

СЕКЦИЯ «ГЕОЛОГИЯ»**ПОДСЕКЦИЯ «МИНЕРАЛОГИЯ»****Благородные разновидности берилла Шерловой горы:
природа окраски и условия образования¹*****Афанасьева Анастасия Сергеевна²****студентка**МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия**E-mail: aveli1@yandex.ru*

История открытия и изучения знаменитого Шерловогорского месторождения самоцветов приближается к 300-летию и на этом не заканчивается. Шерловая гора продолжает оставаться единственным в России источником благородных разновидностей берилла ювелирного качества, которому по разнообразию оттенков и насыщенности цвета нет равных в мире. Поэтому по-прежнему актуальны исследования, нацеленные на прогноз запасов и оценку перспектив добычи камнесамоцветного сырья на Шерловой горе [1]. В этой связи интерес представляет изучение физической и генетической природы окраски, особенностей благородных разновидностей берилла ювелирного качества.

Для достижения этой цели для подобранной серии однородных, разнообразных по цвету и полихромных кристаллов берилла было проведено микронное изучение химического состава и спектроскопических свойств методами оптической, ИК и ЭПР спектроскопии.

В результате проведенных исследований выявлены закономерные связи между окраской, особенностями химического состава и последовательностью образования разноцветных разновидностей берилла.

Микронным анализом установлены закономерные вариации содержания и распределения в разноцветных кристаллах берилла разных генераций изоморфных примесей железа, магния, марганца, хрома, ванадия, галлия, скандия, натрия, калия и цезия. Отклонения от прямой корреляции между суммой примесей в октаэдрических позициях и щелочных металлов в структурных каналах служат основанием для оценки содержания железа в двух- и трехвалентных формах.

По результатам анализа частотных диаграмм выделен ряд химических разновидностей бериллов, соответствующих определенным типам зональности и последовательным генерациям берилла. В ряду синий аквамарин - зеленый берилл - желтый гелиодор, в общем отвечающему последовательности кристаллизации, закономерно увеличивается соотношение Fe^{2+}/Fe^{3+} и, соответственно, сумма натрия и других щелочных металлов. В зеленых разновидностях обнаружены небольшие примеси хрома и ванадия, позволяющие относить их к изумруду. В спектрах поглощения разновидностей окраска связана с соотношением интенсивности широких полос в коротковолновой и длинноволновой области, связанных с соотношением Fe^{2+}/Fe^{3+} .

В поляризованном свете обнаруживается плеохроизм, обусловленный высокой степенью структурного упорядочения примесей железа. Этому соответствуют также данные ЭПР спектроскопии.

На основе полученных аналитических данных установлены общие закономерности эволюции минералообразующей системы: общее увеличение содержания Na и Fe, щелочности и окислительного потенциала растворов с постепенным охлаждением, благоприятным для роста кристаллов ювелирного качества.

Литература

1. Г.А. Юргенсон Ювелирные и поделочные камни Забайкалья // Новосибирск - НАУКА-2001, с.111-175.

¹ Тезисы доклады основаны на материалах исследований, проведенных в рамках бакалаврской работы

² Автор выражает признательность доценту, к.г.м.н. О. В. Кононову за руководство и помощь при подготовке тезисов.

Биогенный апатит в холелитах**Боровкова Е.В.***младший научный сотрудник**Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар**borovkova@geo.komisc.ru*

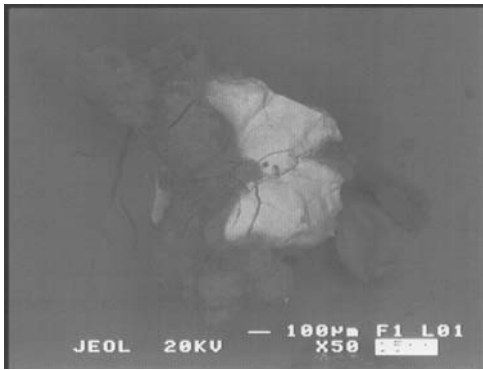
Апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH}, \text{CO}_3)$, в природе встречается в кислых породах как аксессуарный минерал, в щелочных породах – совместно с нефелином является одним из главных породообразующих минералов. Данный минерал встречается в пегматитовых жилах с мусковитом, также типичен, для некоторых контактно-метасоматических месторождений [1]. Кроме того, апатит является минеральной составляющей физиогенных (кости, зубы) и патогенных (мочевые, почечные, кальцификаты сердечных клапанов и др.) биоминеральных агрегатов. Следует отметить, что число работ посвященных изучению апатита, входящих в состав желчных конкрементов не столь многочисленно (Кораго А.А. 1992; Been J.M., Bills P.M. and Lewis D. 1977), в особенности не освещены вопросы касающиеся морфологии и состава биогенного минерала. В настоящей работе изложены результаты изучения апатита, входящего в состав холелитов. Исследования проводились с использованием рентгеноструктурного (дифрактометр ДРОН-2), спектрального полуколичественного (спектрограф ИСП 22), ИК-спектроскопического (спектрометр AVATAR 360 FT-IR с использованием приставки МНПВО «NICOLET Smart MIRacle») анализов. Методов растровой электронной микроскопии (JSM 6400) и микрозондового анализа, который осуществлялся посредством энергодисперсионного спектрометра «Link», установленного на РЭМ.

Исследования методом РЭМ наших образцов холелитов, извлеченных из одного и того же желчного пузыря, показали присутствие апатита, основная часть которого была сосредоточена в центральной части. Для апатита характерны образования неправильной формы (рис. 1а). На электронно-микроскопических снимках выявлена его наноглобулярная структура. Глобулы имеют размеры не более 100 нм (рис. 1б). Соотношение Ca/P по результатам микрозондового анализа составляет 1.84. Рентгеноструктурным анализом были установлены основные полосы на дифрактограммах: 3.43, 3.17, 2.79, 2.62, 2.51, 2.25, 1.93, 1.83 Å. Методом наименьших квадратов были рассчитаны параметры элементарной ячейки апатита $a_0 = 9.36$ Å, $c_0 = 6.88$ Å. По данным ИК-спектроскопии отмечается присутствие полос поглощения 563, 603 cm^{-1} и 1035 cm^{-1} характерные для деформационных и валентных колебаний группы $[\text{PO}_4]$. Полосы при 870 cm^{-1} и 1412-1450 cm^{-1} относятся к колебаниям группы $[\text{CO}_3]^{2-}$. Данные полосы свидетельствует о вхождении карбонат-иона в позицию $[\text{PO}_4]$. Причем, доказательством того, что углерод входит именно в структуру биоапатита (а допустим, не образует самостоятельного карбоната CaCO_3), служат не явно вырожденные колебания CO_3 групп в области 1412-1450 cm^{-1} . Кроме того, наблюдаемая широкая полоса 3370 cm^{-1} и полоса слабой интенсивности при 670 cm^{-1} свидетельствуют о присутствии групп OH. Содержание фосфора по данным спектрального полуколичественного анализа составляло до 1 мас. %, кальция до 10 мас. %.

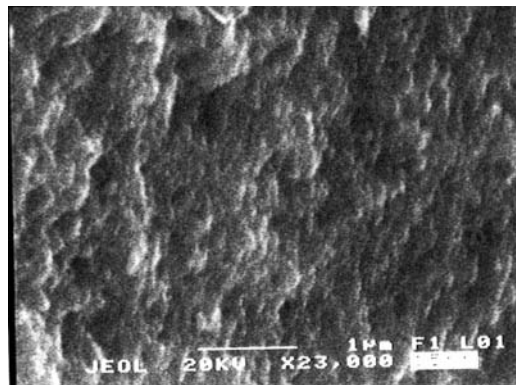
Таким образом, результаты исследований апатита, входящего в состав холелитов показали его близость к карбонатсодержащему гидроксилapatиту.

Литература

1. Минералогическая энциклопедия (1985) / Под. ред. К. Фрея: Пер. с англ. – Л.: Недра, 512 с.
2. Кораго А.А. (1992) Введение в биоминералогию. Санкт-Петербург: «Недра», 280 с.
3. Been J.M., Bills P.M. and Lewis D. (1977) Electron probe microanalysis in the study of gallstones // Gut. 18. pp. 836-842.



а



б

Рис.1. а - апатит (светлое); б - поверхность апатита глобулярной структуры

Сульфиды Zn, Pb метаморфогенно-гидротермальных жил Норильского рудного поля¹

Гриценко Юлия Дмитриевна²

инженер

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

E-mail: Ygritsenko@rambler.ru

Норильское рудное поле расположено в плитном чехле Восточно-Сибирской платформы. Магматические сульфидные Co-Ni-Cu руды сопряжены с расслоенными интрузивами трапповой формации с возрастом 251 млн. лет. Образования трапповой формации и подтрапповые толщи захвачены метаморфизмом погружения в условиях цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций с Rb/Sr возрастом 232–122 млн. лет.

Наряду с галенитом, сфалеритом, вюртцитом, ангидрит-карбонатные жилы содержат арсениды, антимониды и сульфоарсениды Ni-Co-Fe, сульфиды Cu, Ni, Mn, Ag, Bi, Cd, апофиллит, датолит, ксонотлит, пренит. Параметры формирования жил: P=0.9 - 0.1 кб, T=216 - 127°C, растворы NaCl-MgCl₂ умеренной солености 6.5 – 12.6 мас. % экв. NaCl.

Галенит развит практически во всех карбонатных прожилках, залегающих в пределах сульфидных Cu-Ni руд, довольно часто вместе с Ni-Co-Fe-арсенидами. Размер выделений галенита варьирует от 0,1 мм до 10 см. Отдельные прожилки состоят преимущественно из галенита и небольших количеств кальцита. Состав галенита отвечает $(Pb_{0.972}Fe_{0.023}Co_{0.003})_{0.998}(S_{0.998}As_{0.004})_{1.002}$.

Вюртцит (политип 4H) слагает радиально-лучистые и зернистые агрегаты с поперечником до 50 см. Цвет минерала тёмно-бурый до коричневого. Содержит 6 – 11 мас. % Fe, до 2.5 мас. % Cu, 1 % Cd, 0.5 % Hg и 0.1 % Mn. Состав вюртцита отвечает $(Zn_{0.80-0.86}Fe_{0.13-0.19}Cu_{0-0.04}Cd_{0-0.01})S_{0.99-1}$.

Сфалерит в гидротермальных жилах слагает небольшие кристаллы красно-бурого, зеленовато- и жёлто-коричневого цвета, содержит 0.3 - 2 мас. % Fe и 0.3-1 мас. % Cd. Состав сфалерита отвечает $(Zn_{0.97-0.98}Fe_{0.01-0.03}Cd_{0-0.01})S$, параметр его элементарной ячейки $a_0 = 5.408 (2) \text{ \AA}$. Сфалерит часто с подчиненным галенитом и кальцитом замещает первичные пентландит-пирротин-халькопиритовые руды. Этот сфалерит богаче железом, чем сфалерит кальцитовых жил.

При образовании гидротермальных жил происходила мобилизация как корового материала, так и вещества магматических сульфидных руд. Вероятным источником Ni и Co для гидротермальных жил служили окружающие сульфидные Co-Ni-Cu руды.

Изотопный состав Pb галенита первичных и метаморфизованных магматических сульфидных руд мантийный. Изотопный состав Pb галенита гидротермальных жил коровый или имеет промежуточные характеристики между коровым и мантийным. Модельный свинцово-изотопный возраст галенита гидротермальных жил 110-143 млн. лет. Rb/Sr возраст апофиллита карбонатных жил – 164-122 млн. лет. Предшествующие исследователи (Годлевский, 1959; Дистлер и др., 1985 и др.) рассматривали гидротермальные жилы как производные трапповой формации (251 млн. лет). Данные по изотопному составу Pb однозначно показывают, что образования трапповой формации не могли являться единственным источником рудного Pb для гидротермальных жил.

Литература

1. Годлевский М.Н. (1959) Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат. 89 с.
2. Дистлер В.В., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Балбин А.С. (1975) Арсениды, сульфоарсениды никеля, кобальта и железа Галнахского рудного поля. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л.: Наука. С. 61-74.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 07-05-00057) и президента РФ (МК-1266.2008.5).

² Автор выражает признательность профессору, д.г.-м.н. Спиридонову Э.М. за помощь в подготовке тезисов.

О морфологии гранатов из ореолов рассеяния нижнего течения р. Оленек (Якутия)***Коваль Александр Юрьевич****студент**Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия**E-mail: al.koval@mail.ru*

На сегодняшний день среди исследователей нет единого мнения о возрасте и местоположении коренных источников алмазов северо-востока Сибирской платформы. С точки зрения обнаружения последних интерес представляют территории в бассейне нижнего течения р. Оленек, вместе с тем сведения о морфологии минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) из осадочных коллекторов данных площадей не позволяют делать однозначных выводов, что приводит к необходимости их дополнительного изучения.

В аллювиальных отложениях одного из левых притоков нижнего течения р. Оленек выявлены повышенные концентрации МИК. Нами изучены особенности морфологии более 600 зерен гранатов пиропового ряда, как наиболее информативных среди всех индикаторных минералов. Установлено преобладание в ассоциации хромистых гранатов фиолетовых оттенков (63,4%) на фоне относительно повышенной доли низкохромистых оранжевых и красных. Гранулометрический состав зерен в целом выдержан и представлен высокими классами крупности (3-1 мм). Характерным являются значительные содержания средне и слабо изношенных пиропов (соответственно 47,3% и 29%), при этом большим распространением пользуются разности угловато-округлой (45,1%) и угловатой (30,1%) формы.

Проводилось также изучение форм гипергенного рельефа зерен. Отмечены гранаты кубоидного типа коррозии со свойственным каплевидным и бородавчатым рельефом; встречаются и крайние формы растворения – выпуклогранные кубоиды. В меньшей степени содержатся пиропы с дислокационным типом коррозии, диагностированные по наличию клиновидных (для оранжевых) и тонких волосовидных (для всех цветовых разностей) каналов травления. Устья каналов образуют на поверхностях зерен специфические формы отрицательного рельефа. Такие гранаты часто трещиноваты и имеют плохую прозрачность. С дислокационным типом тесно связано коррозионное растрескивание пиропов, обусловленное развитием мелких хаотически расположенных циркообразных и серповидных скульптур, а также более крупных секущих сколов, ориентированных субпараллельно друг другу. Поверхности сколов, как правило, слабо корродированны, однако зачастую можно встретить сколы, затронутые интенсивными механогенными и гипергенными изменениями, что указывает на их образование в постмагматических условиях, т.е. до попадания МИК в ореол рассеяния.

В отдельных случаях присутствуют зерна с реликтами пирамидально-черепитчатого рельефа, но в целом эти формы не характерны для изученных МИК.

Рассмотренные особенности морфологии гранатов позволяют сделать выводы о литодинамических обстановках формирования ореолов кимберлитовых минералов. Совместное нахождение пиропов высокой степени износа и слабо окатанных или без признаков истирания указывает соответственно на прибрежно-морские и континентальные условия, т.е. гетерогенность изучаемого ореола. О переотложении МИК в процессе осадконакопления из более древнего коллектора свидетельствует развитие по механогенным поверхностям гипергенного коррозионного рельефа. При этом часть слабо окатанных и неокатанных зерен, а также высокая доля оранжевых гранатов, возможно, поступила в ореолы в результате повторной денудации коренных источников. В случае достоверности подобных выводов гранаты с низкой степенью механического износа обнаруживают связь со своими источниками, а их наличие в шлиховом ореоле может служить прогнозно-поисковым признаком.

Влияние НТ¹ и βНТ² обработки на оптические свойства природных алмазов типа Ia с коричневым и желтым нацветом.

Кошенская Татьяна Олеговна, Серов Роман Сергеевич

Студентка, магистрант

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

E-mail: kosh77@yandex.ru

Облагораживание алмазов применяется с целью улучшения характеристик камня, таких как цвет и чистота. Определение облагораживания является одной из главных проблем в геммологии алмаза. Высокая цена на цветные алмазы и возможность их получения с помощью отжига и облучения из низкокачественного желтого и коричневого сырья обусловили актуальность применения при диагностике сложных приборных методов.

В качестве объектов исследования использовались алмазы типа Ia с желтым (15 образцов) и коричневым (15 образцов) нацветом. Были изучены как ограненные бриллианты, так и неограненные кристаллы массой от 0,25 до 1,12 карат.

Образцы подверглись сначала отжигу при температуре 1250 С при комнатном давлении в течение 30 минут. После этого камни были изучены и затем облучены электронами, отожджены повторно и затем исследованы снова. Были исследованы методы оптической, ИК-спектроскопии и фотолюминесценции до и после облагораживания (НТ и βНТ-обработки).

В результате облагораживания цвет и чистота камней изменились. Коричневые камни после отжига частично обесцвечивались, в связи с уменьшением поглощения широких полос 480 и 540 нм, отвечающих пластическим деформациям [В.Б. Квасков, 1997]. Концентрация азотных дефектов по данным ИК- спектроскопии после отжига не изменилась. Изменений для линии С-Н (3106 см⁻¹) также не было отмечено. Фотолюминесценция с лазерным возбуждением 337 нм показала уменьшение интенсивности голубой люминесценции, связанной с N3 дефектом и увеличение желтой составляющей, связанной с N3 (Н4) дефектом. Желтые алмазы после отжига в течение 30 минут частично обесцвечивались. Данное обесцвечивание было связано с уменьшением концентрации центра N3 (по оптическим спектрам). Изменения концентраций ИК-активного азота также не наблюдалось для камней с желтым нацветом.

Для большинства всех алмазов с включениями наблюдалось их увеличение после отжига. В некоторых случаях была отмечена графитизация поверхности камня и графитизация областей вблизи включений.

Было отмечено, что после облучения электронами с последующим отжигом (T=1250°C) возникают полосы, отвечающие N3 и N4 дефектам. При этом коричневые камни приобретают желто-зеленый оттенок. Камни с желтым нацветом после облучения и отжига характеризовались возрастанием концентрации N3 (N4) дефекта и появлением N2. Цвет становится интенсивным желтым или зеленовато-желтым. Изменение окраски алмазов при отжиге связано с уменьшением концентрации вакансий и некомпенсированных зарядов при нагреве камня.

Облагораживание камней актуально в случае, если оно экономически эффективно и увеличивает цену камня. После НТ-облагораживания интенсивность окраски алмазов меняется (примерно на одну позицию выше), при этом повышается цена на них, но незначительно. Это не покрывает затрат на проведение подобного облагораживания (факт облагораживания понижает цену). В итоге, отжигать алмазы не выгодно. Имеет смысл проводить последующее облучение (βНТ-обработку), т.к. алмазы приобретают в результате этой процедуры фантазийную окраску и цена при этом значительно возрастает.

Литература

1. В.Б. Квасков Природные алмазы России, Научно-справ. изд. М.: Полярон, 1997 304 с.

¹ Отжиг без давления при температуре 1250°C в специальной среде в течение 30 минут

² Облучение электронами и последующий отжиг без давления при температуре 1250°C в специальной среде

Идентификация С-дефектов и оценка их относительного содержания в октаэдрических кристаллах алмаза IaAB типа¹

Линь Фан²

Аспирантка

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

E-mail: fxinye.l@gmail.com

Оценка температурно-временных параметров термического отжига кристаллов алмаза в мантийных условиях, показанная в работах (Teylor e.a.,1990; Mendellsohn, Milledge,1995; Хачатрян, 2003 и др.), основана на ИК спектроскопическом определении общего содержания азота C_N и в агрегированных формах. $A[(N_2)_c]$ -дефектов.

Так, доля азота в агрегированной форме $A[(N_2)_c]$ -дефектов, образующихся по реакции $nN+nN=nN_2+E_A$, определяется кинетическими уравнениями второго порядка типа $C_{N_2}=C_N/[1+tC_{NAr} \exp(-E_A/RT)]$, где T – температура; t – время, A_{Ar} – константа Аррениуса, $\ln A_{Ar}=13,5$; E_A – энергия образования дефекта A , $E_A/R = 81\ 626(K)$. Для определения температуры отжига необходимо знать длительность процесса, который соответствует возрасту, определяемому независимыми методами, и обычно находится в пределах 1-2 млрд. лет. Предполагается, этого времени достаточно для полного достижения равновесия. Следует отметить, что в этих и аналогичных расчетах для более сложных $B1[(N_4V_c)]$ - и планарных $B2[(C)_nN_x]$ -дефектов с неопределенным содержанием азота не учитываются неопределенность содержания азота в $B2[(C)_nN_x]$ -дефектах и взаимное влияние относительного содержания дефектов, зависимость степени и формы агрегации от общего содержания азота в форме $C[N_c]$ -дефектов и вакансий. Однако, оценка содержания азота в $C[N_c]$ - и $B2[(C)_nN_x]$ -дефектах по ИК спектрам осложняется тем, что в большинстве кристаллов, представленных **IaAB** типом, полосы, относящиеся к $C[N_c]$ -дефектам, перекрываются более интенсивными полосами поглощения $A[(N_2)_c]$ - и $B1[(N_4V_c)]$ -дефектов и поэтому обычно не фиксируются. К этому следует добавить, что вследствие перекрытия полос недостаточно точно определяется содержание азота также и в $A[(N_2)_c]$ - и $B1[(N_4V_c)]$ -дефектах.

Для идентификации $C[N_c]$ -дефектов в кристаллах с высоким содержанием $A[(N_2)_c]$ - и $B1[(N_4V_c)]$ -дефектов использована методика обработки ИК спектров с помощью компьютерной программы OMNISC. Последующее разложение спектров на составляющие с использованием программы Originpro позволяет рассчитать приведенную к площади полос собственного (решеточного) поглощения S_d суммарную площадь всех полос поглощения S_N (безразмерного коэффициента $K_s=S_N/S_d$ пропорциональную суммарному содержанию азота C_N (в *at.ppm*), и индивидуально для каждого дефекта (K_{sC} , K_{sA} , K_{sB1} и K_{sB2}).

По этой методике было проведено изучение около 200 кристаллов октаэдрического облика из 4-х месторождений Якутии (трубки Мир, Юбилейная, Удачная и Комсомольская). Во всех изученных кристаллах обнаружены $C[N_c]$ -дефекты и установлены функциональные зависимости $K_{sC} \sim K_s$; $K_{sC} \sim K_{sA}$; $K_{sC} \sim K_{sB1}$. Установлено, что кристаллы алмаза каждого месторождения характеризуются индивидуальными функциональными зависимостями, обусловленными различными температурно-временными параметрами синхронного термического отжига на разных глубинах.

¹ Тезисы доклады основаны на материалах кандидатской диссертации

² Автор выражает признательность доценту, к.г.-м.н. Кононову О.В. за помощь в подготовке тезисов.

Внутреннее строение алмаза – отражение условий генезиса

Палажченко Ольга Валерьевна

Аспирантка

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

E-mail: miolta@yandex.ru

Алмаз из кимберлитов Fe-Ti серии трубки им. В. Гриба отличается более высоким качеством по сравнению с кристаллами из пород глиноземистой серии трубки им. Карпинского-1 Архангельской алмазоносной провинции. Задача настоящей работы – изучение условий генезиса алмаза из двух трубок, сложенных кимберлитами разных минеральных типов, обусловивших отличие характеристик алмаза на основе исследования внутренней морфологии кристаллов.

Объект и методика исследований

Изучено 27 плоскопараллельных алмазных пластин из трубки им. В. Гриба, вырезанных по плоскостям (100) и (111), и 28 из трубки им. Карпинского-1. Тип алмазоносного парагенезиса и температурный режим реконструировались по распределению азотных центров и включениям в алмазе. Механизм и «история» роста кристаллов изучались с помощью методов цветной катодной люминесценции, локальной ИК-спектроскопии, изотопного анализа углерода.

Обсуждение результатов

Большинство кристаллов из трубки им. В. Гриба имеют однородное или послыбно-октаэдрическое внутреннее строение, сформировавшееся по тангенциальному (Т) механизму роста (рис. 1, а). Центральные части зональных кристаллов, как правило, более высокоазотные ($N_{tot}=250, 800$ at. ppm), чем краевые ($N_{tot}=450, 79$ at. ppm). Кристаллы из трубки им. Карпинского-1 имеют более разнообразное внутреннее строение: зональное, зонально-секториальное и сложное «пульсационное», образующееся по нормальному (N) и смешанному (N+T) механизмам роста (рис. 1, б, в). Последовательность зон роста различна: Т→N, Т→N→Т, реже N→Т и N, Т→Т+N и другие. В каждой трубке присутствуют кристаллы, имеющие в центре одну или несколько затравок (алмаз первой генерации «А»), которые отличаются по форме, внутренней морфологии, изотопному составу углерода, содержанию дефектов от выросшего алмаза второй генерации «Б» (рис. 1, в, г). Алмаз «А»: высокое содержание дефектов азота, N_A и $N_B > 1000$ at. ppm., более изотопно-тяжелый $\delta^{13}C = -5.8, -6.34\%$. Алмаз «Б»: $N_{tot} \leq 600$ at. ppm, более изотопно-легкий $\delta^{13}C = -7.54\%, -8.01\%$.

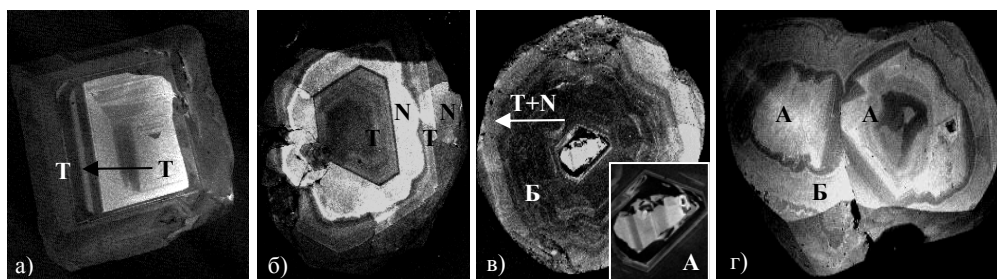


Рис. 1. Внутреннее строение кристаллов алмаза по данным ЦКЛ.

Установлено, что условия и режим кристаллизации алмаза значительно отличались: более контрастные с неоднократной сменой в трубке им. Карпинского-1. Многостадийность процесса кристаллизации отражена в зональности внутреннего строения и особенностях распределения дефектов. Определены ориентировочные параметры алмазообразования: в трубке им. В. Гриба $T=1100-1250^{\circ}C$, $P=45$ кбар, в трубке им. Карпинского-1 $T=1075-1150^{\circ}C$, $P=43$ кбар. Выявлены две генерации алмаза в трубках, что свидетельствует о дискретности процесса алмазообразования. Установлено, что в трубке им. В. Гриба преобладает алмаз перидотитового парагенезиса, в трубке им. Капинского-1 – смешанного эклогит-перидотитового.

Оловоносные гранаты Тырнаузского месторождения.**Рогачева Любовь Ивановна**

студентка

Кононов Олег Васильевич - научный руководитель E-mail: okonon@geol.msu.ru

геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова. Москва. Россия.

E-mail: L18@pochta.ru

Гранат – один из самых известных и распространенных минералов различных геологических формаций. В пределах Тырнаузского рудного поля гранат приурочен к зонам гидротермального изменения скарново-рудных тел. Его содержание в разных участках скарново-рудных тел сильно варьирует. Повышенное, по сравнению с другими минералами, содержание граната наблюдается в Северо-Западном скарне и в кольцевом скарне «Пик Веры». В южном скарне количество граната возрастает от лежачего к висячему бока. [1]

Гранат поздних генераций, представленный рядомgrossуляр-андрадит, присутствует в зоне гидротермально измененных скарнов и содержит максимальное количество олова. По морфологии эти гранаты можно разделить на тонкозернистые и кристаллические агрегаты. Первые представляют собой зерна размером в несколько миллиметров либо образующие сплошную массу. Вторые образуют кристаллы ромбододекаэдрической и тетрагонтриоктаэдрической формы с характерным металлическим блеском.

Исследования на сканирующем микроскопе JEOL JSM-6480 LV показали, что гранаты зональны.

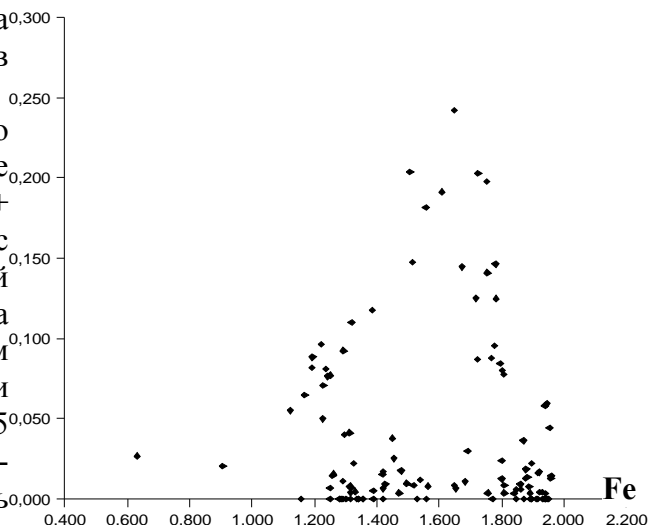
Микронзондовые анализы показали вариации состава гранатов центральной скарновой зоны. Содержание олова колеблется от первых до десятков процентов.

При анализе корреляционного графика Sn ~ Fe, построенного на основе этих данных, схеме $(R^{3+})_{2x} = (Sn^{4+})_x + (R^{2+})_x$ соответствует левый фрагмент с прямой пропорциональностью, который обнаруживается в чистом виде на отдельных кристаллах с умеренным содержанием железа (до 1.5 ф.к.). При большем содержании железа (более 1.5 ф.к) олово находится скорее в обратной пропорциональной зависимости относительно железа, что отвечает скорее схеме изоморфизма. Таким образом можно выделить 2 тренда накопления олова.

Также в гранате микронзондовым анализом обнаружена неизвестная оловянная фаза состава соотношением Ca:Sn:Si = 3:1:3, содержащая до 28 % SnO₂.

Литература

1. Н.Г. Родзянко И.К. Нефедов А.Ф. Свириденко. «Редкометальные скарны Тырнауза» М. Недра 1973г.
2. О.В. Кононов «Олово в гранате Тырнаузского месторождения» ДАН СССР 1990г. т.301 №1



**Цветные алмазы из Анабарских россыпных месторождений, Западная Якутия.
Классификация на основе спектроскопических особенностей.**

Серов Роман Сергеевич¹

студент

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

E-mail: roman@diamanters.ru

Последние несколько лет ведется разработка Анабарских россыпей в Западной Якутии. Алмазы из этих россыпей характеризуются повышенным содержанием цветных разновидностей. Широкие вариации цветов и оттенков для этих алмазов не позволяют классифицировать их, используя только визуальное исследование. Но классификация по цвету для таких камней необходима.

Было проведено исследование цветных алмазов с помощью оптической и ИК-спектроскопии с целью создания классификации по цвету, основанной на колориметрических измерениях и спектроскопических особенностях камней.

Из 247 алмазов были отобраны 120, чья форма и поверхность была пригодна для получения спектроскопических данных. Оптические спектры нормировались, чтобы учесть потери и затем по ним моделировался цвет камней.

Оптические спектры позволили разделить все цветные камни на 7 групп с различной природой окраски:

Первая группа представлена желтыми, желто-оранжевыми камнями, которые характеризуются поглощением, связанным с С-дефектами в оптической области спектра.

Вторая группа помимо поглощения С-дефектов имеет также полосу, отвечающую дефекту (N-V)⁺ с полосой 637 нм, что обуславливает зеленовато-желтый цвет этих камней.

Алмазы третьей группы характеризуются дефектами N3 (415 нм) и N2 (476 нм), дающими желтую окраску.

Четвертая группа камней в дополнение к N3 имеет интенсивные полосы N3 (503 нм) – N4 (496 нм) дефектов. Алмазы имеют насыщенный желтый цвет с зеленым оттенком.

Пятая группа характеризуется набором линий N3 – N3 – N4 – 540 нм придающим камням оранжево-коричневый цвет с дополнительным зеленым оттенком.

Шестая группа характеризуется коричневым и оранжево-коричневым цветом, связанным с широкими полосами 470 и 570 нм.

Алмазы седьмой группы имеют очень редкий розовый цвет в связи с широкой полосой поглощения 560 нм.

Цветовые координаты ху для всех исследованных камней были нанесены на локус. Это позволило определить изменение цвета при изменении концентрации центров окраски и постепенное изменение оттенка камня при этом. Еще более четкое разделение было получено при построении диаграммы в координатах хуZ.

Спектроскопически и колориметрически характеризованные камни в дальнейшем будут использоваться как эталоны для классификации цветных алмазов.

Работа была проведена в «ЕСО АЛРОСА».

¹ Автор выражает признательность к.г.-м.н. наук Шелементьеву Ю.Б. за помощь в подготовке тезисов.

Метод оценки объемных соотношений разных фаз в многофазовых флюидных включениях для расчета состава флюидов.**Чернова Александра Дмитриевна¹***Студент**Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия**E-mail: mallotig@yandex.ru*

Состав и металлоносность высокотемпературных хлоридных рассолов интенсивно изучаются многими исследователями флюидных включений, поскольку такие исследования дают информацию о поведении рудных компонентов во флюидно-магматических системах и могут дать ключ к решению фундаментальной проблемы магматического источника рудного вещества. Для изучения состава включений таких флюидов используют самые современные и высокочувствительные неразрушающие методы исследования состава, вплоть до протонного зонда и синхротронного излучения. Однако реконструкция химического состава флюидов по данным изучения многофазовых включений связана со многими трудностями, которые мешают достижению необходимой точности в определении концентраций рудных компонентов. Как правило, различные фазы многофазовых флюидных включений имеют неправильную форму и взаимно деформируются. Определение объема отдельных фаз и общего объема таких включений представляет довольно сложную математическую задачу, для решения которой мы предлагаем использовать современные достижения компьютерной техники.

Предлагаемый метод оценки объемных долей различных фаз заключается в построении объемной модели многофазового флюидного включения и состоит из следующих шагов:

Определение объема отдельных фаз во включении

Определение общего объема включения

Вычисление соотношения объемных долей различных фаз во включении.

Для оценки общего объема деформированного включения и отдельных фаз необходимо:

Послойная фотосъемка флюидного включения с помощью микрометренных устройств микроскопа на разных глубинах с определенным шагом. Такие исследования выполнялись на фотомикроскопе высокого разрешения Axio Imager Carl Zeiss.

Фиксация фазовых границ в полученных изображениях различных сечений включения с помощью компьютерных графических программ.

Представление итоговой серии сечений включения в качестве стрингов – очертаний границ фаз в данном сечении, которые с помощью программ 3D моделирования превращаются в каркасы – замкнутые фигуры. Объем каркасов оценивается специальными модулями 3D программ. Для изучения природных флюидных включений была использована программа Micromine.

По построенным объемным моделям отдельных фаз и включения в целом вычисляются относительные объемы фаз. Зная состав и плотность всех фаз, можно рассчитать химический состав флюида включения.

Использование этой методики дает возможность практически томографического исследования содержимого многофазового включения. Полученную 3D-модель многофазового включения можно вращать и рассматривать с разных сторон.

Предложенный метод оценки объемных долей фаз применялся для изучения высокотемпературных многофазовых включений хлоридных рассолов во флюорите из руд уникального скарнового месторождения Тырныауз (Северный Кавказ, Россия).

¹ Автор выражает благодарность В.Ю.Прокофьеву и Н.Н.Шатагину за помощь в подготовке тезисов.