсорбционная спектроскопия. Оптические спектры поглощения записывались на специализированном спектрофотометре SHIMADZU UV-3600 в диапазоне длин волн 185-3300 нм. Дополнительно оптические спектры записывались на стандартизированном спектрофотометре МСФУ-К. Регистрация оптических спектров поглощения производилась в интервале длин волн 400-800 нм, с шагом 1 нм. Для объективного измерения и описания окраски изумрудов была использована методика расчета координат

цветности по международной колориметрической системе XYZ. Все колориметрические результаты по интерпретации оптических спектров поглощения минералов были вынесены на стандартный цветовой треугольник международной комиссии по освещению (МКО - 1931). Колориметрические параметры исследуемых минералов (x , y , z – коэффициенты цветности; λ – длина волны, p – плотность, L – яркость основного цветового тона) рассчитывались с использованием специализированной программы «Спектр». Оптические спектры поглощения записывались с обломков кристаллов и с плоскопараллельных препаратов; цвет изумрудов – зеленый, различной интенсивности. Все экспериментальные исследования проводились при комнатной температуре.

Месторождения изумрудов Колумбии относятся к гидротермальному типу, а месторождения Среднего Урала к пневматолито-гидротермальному типу эндогенных месторождений [3].

Берилл представляет собой кольцевой силикат бериллия и алюминия

$\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, структура берилла состоит из колец $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$, соединенных через атомы Be и Al. Кольца образуют вытянутые вдоль оси шестого порядка колонки, связанные бериллиево-кислородными тетраэдрами и алюмокислородными октаэдрами [4].

Характерной особенностью структуры минерала является наличие достаточно ёмких полостей – каналов, которые объясняют возможность широкого проявления гетеровалентного изоморфизма с вхождением ионов – компенсаторов. Каналы достаточно большие, могут вмещать молекулы воды, крупные щелочные и щелочно-земельные катионы. Для структуры берилла характерно частичное замещение атомов Be^{2+} на Li^+ , Mg^{2+} . Изоморфизму подвержены и ионы Al^{3+} в октаэдрических позициях структуры, которые могут быть замещены трёх- и двухвалентными катионами: $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, Cr^{3+} , Mg^{2+} , Ni^{2+} , Fe^{2+} , Si^{4+} . В качестве ионов – компенсаторов в каналы структуры при этом входят крупные катионы щелочных металлов (Na^+ , Cs^+), а также группы $(\text{OH})^-$, молекулы H_2O , ионы F^- и др. [2].

Общей особенностью оптических спектров поглощения изумрудов является наличие двух широких интенсивных полос поглощения в видимой области. Конфигурация спектров поглощения и значение энергии полос поглощения позволяет приписать наблюдаемые полосы электронным переходам в ионах Cr^{3+} , которые изоморфно замещают ионы Al^{3+} в октаэдрических позициях структуры берилла. Полосы поглощения 426 нм и 610 нм в спектрах изумрудов обусловлены разрешенными по спину переходами с основного состояния $^4\text{A}_{2g}$ на более высокие энергетические уровни $^4\text{T}_{1g}$ и $^4\text{T}_{2g}$ соответственно [5,6]. Дополнительно при длинах волн 670 нм и 689 нм наблюдаются слабые узкие полосы поглощения R-переходов в ионах $\text{Cr}^{3+}_{\text{VI}}$ [5]. Для уральских изумрудов на длине волны 370 нм в УФ области наблюдается общий подъем оптического спектра поглощения, а для колумбийских изумрудов это значение в районе 300 нм.

В ближней инфракрасной области спектра уральских изумрудов фиксируется широкая и интенсивная полоса поглощения с максимумом в районе 810 нм, обусловленная разрешенным по спину электронным переходом $^5\text{T}_2 \rightarrow ^5\text{E}$ в ионах двухвалентного железа, изоморфно замещающих алюминий в октаэдрических позициях структуры. Дополнительно в районе 2070 нм наблюдается небольшая по интенсивности полоса поглощения, связанная разрешенным по спину электронным переходом $^5\text{E} \rightarrow ^5\text{T}_2$ в ионах двухвалентного железа, изоморфно замещающих бериллий в тетраэдрических позициях [2]. Данные полосы поглощения не фиксируются в оптических спектрах поглощения в колумбийских изумрудах.

Узкие полосы поглощения на длине волны 1152, 1410, 1898 нм и широкая полоса в районе 2400-3000 нм связаны с колебаниями молекул воды в каналах структуры берилла [2]. По конфигурации узкой полосы поглощения в районе 1898 нм можно говорить, что во всех изумрудах присутствует преимущественно молекулярная вода II типа, что является критерием в диагностике синтетических и природных изумрудов [7, 8].

По результатам интерпретации оптических спектров поглощения изумрудов был проведен расчет координат цветности по международной колориметрической системе МКО-1931. Для уральских изумрудов доминирующая длина волны основного цветового тона составила $\lambda = 535\text{-}547$ нм, а величина насыщенности основного цветового тона изменялась в пределах 15,13-23,03 %, а для колумбийских изумрудов длина волны основного цветового тона составила $\lambda = 512\text{-}527$ нм и цветовой тон изменялся в пределах 42,13-55,03 %.

При высоком увеличении в изумрудах уральских месторождений были обнаружены и описаны следующие минералы – актинолит, слюда, а также газово-жидкие включения свойственные для данной провинции. В образцах с месторождения Музо

были выявлены трехфазные включения с пилообразными краями и кристаллами кубиков галита, что является типичным включением в изумрудах из данного района.

В ходе проведенных исследований были проанализированы оптические спектры поглощения изумрудов с месторождений Музо и Уральских изумрудных копей и исследована природа их окраски. Природа окраски колумбийских изумрудов связана исключительно с трехвалентным хромом, который изоморфно замещает алюминий в структуре берилла. На окраску уральских изумрудов влияют также ионы трехвалентного хрома, но их содержание в образцах меньше, чем в колумбийских, что хорошо видно в расчетах цветовых координат по МКО-1931. Дополнительно на основной тон влияет двухвалентное железо, которое входит в октаэдрические позиции алюминия и тем самым создает дополнительное желтые оттенки в окраске уральских изумрудов. Было выявлено, что двухвалентное железо изоморфно замещает бериллий в структуре уральских образцов. Результаты исследования линии колебания воды на длине 1898 нм и включений в изумрудах можно использовать для практических геммологического целей для идентификации природных и синтетических ограненных камней и выявлять месторождение, откуда было добыто природное сырье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахтин А.И. Породообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия закономерности окраски, типоморфизм. Казань: Изд. Казанского ун-та, 1985. 192 с.
2. Егоров-Тисменко Ю.К. Кристаллография и кристаллохимия. М: Изд-во «Книжный дом Университет», 2005. 592 с.
3. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Изд-во Недра, 1982. 273 с.
4. Корнилов Н.И., Солодова Ю.П. Ювелирные камни. М.: Недра, 1987. 239 с.
5. Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С. Природа окраски самоцветов. М.: Изд-во Недра, 1984. 196 с.
6. Свиридов Д.Т., Свиридова Р.К., Смирнов Ю.Ф. Оптические спектры ионов переходных металлов в кристаллах. М.: Изд-во Наука, 1976. 266 с.
7. Nassau K. Synthetic emerald: The confusing history and the current technologies // Journal of Crystal Growth. 1976. V. 35. №. 2. P. 211-222.
8. Wood D.L., Nassau K. The characterization of beryl and emerald by visible and infrared absorption spectroscopy // American Mineralogist. 1968. V. 53. №. 5-6. P. 777-800.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРАЛ-САРЬДАГ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Федоров А.М., Макрыгина В.А., Непомнящих А.И., Жабоедов А.П.,
Паршин А.В., Сокольников Ю.В.

На основе полученных данных по геологии, петрографии и геохимическим особенностям кварцитов Восточного Саяна предлагается к обсуждению модель образования высокочистых их разновидностей в результате динамотермальной переработки исходных пород под действием оползающих пластин офиолитового покрова и их автолизии в направлении от зоны детачмента в ниже и выше лежащие пачки.

Using the data on geology, petrography and geochemistry of the Eastern Sayan quartzites we propose the model for the origin of their high-purity varieties produced as a result of dynamothermal reworking of primary rocks under the effect of sliding ophiolite slabs and their autolysis towards the detachment zone into underlying and overlaying layers.

В настоящее время существует несколько гипотез образования довольно детально изученных и подробно описанных в литературе сверхчистых кварцитов Восточного Саяна [2, 7, 9], но споры в научных кругах до сих пор не утихают [3]. В этой работе авторы предлагают к обсуждению усовершенствованную, вследствие получения новых данных, модель образования «суперкварцитов».

Изучаемый район расположен в 200 км к западу от южной оконечности оз. Байкал в складчатом обрамлении Сибирской платформы. Месторождение Бурал-Сарьдаг находится в западной части Гарганского поднятия. Выход его фундамента расположен в восточном секторе Тувино-Монгольского микроконтинента, примыкающего к Сибирскому кратону вдоль Главного Саянского разлома. Основание Гарганского поднятия сложено гнейсами, плагиомигмитами, гнейсо-тоналитами и амфиболитами с возрастом по U-Pb методу 2,7 Ма. Фундамент поднятия перекрыт осадочно-вулканогенным чехлом. Его нижняя, продуктив-

ная на высокочистые кварциты пачка, сложена неопротерозойскими сланцево-карбонат-кварцитовыми образованиями иркутской свиты, широко развитой в северном и северо-западном обрамлении ядра глыбы.

Месторождение кварцитов Бурал-Сарьдаг располагается в юго-восточной части Восточного Саяна в пределах водораздельного хребта р. Хойто-Гарган – правого притока р. Оки и р. Топхор-Жалга – левого притока р. Урик. Площадь месторождения представляет собой субмеридиональный горный массив Бурал-Сарьдаг. В пределах этого массива известно несколько изолированных выходов на поверхность белых кварцитов, в совокупности составляющих Бурал-Сарьдагское месторождение.

Тела кварцитов на месторождении Бурал-Сарьдаг имеют пластовую, вытянутую в плане форму. Локализуются они, в привершинных частях хребта и обрамляющих его поднятий в виде пологозалегающих пачек продуктивных тел разнотекстурных порфировидных «суперкварцитов», постепенно сменяющихся вниз по разрезу освет-

ленных мелкозернистых кварцитов и темно-серых микрокварцитов. Пласты кварцитов имеют падение под углами 7-10° в направлении на запад – северо-запад.

Используя историю эволюции этой части Тувино-Монгольского массива и петрографические и геохимические особенности метаморфогенно-осадочной кремнисто-карбонатной толщи, обсуждаемые в этой работе, мы делаем вывод о сложном и многоэтапном процессе ее преобразования до получения уникальных «суперкварцитов».

Осадочная толща кремнистых пород чехла Гарганской глыбы начала формироваться в период среднего-верхнего рифея после незначительной трансгрессии моря, завершившей длительный этап седиментации существенно карбонатной толщи. Кремнистая толща отлагалась в условиях переходной зоны от протяженного шельфа к океаническому склону в результате процесса апвеллинга глубоководных вод, обогащенных кремнием и его биогенного осаждения, на что указывают изотопные метки кислорода ($d^{18}O$ – 18,7-29,8 ‰). Кроме изотопных данных, это подтверждают весьма низкие содержания элементов-примесей в исходных породах (менее 0,1 %) при этом более половины из них приходится на Са и Mg, т. е. карбонатную составляющую породы [9]. В течение всего периода формирования осадочной толщи море испытало многочисленные циклы трансгрессий и регрессий небольшой амплитуды, что отражается в ритмичном переслаивании кремнистых пачек с прослоями карбонатов.

Такой тектонический режим сохранялся в течение довольно длительного периода времени, достаточного для формирования около 600 метров (в районе оз. Урунгэ-Нур) кремнисто-карбонатной толщи (исходные кварциты). Завершился этот этап развития иркутской свиты стабильной трансгрессией моря, которая привела к формированию мощной толщи известняков (более 100 метров). Заканчивается рифейский осадочный цикл широко амплитудной регрессией моря, выводящей отложения

иркутской свиты в зону мелководного шельфа с перекрытием ее сланцами уртагольской (ильчирской) свиты.

Затем к западу – северо-западу в современных координатах от Гарганского блока, растущая Дунжугурская островная дуга начала движение в сторону окраины континента [5] сопровождающееся обдукцией океанической коры на окраину континента. В процессе обдукции пород океанической коры отложения преддугового бассейна были также надвинуты на континент и впоследствии классифицировались как чехол глыбы [4]. Завершился этот этап развития района причленением Дунжугурской островной дуги к окраине континента, что в свою очередь привело к изменению зоны субдукции. Ее направление под Гарганский блок привело к выплавлению надсубдукционных гранитоидов сумсунурского комплекса [4, 5]. Интрузии сумсунурского комплекса прорывали фундамент Гарганской глыбы, перекрывающие ее кремнисто-карбонатный чехол и офиолитовый покров и интенсивно загрязняли в приконтактной зоне химически относительно чистую пачку кварцитов чехла Гарганской глыбы (таблица). Гранитизация пород глыбы и выплавление гранитоидов сумсунурского комплекса усиливают изостатическое всплывание Гарганской глыбы. Это вызвало гравитационное оползание тектонического покрова по кремнисто-карбонатному чехлу, «сдирающего» верхнюю сланцевую и карбонатную часть и воздействующего на кремнистую пачку.

В процессе оползания офиолитового покрова по чехлу глыбы в подошве оползающей пластины создается значительный градиент Р-Т условий. Определенный непосредственно для «суперкварцитов» месторождения Бурал-Сарьдаг они составляют 400-410 °С и 2,5 кбар [6], что приводит к мобилизации собственной флюидной и примесной составляющей исходных кремнистых пород и к их миграции в область ниже и вышележащих пластов, не подвергшихся стресс-метаморфизму. Подобные ус-

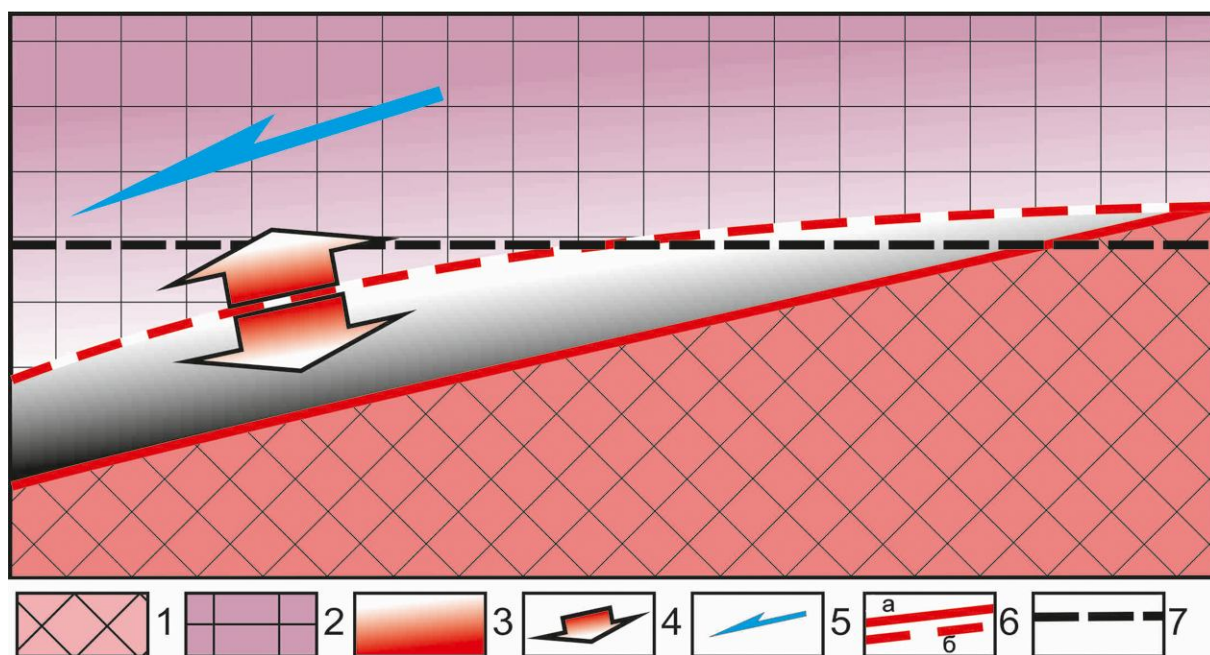


Рисунок. Схема гравитационного оползания офиолитового покрова по чехлу Гарганской глыбы и его динамотермальное влияние на отложения чехла глыбы.

1 – фундамент Гарганской глыбы; 2 – офиолиты; 3 – чехол Гарганской глыбы; 4 – направление и градиент Р-Т условий воздействия покрова на породы чехла; 5 – направление оползания покрова; 6 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – линия эрозионного среза.

ловия отмечаются в различных геодинамических обстановках, в том числе и в подошве офиолитовых покровов, и в литературе определяются как структуры инвертированной метаморфической зональности как в зонах надвига, так и зонах субдукции.

При максимальном однонаправленном дискретно-динамическом воздействии движения аллохтона в верхней части разреза кварцитов (рисунок), вероятно, и происходила автолизия исходного кварцевого субстрата и его перекристаллизация с увеличением размеров и приобретением специфической субпараллельной ориентировки зёрен кварца, отражающей направление движения покрова по механизмам, описанным в работах [1, 8, 10]. В процессе перекристаллизации происходила отгонка минеральных и других примесей в межзерновое пространство с последующим их выносом в участки с пониженными Р-Т условиями. Четкое выделение зоны детачмента осложняется тем, что она уничтожена в процессе выветривания пород. В настоящее

время наблюдению доступны только небольшие по мощности выходы «суперкварцитов» и мелкозернистых кварцитов и несколько маломощных тектонических зон более низкого порядка в серых и темно-серых кварцитах.

Участки кремнистой толщи, находящиеся на удаленных от тектонического контакта горизонтах с пониженными Р-Т условиями, подверглись меньшему воздействию, вследствие чего они не только испытали слабую перекристаллизацию, но и могли стать областью разгрузки для элементов-примесей из вышележащих толщ. Снижение степени преобразования кварцитов при удалении от плоскости тектонического контакта с некоторым увеличением содержания только тех элементов, которые характерны для самих кварцитов, подтверждает воздействие флюидной составляющей самих пород и отсутствие притока эндогенных флюидов. Осветление же кварцитов в этой области произошло за счет выноса полностью или частично лишь углис-

Содержание элементов-примесей в кварцитах Восточного Саяна

Порода	Кварцит исходный	Черный пластовый кварцит	Светло-серый кварцит	«Супер кварцит»	Кварцит исходный приконтактовый	Темно-серый приконтактовый кварцит
Участок	Урунгэ-Нур	Бурал-Сарьдаг	Бурал-Сарьдаг	Бурал-Сарьдаг	Урунгэ-Нур	Бурал-Сарьдаг
Метод	ИСП МС	АЭСА	АЭСА	ИСП МС	ИСП МС	ИСП МС
Кол-во проб	4	10	42	8	5	3
Al	41	72	104	33	649	5779
Ti	1,2	15	15,4	4,1	20	342
Fe	24,6	108	92,2	9,2	46	596
Mn	1,6	0,6	1,1	0,1	2	2,4
Mg	226	44,3	56,4	1,7	722	239
Ca	455	8,5	14,8	2,5	1374	144
Na	5	12,6	9,7	5,0	11	227
K	11	163	81,4	6,1	243	2033
P	1	4,4	3,9	0,7	4	76,3
B	0,2	1,8	2,3	0,2	1	20,7
Сумма	765,36	428	379	62	3071	9439

Примечание: Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

того вещества. Только вблизи контакта с гранитами в кварцитах сохраняются повышенные содержания гранитофильных элементов, несвойственных исходным породам.

Кроме того, даже при последующей перекристаллизации и очищении от примесей, в спектрах РЗЭ практически всех кварцитов сохраняется Eu минимум, а общее содержание легких лантаноидов повышено [9]. Такое поведение редкоземельных и других элементов говорит о том, что в истории преобразования кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг можно выделить этап их заражения примесями, связанный с внедрением поздних фаз сумсунурского интрузивного комплекса, и второй этап, обусловленный оползанием вышележащих толщ, когда происходила очистка и перекристаллизация кварцитов.

Быстрая эксгумация пород автохтона в результате всплывания Гарганской глыбы законсервировала кварциты месторождения Бурал-Сарьдаг от метаморфических преобразований. Лишь в фанерозойские этапы эволюции региона толща прорыва-

лась маломощными дайками основного состава и, вероятно, испытывала слабое гидротермальное воздействие по ослабленным зонам.

Описанный механизм очистки кварцитов Восточного Саяна подтверждается, кроме представленных в этой работе доказательств, еще и тем, что очистка и грануляция кварцев в результате сходных геодинамических обстановок не являются уникальными [7].

Предложенная модель формирования «суперкварцитов» и других типов кварцевых динамометаморфитов западного склона Гарганской глыбы имеет упрощенный вид без учета вариаций развития событий и имеет цель показать собственно механизм и основные условия перекристаллизации кварцитов с образованием «суперкварцитов» и оформиться как основание для дальнейших более широких и детальных исследований в этом регионе.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 15-05-02772а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. Реакции и развитие микроструктуры. Пер. англ., М.: Недра, 1980. 227 с. Пер. изд., Великобритания, 1976.
2. Воробьев Е.И., Спиридонов А.М., Непомнящих А.И. и др. Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) // Докл. АН. 2003. Т. 390. № 2. С. 219-223.
3. Кабанова Л.Я., Анфилогов В.Н., Непомнящих А.И. и др. Петрография сверхчистых кварцитов участка Бурал-сарьдак, Восточный Саян // Литосфера.- 2014.- № 1.- с. 81-94.
4. Кузьмичев А.Б. Раннебайкальские тектонические события в Тувино-Монгольском массиве: коллизия островной дуги и микроконтинента // Геотектоника. 2001. № 3. С. 44-59.
5. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000. 2004. 192 с.
6. Крылова Г.И., Крейсберг В.А., Митрофанов А.А. и др. Газонасыщенность кварцевого сырья и валовые содержания в нем воды. // Материалы XI Международной конференции по термобарогеохимии. Александров. 2004. С. 320-354.
7. Макрыгина В.А., Федоров А.М. Преобразование кварцитов как следствие поздних тектонических событий в развитии Чуйской и Гарганской глыб // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1861-1870.
8. Попов В.А. О кристаллизации и перекристаллизации в кварцевых телах. // Материалы Всероссийского совещания «Современные проблемы изучения и использования минерально-сырьевой базы кварцевого сырья-2011». Миасс-Екатеринбург: УрОРАН. 2011. С. 142-145.
9. Федоров А.М., Макрыгина В.А., Бурдак А.Е. и др. Новые данные о геохимии и механизме формирования кварцитов месторождения Бурал-Сарьдак (Восточный Саян) // Докл. АН. 2012. Т. 442. № 2. С. 244-249.
10. Tripathy N.R., Srivastava H.B., Mamtani M.A. Evaluation of a regional strain gradient in mylonitic quartzites from the footwall of the Main Central Thrust Zone (Garhwal Himalaya, India): Inferences from finite strain and AMS analyses. Journal of Asian Earth Sciences 34, 2009. P. 26-37.

ЭВАПОРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕРМСКОГО ПРИКАМЬЯ И ИХ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Чайковский И.И., Калинина Т.А., Коротченкова О.В. Чиркова Е.П.

С нижнепермскими эвапоритами Пермского Прикамья связаны месторождения строительного гипса, каменной, калийно-магниевой соли, проявления флюорита и боратов. Промышленные скопления солей формировались на осадочной и активно преобразовывались на катагенетической стадиях. Месторождения гипса и потенциально перспективные скопления флюорита (и боратов) образовались на гипергенной стадии.

Довольно скудный набор осадочных минералов (карбонаты, сульфаты, галоиды) в процессе эпигенеза и гипергенеза дополняется огромным числом второстепенных и акцессорных сульфидов, оксидов, силикатов и самородных фаз.

Gypsum and salt (sodium, potassium and magnesium-and-potassium chlorites) deposits are connected with Lower Permian evaporates on the Perm Region. Movable salt deposits were formed on sedimentary stage and after reworked on catagenesis one. Gypsum deposits and potentially perspective fluorite (and borates) congregations were formed at a hypergenesis stage. Poor set of sedimentary minerals (carbonates, sulfates, haloids) during epigenesis and hypergenesis stages is complemented with secondary and accessory sulfides, oxides, silicates and native phases.

Шумковское месторождение каменной соли, Верхнекамское калийно-магниевых солей, а также многочисленные месторождения строительного гипса локализованы на восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы и связаны, главным образом, с регрессивной стадией развития раннепермского эвапоритового бассейна. Состав отложений варьировался во времени и определялся минерализацией рапы. Так в филипповско-иренское время минерализация вод бассейна составляла около 75-275 г/кг, березниковское – 275-400 г/кг, а соликамское – 325-75 г/кг (рисунок).

Анализ разрезов позволяет говорить, что в филипповско-иренское время произошло формирование пяти циклитов с преобладанием в них сульфатной части. Формирование эвапоритов, за исключением территории чуть более глубокой Соликамской впадины, происходило в мелковод-

ных хорошо прогреваемых условиях. В пределах каждого цикла происходило накопление пелитоморфных или оолитовых известковистых доломитов, сменяющихся шевронным, а затем пелитоморфным гипсом.

В березниковское время эвапоритовый бассейн сохранился лишь в пределах Соликамской впадины, где сформировались 15 хлоридных циклитов, причем на долю первого из них приходится около 70% объема всей соляной залежи. Высокая скорость накопления солей и изменчивость их минерального состава и структуры в зависимости от времени года позволяет использовать традиционное понятие годового слоя (ритма). В начале хлоридного галогенеза годовой ритм состоял из галопелитового материала (первые мм), сменяемого перистой (до 5 см) и зернистой (до 2 см) каменной солью. В средней части толщи к нему добавлялся прослой сильвинита (до 7

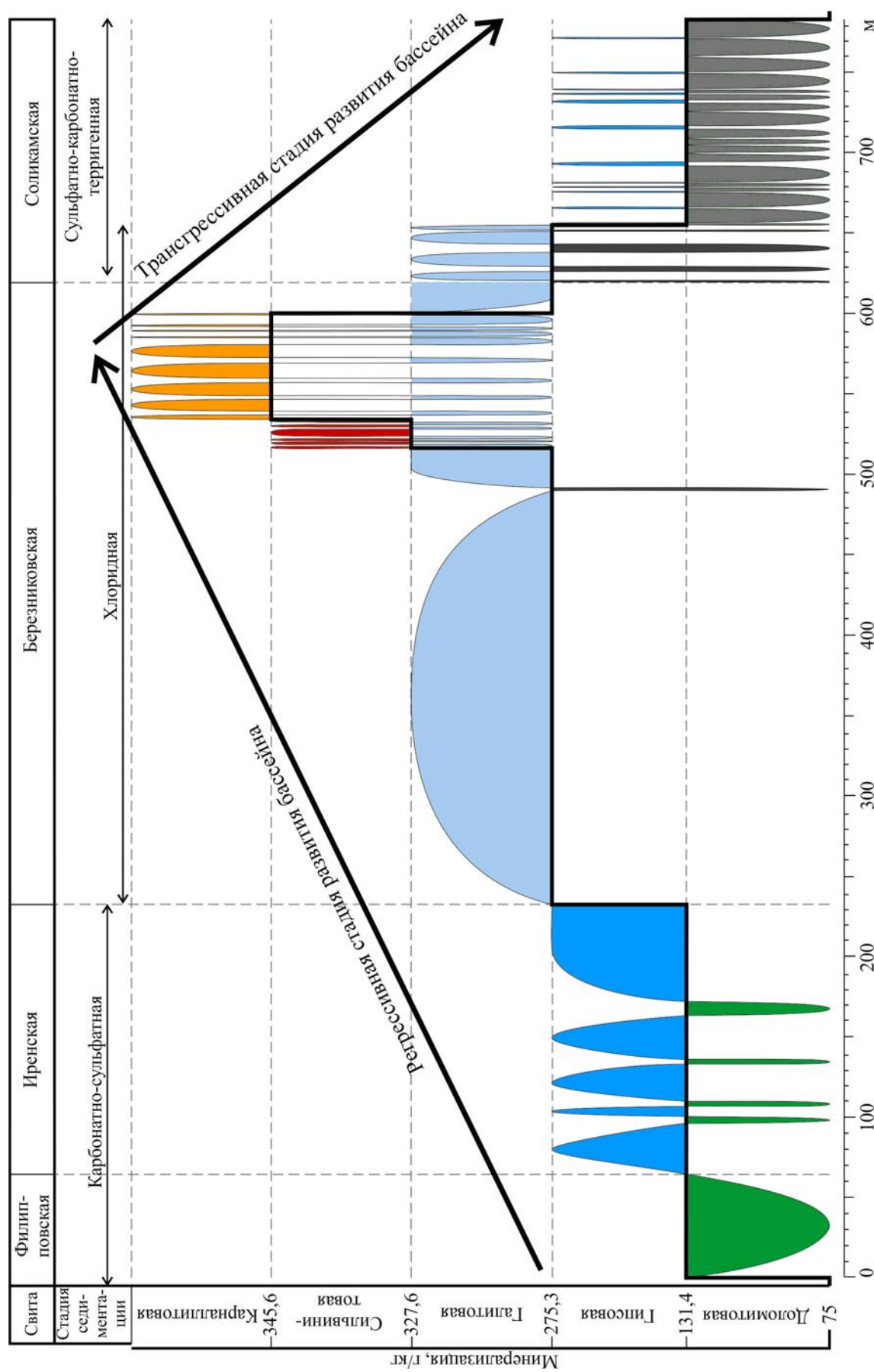


Рисунок. Цикличность эвапоритового осадконакопления в раннепермском бассейне на территории Пермского Прикамья.

см), располагаемый между разновидностями галитита, а в верхней – место сильвинита занимал карналлитит (до 15 см). Литологическая выдержанность всех слоев на площади около 8 тыс. км² позволяет говорить, что осадконакопление происходило на глубинах, отвечающих нескольким десяткам (до сотни) метров, где фациальные особенности не сказывались. В целом, генерализированная последовательность смены осадков (доломит, гипс, галит, сильвин, карналлит) согласуется с рядом осаждения минералов в процессе сгущения морской воды [1], но отличается от него отсутствием эпсомита и бишофита. Выпадение из этого ряда эпсомита может быть связано с региональной геохимической спецификой, заключающейся в метаморфизации рапы в подготовительном бассейне, площадь которого значительно превышала площадь Соликамской впадины, где происходила садка доломита и ангидрита. Отсутствие бишофита отражает незавершенность хлоридного галогенеза.

Соликамский этап связан с постепенным распреснением реликтовой кунгурской лагуны, происходившим за счет «лавинного» поступления поверхностных вод и терригенного материала с горно-складчатого Урала. Связь с бореальным морем появилась только в конце соликамского времени, о чем свидетельствует появление морской фауны. В течение соликамского этапа сформировался двадцать один циклит, литологический состав которых вверх по разрезу постепенно сменяется от мергель-галититового до мергель-гипсового. При этом хлоридные соли откладывались только в Соликамской впадине, тогда как сульфаты – и на окраине Восточно-Европейской платформы.

Исследование минерального состава эвапоритов показало, что в собственно осадочную стадию сформировалось довольно ограниченное число минералов: карбонаты, сульфаты, галоиды, реже бораты и силикаты (таблица). Их хорошая растворимость, присутствие органического и алюмосиликатного материала, а также химическая ак-

тивность (и, вероятно, агрессивность) элементов привели к существенному преобразованию эвапоритов на стадиях диа-, ката- и гипергенеза.

Цикличность эвапоритового осадконакопления в раннепермском бассейне на территории Пермского Прикамья

Поскольку расположенные в приповерхностных условиях гипсовые залежи сопоставляются с корой выветривания по ангидритам [5], продукты изменения сульфатов разделены нами на две подстадии – начального и зрелого гипергенеза. На первой происходит гидратация ангидрита и последующая перекристаллизация гипса, а на второй – разрушение гипсовой толщи. На Верхнекамском месторождении кроме процессов гипергенеза, приводящих к формированию гипсово-глинистых шляп, зафиксированы следы активной миграции флюидов, выщелачивания и перекристаллизации пород, которые связываются с складчатым катагенезом.

Осадочная ассоциация

Основными минералами карбонатных толщ являются кальцит и доломит, слагающие известковистые доломиты с пелитоморфной или оолитовой текстурой, что позволяет предполагать их первичную природу.

Наличие в основании ангидритовых пластов теневых шевронных структур, характерных для гипсовых кристаллов, формирующихся в современных озерах [11], позволяет предполагать, что первичным минералом являлся гипс, который кристаллизовался из еще ненасыщенного раствора. Его смена вверх по разрезу массивной и желваковой породой может отражать условия пересыщения и массовую садку пелитоморфного (гипсового или бассанитового) материала. О былом присутствии галита свидетельствует наличие пустот или псевдоморфоз по «лодочкам».

Основными минералами соляной залежи Верхнекамского месторождения являются галит, сильвин и карналлит. На ангидрит, карбонаты, глинистые и другие минералы приходится менее 5 об. %. Карбона-

Часть эвапоритового разреза	Минеральные ассоциации			
	Осадочная	Диagenетическая	Катагенетическая и начального гипергенеза	Зрелого гипергенеза
Терригенно- (сульфатно)- карбонатная	кальцит, доломит, селадонит	гипс	целестин, флюорит, сидерит, барит, гидроксиды железа и марганца, кварц	доломит, кальцит, флюорит, гидроксиды Fe-Mn-Si, барит, пирит, латунь, железо, медистое серебро, касситерит, тенорит, золото, цинк, олово, повелит, ванадинит
Сульфатная	гипс, галит	ангидрит, говлит	гипс, целестин, флюорит, студеницит, пробертит, кварц	доломит, кальцит, пирит, барит, целестин, галенит, медь, серебро, улексит, Zn-сапонит, мирабилит
Хлоридная	галит, сильвин, карналлит, глауберит, бишофит, ангидрит, кальцит, доломит, магнезит, эрикаит, чемберсит	гематит, гетит, α -кристобалит, халцедон, кварц, альбит, калишпат, анальцит, мейкснерит, пирит, сфалерит, халькопирит, кальцит, барит, целестин, железо, цинк	сильвин, галит, Вг-галит, гипс, целестин, бишофит, тахигидрит, NH_3 -карналлит, синджарит, пирит, марказит, сфалерит, акантит, халькопирит, герсдорфит, пирротин, галенит, бромаргирит, серебро, железо, сера, тетрааурикуприд, железо, титан, интерметаллид Fe-Cr- Ni, касситерит, серпентин, кварц	гипс, целестин, калистронцит, гёргейт, калишпат, Cd-сфалерит, хоулиит, анатаз, пирит, свинец

ты представлены доломитом, а в карналлитовой зоне и покровной каменной соли – еще и магнезитом. Среди боратов отмечены эрикаит и чемберсит. В первом сильвинитовом пласте зафиксированы следы бывшего присутствия кристаллов глауберита, а в кровле первого карналлитового пласта – бишофита [7].

Наряду с хемогенными минералами в соляной и сульфатных толщах встречаются и кластогенные. Кроме глинистых (иллит, смектит, хлорит), которые могут слагать целые слои, распространены алевритовые и псаммитовые зерна кварца, кремней, полевых шпатов, хлорита, амфибола, диопсида, серпентина. Среди аксессуаров отмечены циркон, гранаты, рутил, хромшпинелиды, титаномагнетит и ильменит. Набор минералов позволяет говорить о том, что источником обломочных зерен служили разрушающиеся базит-ультрамафитовые и, в мень-

шей мере, гранитоидные комплексы Урала.

Диagenетическая ассоциация

К диagenетическим минералам карбонатных пачек нами отнесены только чечевицеобразные идиоморфные кристаллы гипса, которые могли расти в еще нелитифицированном известковом иле.

Наличие желваковых и линзовидно-желваковых текстур в средней и верхней части сульфатных слоев свидетельствует о том, что их облик сформировался за счет диagenетической собирательной перекристаллизации пелитоморфного гипсового (или бассанитового) материала. Такая же природа предполагается для крупных (3-10 см) желваков говлита, установленных в Ординской и Кунгурской Ледяной пещерах [2].

В соляной толще диagenетические процессы проявились более ярко. Вероятно, первые изменения начали происходить в зернах калийно-магниевого и калиевого

солей. В карналлите, характеризующемся большой изоморфной емкостью в отношении Fe^{2+} , происходило окисление железа с образованием структур распада, представленных ориентированными пинакоидальными вростками гематита (до 0,015 мм) и более поздними иглами гетита (до 0,2 мм). Для более стехиометричного по составу сильвина содержание железа существенно ниже, а размеры эксклюзионных индивидов гематита не превышают 0,005 мм.

В межзерновом пространстве каменной соли и особенно галопелитовом материале, содержащем ангидрит и органическое вещество, за счет бактериального восстановления сульфатной серы происходило образование пирита, сфалерита, халькопирита, кальцита, барита, целестина, реже самородного железа и цинка [10]. Наличие псевдоморфоз халькопирита по иглам гетита и чешуйкам гематита свидетельствует о том, что преобладающие в начале диагенеза окислительные обстановки сменились более восстановительными. Предполагается, что экстракция железа из алюмосиликатов в присутствии рассолов «запустила» их гидролизное разложение с образованием кремнекислоты, из которой сформировались б-кристобалит, халцедон, кварц, альбит, калишпат и анальцит, большинство из которых отмечено по разрезу всей соляной залежи. О гидролизном высвобождении глинозема из алюмосиликатов свидетельствуют и находки мейкснерита [7].

Катагенетическая ассоциация

Катагенетические изменения в соляной толще проявились весьма неравномерно и связываются с пространственным перераспределением захороненных седиментационных рассолов, а также высвобождением кристаллизационной воды филлосиликатов при складчатости солей. В зависимости от положения в разрезе и активности повторной сульфатредукции формируются рассолы, различающиеся по содержанию Na, K, Mg, Ca и S. В подстилающей каменной соли формируются шпатовые метакристаллы галита, происходит частич-

ная перекристаллизация ангидрита. Наиболее хрупкие карналлитовые породы брекчируются и перекристаллизуются. Однако основным результатом катагенеза является выщелачивание калия и магния с образованием зон разубоживания, которые охватывают практически половину калийно-магниевого залежи. От существенно сильвинитовых пластов остается только каменная соль, а от карналлититов – пестрые сильвиниты, а затем и остаточные галититы. О формировании этих зон за счет восходящей миграции насыщенных рассолов свидетельствует их куполовидная форма, крупнозернистая структура пестрых сильвинитов, их высокая газонасыщенность, наличие мирмекитовых вростков галита, высокобромистый (4,8-10,5 мас. % Br) состав галита в газово-жидких включениях, присутствие гипса.

При транзите флюидов вдоль проницаемых линейных «приразломных» зон происходила перекристаллизация галита, ангидрита и доломита, появление гипса, целестина, пирита, марказита, сфалерита, акантита, бромаргирита, самородного серебра [4, 8, 9]. На границе сильвинитовой и карналлитовой зон образовались согласные пирротиновые тела мощностью до 30 см с примесью сфалерита, галенита, самородных железа и серы.

Специфическая минерализация установлена также в полостях отслоения антиклинальных складок, где в карналлитовых пластах сформировались гнезда гигантокристаллического синего галита. В качестве рассеянных включений в них установлены бром- и фторсодержащие бишофит и тахигидрит, аммониевый карналлит, синджарит, касситерит, тетрааурикуприд, серпентин, гидрохлорид стронция ($(\text{Sr}_{0,74-0,83}\text{Ca}_{0,16-0,24}\text{Ba}_{0,01})\text{Cl}_{1,89-2,2}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$). В обогащенных Cl, N и P сгустках битумоидов, локализованных вдоль плоскостей спайности, выявлены самородные фазы (Fe, Ti, $\text{Fe}_7\text{Cr}_2\text{Ni}$), халькопирит, пирит, герсдорфит.

Гипергенная ассоциация

Гипергенное преобразование карбонатных пород, проявляющееся в виде вы-

щелачивания, перекристаллизации, уплотнения и переотложения приводит к образованию вторичной каркасно-ящичной, кавернозной доломитовой и кальцит-доломитовой породы, а затем и карбонатной муки. Здесь формируются касситерит, тенорит, ванадинит, повеллит, кварц, барит, целестин, флюорит, сидерит, гидроксиды железа и марганца, латунь, сфалерит и самородные фазы (медистое серебро, цинк, железо, олово, золото) [3].

При начальном гипергенезе (гидратации) ангидритовых пачек происходит существенное перераспределение изоморфных примесей (Sr, Ba, B, F) с образованием целестина, барита, флюорита и боратов (пробертит, студеницит) [2]. Изменение при этом pH растворов приводит к осаждению растворенного в воде кремнезема. При зрелом гипергенезе гипсовых пород происходит межзерновое растворение, регенерация и структурная коррозия зерен с образованием гипсовой сыпучки, а затем и полное растворение сульфата. При этом формируются барит, целестин, доломит, кальцит, пирит, галенит, медь, серебро, улексит, Zn-сапонит, мирабилит.

При гипергенном изменении соляной залежи формируются остаточные нерастворимые продукты (гипсово-глинистая шляпа), в которых зафиксированы скелетные псевдоморфозы пирита по гипсу, кадмиевый сфалерит, хоулит, анатаз. В примыкающей зоне вторичного обогащения калием встречены сульфаты (калистронцит, гёргейт, целестин), пирит, самородный свинец [6].

Работа выполнена в рамках программы УрО РАН № 15-18-5-16 «Экстремальные (галогеенные и криогенные) процессы в геологической истории Урала: минеральные и геохимические индикаторы»

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Валяшко И.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: МГУ, 1962.

2. *Калинина Т.А., Кадебская О.И., Чайковский И.И. и др.* Борные минералы в эвапоритах Пермского и Башкирского Приуралья // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2015. Вып. 18. С. 119-126.

3. *Калинина Т.А., Чайковский И.И.* Минералогия коры выветривания на Шубинском месторождении гипса // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2012. Вып. 15. С. 106-115.

4. *Коротченкова О.В., Чиркова Е.П., Чайковский И.И.* Минералы-индикаторы дислоцированных зон в соляной толще Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. 2014. Вып. 17. С. 60-67.

5. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с. Т. 2. 574 с. Т. 3. 550 с.

6. *Чайковский И.И.* Калистронцит и гёргейт Верхнекамского месторождения солей // Записки РМО. 2011. № 3. С. 83-87.

7. *Чайковский И.И., Чайковская Е.В.* Бишофит, кристобалит и мейкснерит Верхнекамского месторождения солей // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2015. Вып. 18. С. 133-144.

8. *Чайковский И.И., Чиркова Е.П., Корочкина Е.О.* Минералогия зоны сульфидизации в солях Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. 2012. Вып. 15. С. 85-90.

9. *Чиркова Е.П., Калинина Т.А., Чайковский И.И.* Индикаторные минералы одной из зон замещения Половодовского участка Верхнекамского месторождения солей // Горное эхо. Вестник ГИ УрО РАН. 2014. № 2-3 (55-56). С. 47-49.

10. *Чиркова Е.П., Чайковский И.И.* О роли сульфат-редукции в минералообразовании на Верхнекамском месторождении солей // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2012. Вып. 15. С. 79-84.

11. *Шрейбер Б.Ш., Такер М.Е., Тилла Р.* Побережья аридных зон и эвапориты // Обстановки осадконакопления и фации: Т.1.: М.: Мир, 1990. С. 232-279.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ КВАРЦИТОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

Шардакова Г.Ю., Петров В.И.

Приведены новые анализы на петрогенные и редкие элементы в кварцитах двух месторождений Ю.Урала, приуроченных к древним метаморфическим толщам (R_2). Серебрянское месторождение располагается в зоне развития куртинской свиты, Киалимское – в таганайской свите. Содержание SiO_2 в кварцитах указанных объектов максимально среди аналогичных пород Ю. Урала. В породах Серебрянского месторождения оно составляет 83,0-93,0 %, Киалимского – 88-96 %, что определяет их пригодность в качестве сырья для производства огнеупоров и флюсов. Содержания РЗЭ в кварцитах последнего изменяются в интервале 30-60 г/т при La/Yb 25-45 и отрицательной аномалии Eu, характерной для постархейских образований. Кварциты куртинской свиты характеризуются более низкими содержаниями РЗЭ (сумма РЗЭ около 18 г/т), что связано с меньшим количеством в них акцессорных минералов. К-Аг возраст мусковита из пород таганайской свиты составляет 515 млн. лет, очевидно, это возраст метаморфизма, фиксирующий «тиманский» этап тектоно-термальной активности на Урале.

There are new analyses on the main and rare elements for quartzites from two deposits (Southern Urals) situating within ancient metamorphic suites (R_2). Serebryansk deposit is associated with rocks of Kurta suit, Kialim deposit – of Taganay suit. SiO_2 -content of quartzites of both deposits is maximal for such rocks of the Southern Urals: Serebryansk quartzites contain 83,0-93,0 % SiO_2 , Kialim rocks – 88-96 % that defines their suitability as raw for production of огнеупор and gumboils. Total REE-content of Kialim quartzites vary from 30 to 60 ppm, La/Yb 25-45 and they have negative Eu-anomaly as in typical post- Archean rocks. Serebryansk quartzites has lower REE-content (about 18 ppm) and it depends on lower content of accessory minerals there. K-Ar age of muscovite of rocks of Taganay suit is 515 M.y. and it is the age of metamorphic process fixed the Timanian episode of tectonic-thermal activity on the Urals.

В ходе геологической съемки в пределах Кыштымской площади были получены некоторые новые данные о минеральном и химическом составе кварцитов, которые могут потенциально использоваться при производстве огнеупоров и в качестве флюсов. В юго-западной части листа давно разведаны два месторождения кварцитов, приуроченных к метаморфическим толщам куртинской (Серебрянское) и таганайской (Киалимское) свит. Серые и светло-серые крупно- и мелкозернистые массивные или

рассланцованные кварциты залегают согласно с вмещающими слюдистыми сланцами и амфиболитами, образуя значительные по размерам пластовые залежи.

Наиболее крупным является Серебрянское месторождение; утвержденные запасы составляют 18 миллионов тонн руды. Здесь было оконтурено 5 отдельных пластовых залежей (Леонтьева, 1941ф). Промышленный интерес представляет лишь залежь «Основная», на площади которой расположены 4 карьера. Простираение этой

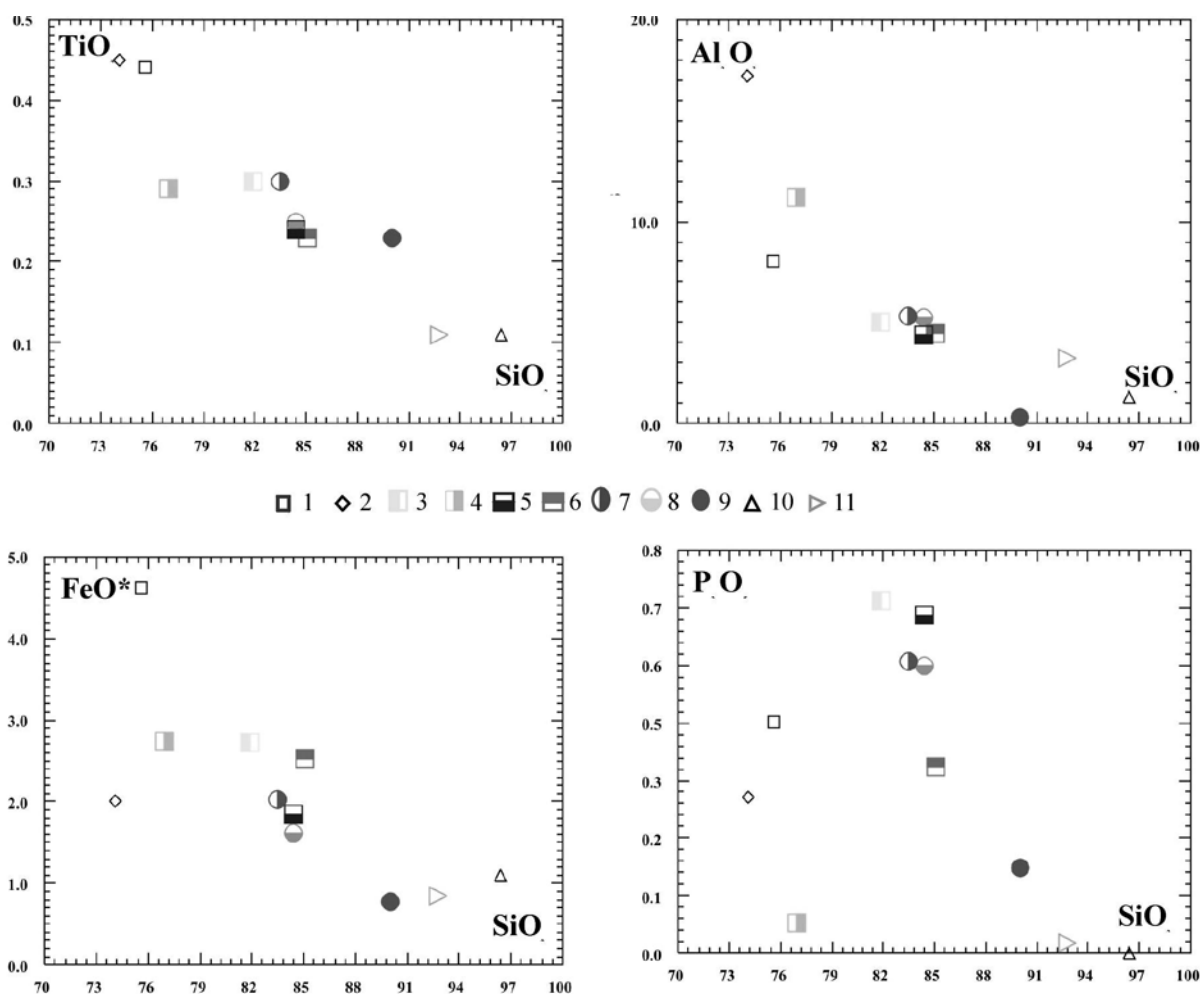


Рис. 1. Диаграммы Харкера для кварцитов (в составе разных свит) Кыштымской площади.

Даны средние содержания (мас. %) для свит: 1 – селяннинская, 2 – егустинская, 3 – игишская, 4 – аракульская, 5 – верхнесаитовская, 6 – нижнесаитовская, 7 – кыштымская, 8 – вишневогорская, 9 – куртинская, 10 – таганайская, 11 – уреньгинская.

залежи северо-восточное 15-25° (в южной части месторождения) и 25-50° (в северной части). Максимальная мощность залежи (50-60 м) отмечалась в центральной части месторождения, к северу она постепенно уменьшается до 7,0 м. Основная залежь сложена массивными и рассланцованными кварцитами, среди которых выделялись слюдистые и железистые разности.

Главной составной частью кварцитов является кварц, в подчинённых количествах присутствуют мусковит, биотит, серицит, ещё реже – гранат, апатит, циркон и магнетит. Содержание SiO_2 по месторождению изменяется от 83,0 до 93,0 %. По качеству кварциты месторождения соответ-

ствуют требованиям, предъявляемым к кварцитам для ватержакетной и конверторно-й плавки.

В госрезерве также числятся запасы Киалимского месторождения в количестве $\text{В}+\text{С}_1$ около 4800 тыс. т. Кварциты входят в состав таганайской свиты, которая развивается в Златоустовской подзоне Башкирской зоны. Свита сложена преимущественно слюдистыми кварцитами, реже слюдяно-кварцевыми сланцами с гранатом, ставролитом, графитом. Изредка наблюдаются прослои доломитовых мраморов. Свита согласно налегает на образования кувашской свиты и согласно перекрывается породами уреньгинской свиты. Возраст ее счи-

Содержания петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в кварцитах таганайской свиты

Проба	1-43	2-37	3-39	Проба	1-43	2-37	3-39
SiO ₂	88,00	96,00	96,00	Ag	1,26	0,26	0,03
TiO ₂	0,31	0,05	0,05	Cd	0,02	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	7,03	1,54	1,86	Sn	0,23	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	1,48	0,06	0,12	Sb	0,25	0,04	0,03
FeO	0,70	0,50	0,35	Te	0,01	0,01	0,01
MnO	0,01	0,01	0,01	Cs	0,57	0,10	0,12
MgO	0,30	0,23	0,06	Ba	227,33	12,87	21,50
CaO	0,16	0,17	0,14	La	12,43	6,53	9,96
Na ₂ O	0,20	0,30	1,04	Ce	24,99	14,15	20,96
K ₂ O	1,62	0,10	0,14	Pr	3,11	1,62	2,51
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,01	Nd	12,08	6,36	9,63
п.п.п.	0,80	0,20	0,20	Sm	2,27	1,20	1,88
сумма	100,64	99,17	99,97	Eu	0,41	0,28	0,19
Li	1,45	1,99	0,81	Gd	1,58	0,73	1,41
Be	0,79	0,05	0,08	Tb	0,19	0,09	0,18
Sc	2,91	0,82	0,71	Dy	0,87	0,44	0,81
Ti	202,02	236,28	346,41	Ho	0,15	0,07	0,12
V	22,22	3,55	5,40	Er	0,41	0,19	0,27
Cr	26,74	15,76	21,11	Tm	0,07	0,03	0,04
Co	2,97	0,16	0,67	Yb	0,49	0,18	0,22
Ni	7,36	1,67	4,65	Lu	0,09	0,02	0,03
Cu	13,09	7,05	41,52	Hf	2,09	0,72	0,70
Zn	17,08	2,21	4,88	Ta	0,57	0,02	0,10
Ga	5,59	0,86	1,43	W	0,49	0,09	0,15
Ge	1,22	0,77	0,89	Pb	5,81	2,93	0,77
Rb	46,60	2,32	7,24	Bi	0,02	0,00	0,00
Sr	6,00	2,04	2,87	Th	8,19	1,71	4,42
Y	3,34	1,80	2,76	U	0,59	0,29	0,46
Zr	60,09	25,13	24,99	сумма РЗЭ	59,14	31,88	48,22
Nb	5,43	0,28	1,67	La/Yb	25,29	37,24	45,87
Mo	1,11	0,08	0,95	Eu/Eu*	0,67	0,82	0,91

тается среднерифейским.

Естественные обнажения пород свиты приурочены к вершинам гор Юрма и Ицыл, берегам р. Киалим, и представлены устойчивыми к процессам выветривания породами – кварцитами, реже – существенно кварцевыми сланцами (со слюдой и гранатом).

Кварциты свиты состоят преимущественно из кварца и небольшого количества мусковита, обычно бесцветного, желтовато-белого и золотистого (авантюрина). Структура породы под микроскопом лепидогранобластовая с ровными, но чаще зубчатыми ограничениями зерен кварца. Первичная псаммитовая структура породы со-

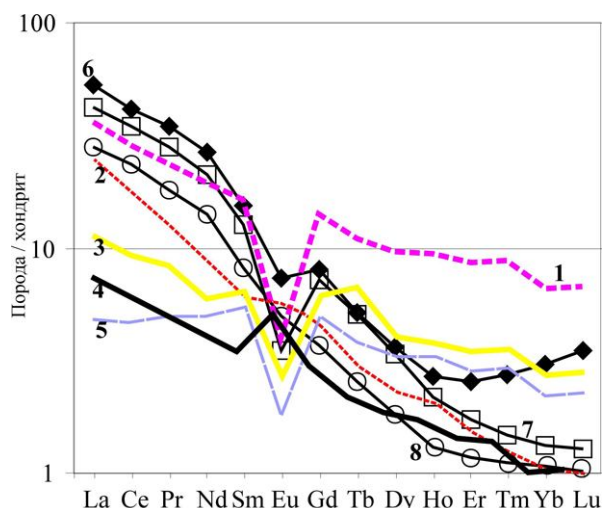
храняется редко. Кварц имеет волнистое погасание, мусковит располагается в виде планпараллельно ориентированных чешуек размером 0,5-1,5 мм. В качестве акцессорных минералов в кварцитах встречаются циркон, турмалин, рутил.

По нашим последним данным [Отчет..., 2009], K-Ar возраст мусковита из слюдистых сланцев таганайской свиты, с которыми переслаиваются кварциты, составляет 515 млн лет, очевидно, это возраст метаморфических событий, фиксирующий «тиманский» этап тектоно-термальной активности на Южном и Среднем Урале [Пучков, 2011].

Ключевым критерием для промыш-

Рис. 2. Нормированные к хондриту (Sun, 1987) содержания РЗЭ в кварцитах (в составе разных свит) Кыштымской площади.

1 – кыштымская, 2 – куртинская, 3 – игишская, 4 – слюдяногорская, 5 – верхнесаитовская; таганайская свита, пробы из табл. 1: 6 – 1-43, 7 – 3-39, 8 – 2-37.



ленной пригодности кварцитов, как известно, служит минимальное содержание элементов-примесей (и, соответственно, акцессорных минералов). По этому признаку кварциты двух описываемых месторождений – Серебрянского (куртинская свита на рис. 1) и Киалимского (таганайская) выгодно отличаются от одноименных пород других свит и толщ, развитых на территории Кыштымского листа. По данным разведочных работ и нашим, содержание SiO_2 в кварцитах Серебрянского месторождения изменяется от 83,0 до 93,0 %, Киалимского – от 88 до 96 %. В целом по содержанию главных компонентов они сопоставимы с аналогичными породами уреньгинской свиты, характеризуются низкими содержаниями оксидов титана, железа, алюминия и фосфора.

При высоких (пр. 2, 3) концентрациях кремнезема, содержания элементов-примесей в кварцитах таганайской свиты (Киалимское м-е) сильно варьируют (табл. 1) в зависимости от количества акцессорных минералов (мусковит, полевые шпаты, циркон, рутил). Суммы РЗЭ также определяются этим фактором, меняются в интервале 30-60 г/т при La/Yb 25-45 и отрицательной аномалии Eu, характерной для постархейских образований. Высокая ветвь ТРЗЭ на

одном из трендов связана с высоким содержанием в породе детритного циркона. (Отметим, что в данной породе находится по меньшей мере 3 его морфологических типа). По уровню лёгких РЗЭ таганайские кварциты свиты близки таковым кыштымской толщи, а в части тяжелых лантаноидов – верхнесаитовской свиты.

Кварциты куртинской свиты (пробы отобраны вне Серебрянского м-я) характеризуются более низкими содержаниями РЗЭ (сумма РЗЭ около 18 г/т) в обеих частях спектра, приближаясь по уровню к наименее обогащенной примесями разности таганайского кварцита.

Более подробное изучение минералогии и геохимии кварцитов из древних метаморфических толщ позволит глубже понять процессы, происходящие в сложных геологических структурах, таких, как, например, гетерогенный Уфалейский блок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: Уфаполиграфсервис, 2011. 280 с.
2. Отчет по объекту «Геологическая съемка ГДП-200 N-41-I (Кыштымская площадь)». Челябинск: ОАО «Челябинскгеосъемка», 2009. 689 с.

ЮВЕЛИРНЫЕ КАМНИ В ЭКСПОЗИЦИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

Свешникова В.Л., Зенина К.С.

Аннотация: Ювелирные камни с незапамятных времен вызывали восхищения человека. Удивительная окраска, совершенные формы кристаллов и их блеск, прозрачность, игра на солнце всегда привлекали внимание человека, и любовь к ювелирным камням глубоко укоренилась в человеческих сердцах. В витринах музея выставлены наиболее эффектные и совершенные образцы ювелирных камней из различных российских и зарубежных месторождений.

Abstract: Gemstones from time immemorial caused the admiration of man. Amazing coloring, perfect forms of crystals and crystal Shine, transparency, play for the sun has always attracted the attention of a man, and the love of jewelry the stones are deeply rooted in human hearts. In the showcases of the Museum the most spectacular and sophisticated designs of jewelry stones from Russian and foreign deposits.

Минералогический музей Томского государственного университета, созданный профессором А.М. Зайцевым в 1888 году, является одним из старейших и крупнейших вузовских музеев за Уралом. Его фонды насчитывают свыше 30 тысяч образцов или около 600 минеральных видов и разновидностей минерального царства. Они представляют собой богатую научно-учебную коллекцию по минералогии и полезным ископаемым. Образовательная деятельность музея неразрывно связана с просветительской работой. Музей активно посещают учащиеся школ, гимназий, студенты, сотрудники университета, гости Томска. Гостей музея всегда интересуют ювелирные камни, поэтому именно они представляют большую часть образцов выставочных витрин.

Ювелирные камни с незапамятных времен вызывали восхищения человека. Удивительная окраска, совершенные формы кристаллов и их блеск, прозрачность, игра на солнце всегда привлекали внимание человека, и любовь к ювелирным камням глу-

боко укоренилась в человеческих сердцах.

В витринах музея выставлены наиболее эффектные и совершенные образцы ювелирных камней из различных российских и зарубежных месторождений. Наибольшее внимание посетителей привлекают: изумруд, рубин, сапфир, топаз, турмалин, шпинель, аметист, бирюза, благородный опал, хромдиопсид.

Яркой весенней зеленью выделяются в витрине образцы изумруда из Уральских месторождений (рис. 1). Изумруд является разновидностью берилла – силиката бериллия и алюминия. Своим зеленым цветом изумруд обязан ионам хрома, заместившим в кристаллической решетке часть ионов алюминия. Этот драгоценный камень редко встречается в виде безупречных кристаллов, как правило, кристаллы изумруда бывают сильно повреждены. Изумруд является одним из прекраснейших и излюбленных во все времена ювелирных камней. С доисторических времен и по сей день изумруд сохраняет выдающееся положение на



Рис. 1. Изумруд в породе (154×106×84 мм), Изумрудные копи, Урал

рынке самоцветов. И не удивительно, что посетители музея надолго останавливаются у витрины, где выставлены уральские изумруды. Успокаивающий зеленый цвет минерала, прозрачность кристаллов завораживают взгляд человека.

Рубин и сапфир являются прозрачными разновидностями корунда. Рубином называют красные камни, а сапфиром прозрачные корунды любого другого цвета: синего, голубого, фиолетового, зелёного, жёлтого. Они наряду с алмазом и изумрудом занимают лидирующее положение среди ювелирных камней и принадлежат к числу самых дорогих самоцветов. Используются рубины и сапфиры в виде огранённых вставок в наиболее престижных ювелирных изделиях. Благородный ювелирный рубин очень редок и не случайно он стал одним из первых драгоценных камней, которые человечество научилось выращивать. Витрина, где выставлены образцы с рубином всегда привлекает посетителей музея. В ней красуются рубины из месторождения Могок (Бирма), считающиеся лучшими в мире и являющиеся эталоном качества этого драгоценного камня. Цвет их кроваво-красный (цвет «голубиной крови»). Кроме бирманских в витрине выставлены образцы рубина из месторождений Юго-Западного Памира, Карелии (Хито-остров), Полярного Урала (массив Рай-Из). Сапфир – прозрачная разновидность корунда из месторождений Бирмы, Юго-Западного Памира находятся в витрине рядом с рубином.

Следующий самоцвет – топаз – относится к числу самых популярных и любимых ювелирных камней. Это очевидно связано с его прозрачностью, небесной голубизной, золотистым, соломенно-жёлтым, винно-жёлтым цветом и ослепительным блеском. В витринах музея красуются образцы этого удивительного самоцвета из месторождений Урала, Забайкалья и Украины. Очень привлекательны и представительны топазы из месторождения Шерлова гора (Забайкалье). Они слагают друзы, сложенные соломенно-жёлтым топазом, голубым аквамаринном и черным морионом. Отдельные друзы имеют размеры 15г30г70 см. Не менее привлекательны топазы небесно-голубого цвета из Волыни (Украина), винно-жёлтые Борщовочного хребта и нежно-голубые топазы Мурзинки.

Удивительно красивы и совершенны кристаллы турмалина, выставленные в витринах музея. Самоцвет всегда высоко ценился ювелирами и коллекционерами за многообразную красивую окраску и способность образовывать эффектные друзы. Наиболее ценным ювелирным турмалином считается яркоокрашенный в розовый или красный цвет рубеллит, хотя в качестве ювелирного камня используются прозрачные турмалины зелёного и синего цветов, а также полихромные. Ювелирные турмалины в основном связаны с миароловыми пегматитами. У нас в России ювелирные турмалины известны на Урале и в Забайкалье. В настоящее время именно Забайкальское Малханское месторождение, расположенное в юго-западной части Читинской области является единственным источником добычи цветного турмалина в России. Турмалины из этого месторождения в большом количестве выставлены в витринах музея. Особенно привлекательны турмалины розового цвета – рубеллиты, арбузные турмалины, полихромные турмалины – это турмалины с различной последовательностью окраски: зелёный-розовый, медово-жёлтый-жёлто-зелёный.

Благородная шпинель относится к числу драгоценных камней известных с глубокой древности. Прозрачные розовые и красные разновидности давно используются в ювелирном деле. Благодаря похожему цвету и высокой твёрдости шпинель в древние и средние века обычно не отличали от рубина. Окраска ее разнообразна. Среди ювелирных камней различают розовую, ярко-красную, оранжево-красную и фиолетовую шпинель. Наиболее ценной является рубиновая шпинель чисто красного цвета. Образцы благородной шпинели розово-красного цвета из знаменитого Кухилалского месторождения красуются в витринах музея и привлекают любителей этого ювелирного камня. Кухилалское месторождение находится в Горном Бадахшане на правом берегу р. Пяндж в 37 км. южнее г. Хорога (Юго-Западный Памир). Шпинель встречается в виде зёрен неправильной формы, ограненных кристаллов и их обломков. Кристаллы чаще несут грани октаэдра, иногда усложнённые гранями ромбододекаэдра. Размер кристаллов и зёрен от 1-2 мм до 1 см. Цвет шпинели розовый с малиновым оттенком. Нужно отметить, что наряду со шпинелью на месторождении добывается и ювелирный клиногумит жёлтого, медово-жёлтого цвета, который также выставлен в витрине музея. Кроме Кухилалской шпинели в экспозиции музея выставлена шпинель с Гарандаринского месторождения (Юго-Западный Памир). Шпинель прозрачна и окрашена в фиолетовый цвет различной интенсивности. Образцы красной («рубиновой») шпинели из Бирмы, лучшей шпинели в мире, также присутствуют в витрине музея.

Аметист представляет собой фиолетовую разновидность кварца и относится к числу самых популярных ювелирных камней. Человек полюбил его за редкий в природе фиолетовый цвет и гармонию кристаллов. Окраска самоцвета может сильно меняться от фиолетовой с кровавым оттенком до сине-сиреневой. Под действием солнечного света аметист может выцве-



Рис. 2 Аметист (218×155×146 мм), Урал

тать. В музее выставлены одиночные кристаллы, друзы, жеоды, щётки аметиста из разных месторождений нашей страны и зарубежья: Урал, Якутия, Эвенкия, Забайкалье, Приморский край, Таджикистан, Бразилия. Очень привлекательны друзы аметиста из месторождений Урала (рис. 2). Облик кристаллов чаще изометричный, короткостолбчатый, размер кристаллов варьирует от 0,5 до 3-7 см. Окраска изменяется от чисто фиолетовой до очень бледной фиолетово-голубой, чаще и гуще окрашены головки кристаллов. Особенно завораживает посетителей музея аметист месторождений Бразилии, где самоцвет вместе с халцедоном (агатом) выполняет крупные жеоды. Облик кристаллов минерала в жеодах призматический – пирамидальный, размер их от 1-2 до 3-4 см, цвет насыщенный фиолетовый.

Еще один классический ювелирный камень – бирюза. Она известна человечеству с глубокой древности, всегда пользовалась и пользуется до сих пор широкой популярностью. В отличие от большинства ювелирных камней бирюза непрозрачна и представлена скрытокристаллическим минеральным агрегатом. Главным ее достоинством является однородный небесно-голубой цвет, благодаря которому она относится к ювелирным камням. В музее представлена бирюза из месторождений Бирюзокан (Таджикистан) и Унгурликан (Узбекистан).



Рис. 3. Благородный опал в породе (179×147×80 мм), Месторождение Радужное, Приморье

Особенно прекрасна бирюза из месторождения Бирюзокан. Она выполняет мелкие поры, пустоты в ожелезненных апопорфировых слюдисто-кварцевых породах. Цвет бирюзы небесно-голубой. Она отвечает самым высоким требованиям. Бирюза месторождения Унгурликан (Узбекистан) слагает прожилки длиной 4-6 см и шириной в 1 см, выполняющие трещины в окварцованных породах и буровато-ожелезненном кварце.

Прекрасен благородный опал, являющийся одним из наиболее известных ювелирных камней. Красота его высоко ценилась еще в Древнем Риме. Этот самоцвет обладает великолепной бриллиантовой игрой в разных цветах спектра. Красота камня снискала ему огромную любовь народа и ей приписывали многие суеверия. В экспозиции музея выставлены благородные опалы из месторождений Радужное (Приморье) и Венгрии. Опал месторождения Радужное слагает желваки размером от 5 до 20 мм. в поперечнике в аргиллизированных андезитах и их туфах. Цвет само-

цвета белый, желтоватый, полупрозрачный, а иризирует он в розовом и голубом цвете (рис. 3).

Представляют интерес и некоторые разновидности обыкновенных опалов, не обладающих опалесценцией. Они нарядные и могут применяться как поделочные камни. Это кахолонг, нежно-зеленый празопал, огненный опал, деревянистый опал, представляющий псевдоморфозы опала по дереву (опал Томской области). Все эти опалы выставлены в витринах музея и представляют месторождения Казахстана, Забайкалья, Урала, Мексики.

Новый самоцвет XX века – хромдиоксид. Он представляет хромсодержащую разновидность распространенного диопсида, но имеет изумрудно-зеленый цвет. Этот удивительно красивый камень из уникального Инаглинского месторождения (Якутия) красуется в витринах музея. Его называют сибирским изумрудом за яркий изумрудно-зеленый цвет.

Ювелирные и ювелирно-поделочные камни не могут оставить равнодушным человека. И собранные за долгие годы образцы дают возможность познакомиться с лучшими представителями минерального царства.

Список литературы

1. Банк Г. В мире самоцветов. М: «Мир», 1979. 153 с.
2. Киевленко Е.Я. Геология самоцветов. М., изд. Земля, 2000. 582 с.
3. Корнилов Н.И., Солодова Ю.П. Ювелирные камни. М.: «Недра», 1987. 179 с.
4. Супрычев В.А. Самоцветы. Киев: «Наукова думка», 1981. 216 с.
5. Петров В.П. Рассказы о драгоценных камнях. М.: «Наука», 1985. 186 с.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Азовскова О.Б.	3	Непомнящих А.И.	99, 196
Анфилов В.Н.	8	Нечаев В.П.	104
Буравлева С.Ю.	11	Николаев А.Г.	110, 193
Герасимов В.К.	15	Паклин А.С.	99
Главатских С.П.	18, 165	Паршин А.В.	196
Готтман И.А.	18, 151	Пахомова В.А.	11
Демина Т.В.	99	Петров В.И.	207
Душин В.А.	21	Плякин А.М.	119
Елисеев И.А.	99	Поленов Ю.А.	64, 124
Ерохин Ю.В.	25, 133	Попов М.П.	130, 133
Жабоедов А.П.	99, 196	Потапов С.С.	137
Зенина К.С.	211	Пучков В.Н.	145
Зинчук Н.Н.	30, 35	Пушкарев Е.В.	18, 151
Ибламинов Р.Г.	40	Осовецкий Б.М.	114
Игуменцева М.А.	8	Огородников В.Н.	64, 124
Исоков М.У.	185	Рязанцев А.В.	151
Кабанова Л.Я.	8	Ронкин Ю.Л.	165
Калинина Т.А.	201	Савичев А.Н.	64, 124
Кисин А.Ю.	43, 48	Садыкова Л.Р.	53
Колдаев А.А.	53	Свешникова В.Л.	211
Коноваленко С.И.	59	Скуфьин П.К.	155
Коротеев В.А.	64	Сначев В.И.	160
Коротеев Г.Д.	64	Сокольников Ю.В.	196
Коротеев Н.Д.	64	Солодова Ю.П.	164
Коротченкова О.В.	201	Степанов А.И.	165
Крупенин М.Т.	68	Страшненко Г.И.	171
Кудрин К.Ю.	73	Султонов П.С.	175
Кузнецов Д.В.	18, 151	Терехов Е.Н.	180
Лопатин О.Н.	110	Туресебеков А.Х.	185
Лютеев В.П.	78	Файзиев А.Р.	190
Макрыгина В.А.	196	Фахардо Бехарано Э.	193
Максимов В.А.	137	Федоров А.М.	99, 196
Малкова И.Г.	137	Федосеев Д.Г.	11
Махлянова А.М.	99	Хиллер В.В.	18, 133
Мельников Е.П.	171	Чайковский И.И.	201
Мирзаев А.У.	53, 83, 96, 185	Чиникулов Х.	83
Молошаг В.П.	89	Чиркова Е.П.	201
Мурзин В.В.	43	Шалаев А.А.	99
Мусаев А.М.	96	Шардакова Г.Ю.	207
Мусаев Р.А.	96	Шарипов Х.Т.	185
Мухабатов К.М.	190	Эльназаров С.А.	110
Наумова О.Б.	114		

СОДЕРЖАНИЕ

Азовскова О.Б. Природные наждаки Полевского района (Средний Урал).....	3
Анфилов В.Н., Кабанова Л.Я., Игуменцева М.А. Геологическое строение и генезис месторождений кварца Уфалейского блока.....	8
Буравлева С.Ю., Пахомова В.А., Федосеев Д.Г. Россыпные корунды золоторудного месторождения Сутара (Дальний Восток России).....	11
Герасимов В.К. Турмалин редкометальных пегматитов верховьев реки Кырк-Булак. Туркестанский пояс.....	15
Готтман И.А., Пушкарёв Е.В., Хиллер В.В., Кузнецов Д.В., Главатских С.П. U-Zr-Ti минерализация в высокobarических гранатовых породах Миндякского массива (Южный Урал).....	18
Душин В.А. Перспективы коренной алмазности Уральского севера.....	21
Ерохин Ю.В. Драгоценные камни в шлаках Ключевского завода ферросплавов.....	25
Зинчук Н.Н. Особенности состава и генезиса кимберлитов.....	30
Зинчук Н.Н. Специфика прогнозно-поисковых работ на алмазы.....	35
Ибламинов Р.Г. Минерогенетические эпохи калийного галогенеза.....	40
Кисин А.Ю., Мурзин В.В. Включения типа «конский хвост» в уральских демантоидах.....	43
Кисин А.Ю. Геология месторождений рубина и сапфира в мраморах.....	48
Колдаев А.А., Мирзаев А.У., Садыкова Л.Р. Кахолонг и опал Центральных Кызылкумов.....	53
Коноваленко С.И. Ювелирные и коллекционные минералы Вездаринской жилы юго-западного Памира.....	59
Коротеев В.А., Коротеев Г.Д., Коротеев Н.Д., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н. Генетические особенности образования месторождений кианита.....	64
Крупенин М.Т. Геологическая позиция месторождений кристаллического магнетита.....	68
Кудрин К.Ю. Оценка перспектив использования пород основного состава Хорасюрского и Щекуринского блоков и прилегающих территорий (восточный склон Приполярного Урала) для базальтового производства.....	73
Лютеев В.П. Содержание структурных элементов-примесей в особо чистом кварце месторождений России по данным ЭПР.....	78
Мирзаев А.У., Чиникулов Х. Роль разрывных подводных морских течений в формировании месторождения кварцевых песков «Джерой» (Узбекистан).....	83

Молошаг В.П. Генетические особенности распределения благородных, редких и радиоактивных элементов в рудах колчеданных месторождений Урала.....	89
Мусаев А.М., Мирзаев А.У., Мусаев Р.А. Основные факторы специализации габбро-диабазов гор Мальгузар и северного Нуратау на железо-титановое оруденение (западный Узбекистан).....	96
Непомнящих А.И., Демина Т.В., Елисеев И.А., Жабоедов А.П., Махлянова А.М., Паклин А.С., Федоров А.М., Шалаев А.А. Кварциты Восточного Саяна – перспективный нетрадиционный материал для получения прозрачного кварцевого стекла для получения прозрачного кварцевого стекла.....	99
Нечаев В.П. Источники вещества и геодинамические обстановки формирования благородного корунда.....	104
Николаев А.Г., Эльназаров С.А., Лопатин О.Н. Кристаллохимические особенности ювелирных камней месторождения Кухилал.....	110
Осовецкий Б.М., Наумова О.Б. Мелкие алмазы (морфология и поисковое значение)	114
Плякин А.М. К вопросу об истории изучения алмазоносности Тимана.....	119
Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Савичев А.Н. Уникальность так называемого «гранулированного» кварца Кыштымского месторождения.....	124
Попов М.П. Демантоид с проявления участка Скальный (ЯНАО).....	130
Попов М.П., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В. Мариинскит как новый драгоценный камень.....	133
Потапов С.С., Максимов В.А., Малкова И.Г. Австралийские благородные опалы (история, минералогия, геология, месторождения, ювелирная техника и художественный стиль)....	137
Пучков В.Н. Геодинамический и климатический контроль размещения месторождений неметаллического сырья на Урале.....	145
Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Кузнецов Д.В. Гранат-корундовые metabазиты в Кракинском перидотитовом аллохтоне на Южном Урале – высокobarический рециклинг оливиновых лейкогаббро.....	151
Скуфьин П.К. Орогенный Свекофенно-Вепсийский вулканический пояс в раннем протерозое Кольского региона.....	155
Сначев В.И. Перспективы гранитоидов Мазаринского массива на поиски хрусталеносных пегматитов.....	160
Солодова Ю.П. Геммология сегодня.....	164
Степанов А.И., Ронкин Ю.Л., Главатских С.П. V, Cr, Mn в акцессорных Ti-Fe – минералах из пород древнейших комплексов зоны Зюраткульского разлома (Ю. Урал).....	165

Страшненко Г.И., Мельников Е.П. Определение минимально необходимого объема слоя опробования при разведке месторождений 4-ой группы сложности геологического строения с гнездовым распределением полезных компонентов.....	171
Султонов П.С. Зависимости распределения ассоциаций глинистых минералов Южной Ферганы от их фациальных условий образования.....	175
Терехов Е.Н. Структурно-минералогические закономерности формирования корундовой минерализации в метаморфических комплексах испытавших быструю эксгумацию....	180
Турсебеков А.Х., Мирзаев А.У., Шарипов Х.Т., Исоков М.У. Палеогеновые рудоносные горючие сланцы Узбекистана.....	185
Файзиев А.Р., Мухабатов К.М. Цветные турмалины Памира.....	190
Фахардо Бехарано Э., Николаев А.Г. Кристаллохимические особенности изумрудов из различных генетических типов месторождений.....	193
Федоров А.М., Макрыгина В.А., Непомнящих А.И., Жабоедов А.П., Паршин А.В., Сокольников Ю.В. Тектоническая модель образования кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг (Восточный Саян).....	196
Чайковский И.И., Калинина Т.А., Коротченкова О.В. Чиркова Е.П. Эвапоритовые месторождения пермского Прикамья и их минеральные ассоциации.....	201
Шардакова Г.Ю., Петров В.И. Некоторые данные о химическом составе кварцитов западного склона Урала.....	207
Свешникова В.Л., Зенина К.С. Ювелирные камни в экспозиции минералогического музея Томского государственного университета.....	211

Научное издание

XVI ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ АКАД. А.Н. ЗАВАРИЦКОГО

Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого
Уральского отделения РАН

Сборник научных трудов

рекомендовано к изданию

Ученым советом Института геологии и геохимии

ИД № 03004 от 13.10.2000 г.

Компьютерная верстка А.В. Алексеев

Издательство ООО “Форт Диалог-Исеть”

Подписано в печать 19.10.15 г. Формат А-4

Усл. п. л. 25,6 Тираж 150 Заказ № 1570289

Отпечатано в типографии ООО “Форт Диалог-Исеть”
620142 г. Екатеринбург, ул. Декабристов, 75. (343)228-02-32

Институт геологии и геохимии. Екатеринбург, 620151, Почтовый пер., 7
