

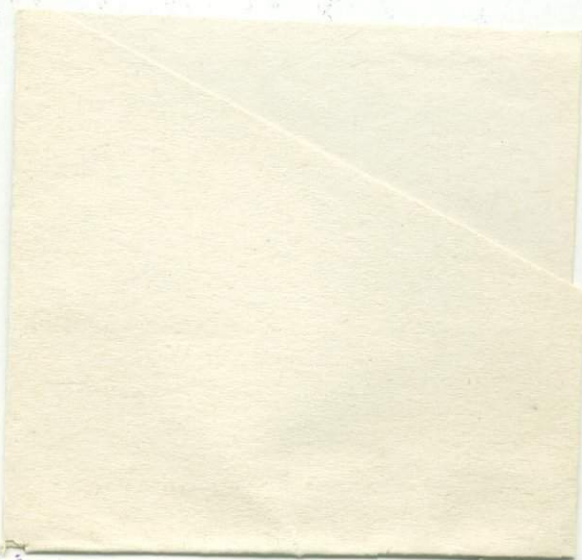


**ХІ СЪЕЗД
МЕЖДУНАРОДНОЙ
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ
АССОЦИАЦИИ**

Том II

НОВОСИБИРСК-1978

2. September 1874
N. Cognac.



МЕЖДУНАРОДНАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ СО АН СССР

549

2667

ХІ СЪЕЗД МЕЖДУНАРОДНОЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Тезисы докладов

Том II

НОВОСИБИРСК—1978



В книге помещены тезисы докладов XI съезда Международной минералогической ассоциации (ММА) по минералам высоких давлений, экспериментальной минералогии и проблеме верхней мантии, неоднородностям минералов, драгоценным камням, рентгеноспектральному микроанализу, электроннозондовым методам исследования в минералогии и ряду вопросов минералогии, петрологии и учения о полезных ископаемых.

Редакционная коллегия:

Жариков В.А., Лаврентьев Ю.Г., Оболенская Р.В., Орлов Ю.Л.,
Петровская Н.В., Птицын А.Б., Савкевич С.С.,
Соболев Н.В. (главный редактор), Сотников В.И. (зам.гл. редактора),
Черепанов В.А.

Печатается по решению
секции минералогии,
петрографии, геохимии
и рудных месторождений
Ученого совета ИГиГ СО
АН СССР

© Институт геологии и
геофизики СО АН СССР
1978

МИНЕРАЛЫ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

АЛМАЗ: ГЕНЕЗИС И МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Г.О.Мейер, Х.М.Тсан

Лафайетт, США

Начиная с середины 1960-х годов получена большая информация о минеральных включениях в природных алмазах. Эта информация, в большинстве своем содержащая данные по химизму минералов, касается месторождений алмазов, распространенных по всему миру (Ю.Африка, Ю. и С.Америка, СССР, Австралия). Геологический возраст алмазоносных пород, достигших поверхности Земли, варьирует от докембрия до позднего мезозоя.

В этот же период (середина 1960-х годов и до настоящего времени) выполнено большое количество минералогических и петрологических исследований кимберлитов и ассоциирующих с ними ксенолитов. Существует несколько проблем, касающихся петрогенезиса этих пород, которые остаются нерешенными. Одна из них: интерпретация особенностей химизма минералов-включений в алмазах по отношению к минералам и ксенолитам кимберлитов. Во всех природных алмазах минералы, установленные во включениях, в общем одинаковы: оливин, пироксен, гранат, шпинель. Однако имеются существенные вариации химизма минералов, прежде всего, клинопироксенов и гранатов. Различия в химизме минералов, по видимому, отражают значительные локальные вариации состава мантии в тех районах, где образуется алмаз. Во всяком случае в настоящее время можно выделить две геохимические обстановки, в которых растет алмаз, а именно, эклогитовую и ультраосновную. Каждая из них характеризуется определенными особенностями, которые следует учитывать, рассматривая генезис алмазов. Тем не менее, P-T режим в этих геохимических обстановках, не сильно различается и в общих чертах соответствует P-T режиму в кимберлитах, оцениваемому по химизму ксенолитов.

Алмазы, содержащие включения эклогитовой ассоциации, генетически не связаны с кимберлитами. Вопрос о генезисе алмазов с включениями ультраосновной ассоциации не столь ясен, но по всей вероятности алмазы являются ксенокристами, а не фено-

кристами в кимберлитах. Решение этих проблем важно для надежного определения источников алмазов и разработки представлений об общей структуре верхней мантии.

КЛИНОПИРОКСЕНЫ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ

В.А.Жариков, Л.Т.Ханухова

Черноголовка, СССР

При $P=35$ кбар и $T=1200^{\circ}\text{C}$ установлены фазовые соотношения в системе $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-NaAlSi}_2\text{O}_6\text{-CaAl}_2\text{SiO}_6\text{-SiO}_2$. В ее пределах экспериментально обнаружен объем минеральных ассоциаций без свободного кремнезема и определено положение его границ. Характерно, что граница появления свободного SiO_2 , вдоль которой кристаллизуется мономинеральный пироксен, проходит в крайних системах по линиям составов $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$ и $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6\text{-Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$, а в тетраэдре $\text{Di - Jd - CaTsCh - SiO}_2$ по плоскости $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-NaAlSi}_2\text{O}_6\text{-Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$. Впервые экспериментально доказано, что растворение избыточного кремнезема в клинопироксенах высокого давления происходит в виде пироксенового минала $\text{Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$ (Ca-молекулы Эскола). Максимальное содержание избытка SiO_2 в клинопироксенах в данной системе 19 эквивалентных молекулярных % (21 вес.%, или 48 мол.%). Определены пределы растворимости минала Эскола в пироксенах ряда диопсид-жадеит (до 47 вес.% в диопсидовом и до 12 вес.% в жадеитовом компонентах).

Рассмотрена связь состава образующихся клинопироксеновых твердых растворов с некоторыми рентгеновскими и оптическими характеристиками, и на этой основе проведен анализ кристаллохимических особенностей клинопироксенов, содержащих избыточный кремнезем. Растворение избытка SiO_2 в виде $\text{Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$ осуществляется путем изоморфного вхождения Si на место Al^{IV} (доля которого значительна в клинопироксенах $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-NaAlSi}_2\text{O}_6\text{-CaAl}_2\text{SiO}_6$, благодаря Ca-молекуле Чермака) с одновременным изоморфизмом в позициях M1 ($\text{Mg}^{2+}\text{-Al}^{3+}$) и M2 ($\text{Ca}^{2+}\text{-Na}^{+}$)

(для составов внутри тетраэдра $Di-Jd - CaTsSch - SiO_2$). В позиции M2 пироксеновой структуры в таком случае образуется дефицит катионов.

Присутствие избыточного кремнезема в пироксенитовых и эклогитовых парагенезисах высоких давлений имеет первостепенное значение для понимания происхождения кварцсодержащих магматических серий из мантийного вещества.

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ НА ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ СМЕШЕНИЯ И СОЛЬВУС В МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ.

В.С.Урусов

Москва, СССР

Влияние давления на пределы изоморфных замещений обычно анализируется с позиций отклонения от аддитивности мольных объемов смеси. Если отклонение отрицательное, то давление расширяет пределы изоморфизма при данной температуре, а если отклонение положительное, то давление ограничивает замещение, способствуя распаду твердых растворов.

Количественная энергетическая теория изоморфизма позволяет вскрыть более фундаментальный фактор влияния давления на изоморфизм, который заключается в изменении параметра взаимодействия - быстром росте энергии смешения с уменьшением сжимаемости кристалла при повышении давления. Это приводит к росту критической температуры распада изоморфной смеси (до появления полиморфных превращений) и ограничению пределов изоморфной смесимости. Установленное правило предложено назвать правилом депрессии изоморфизма.

Указанный теоретический вывод подтверждается большим количеством экспериментальных фактов, полученных в последнее время для систем галит-сильвин, энстатит-диопсид, форстерит-монтichelлит, альбит-микроклин и др.

ОБЛОМКИ РАЗНООБРАЗНЫХ ЭКЛОГИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЛЕСОТО

Н. В. Соболев, М. М. Мофоло, Г. И. Смирнов

Новосибирск, СССР; Масеру, Лесото

Ксенолиты эклогитов в кимберлитах редко отличаются разнообразием парагенезисов в пределах одного тела или группы тел. В этой связи существенный интерес представляет установление обломков эклогитов, достигающих до 1 см по длинной оси, относящихся к двуминеральным (1), а также к дистеновым (2) и корундовым (3) парагенезисам (по два образца каждого типа), в концентрате кимберлитовой дайки 257 А в юго-западной части Лесото, прослеженной по простиранию на 12 км, с меняющейся мощностью, от 4 см до 3 м.

В концентрате кимберлита преобладают минералы ультраосновного типа парагенезиса, среди которых ведущая роль принадлежит гранату. Только 3-5% гранатов кремово-розового цвета можно предположительно отнести к эклогитовому типу.

Общей особенностью гранатов эклогитов, изученных также как и пироксены, с помощью микроанализатора, является очень низкая железистость: 18,1-23,2%, наряду с переменной кальциевостью, составляющей для гранатов из эклогитов типа I - II, 7 и 25,0% типа 2 - 29,9 и 38,2% и типа 3 - 31,0 и 47,5%. Клинопироксены четырех образцов из типов I и 2 характеризуются, в среднем, повышенным содержанием жадеита (21-42%). Однако, в эклогитах типа 3 пироксены резко различаются по составу, прежде всего, содержанием жадеита (7 и 47%) и компонента Чермака (32 и 11% соответственно). Судя по особенностям минералов, эклогиты типов I и 2 различаются по химическому составу и температура их равновесия, оцененная по распределению железистости граната и пироксена, колеблется в пределах 1000-1200°C, при P=30-40 кбар. Для корундовых эклогитов интервал температур значительно шире (1000-1400°C), причем высокоглиноземистый эклогит с низким содержанием натрия является наиболее высокотемпературным из известных корундовых эклогитов. Полученные данные свидетельствуют о сложном составе эклогитовой части мантии для юго-западного Лесото.

ГРАНАТЫ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА В ОБРАЗЦЕ КАТАКЛАЗИРОВАННОГО
ЛЕРЦОЛИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ "УДАЧНАЯ", ЯКУТИЯ

Н. П. Похиленко, Н. В. Соболев

Новосибирск, СССР

Методом рентгеноспектрального микроанализа изучены составы минералов ксенолитов катаклазированного гранатового лерцолита, содержащего однородные в пределах одного зерна минералы с варьирующими составами в различных участках ксенолита. Особенно резкие колебания составов установлены для зерен гранатов, имеющих различные размеры и окраску: от 1,4 см для буровато-оранжевых гранатов, до 1-2 мм для густоокрашенных лиловых. На основании изучения составов 14 отдельных зерен гранатов установлены вариации содержаний в них ряда окислов: TiO_2 : 1,12-1,61%; Cr_2O_3 : 1,67-8,99%; FeO : 8,47-10,6%; CaO : 4,89-7,05%. С увеличением содержания Cr_2O_3 в гранатах сопряжено повышение кальциевости, понижение железистости и, что является довольно необычным, повышение примеси TiO_2 . Во всех зернах гранатов установлена устойчивая примесь натрия: от 0,05 до 0,10 вес.% Na_2O .

Клинопироксены относятся к субкальциевым хромдиоксидам, отношение $Ca/Ca+Mg$ для них варьирует от 38,7 до 39,4%, что указывает на довольно высокотемпературный характер равновесия изученной ассоциации. Для них установлены некоторые различия (в пределах 4-6 относ.%) в содержаниях MgO , CaO , FeO , Cr_2O_3 , Al_2O_3 , Na_2O . Примесь K_2O (около 0,05 вес.%), свидетельствует о давлениях более 30 кбар при образовании данной породы. В оливинах установлена примесь Cr_2O_3 (около 0,04 вес.%).

Анализ полученных данных позволяет предполагать, что изученная порода является продуктом перемешивания глубинных ультраосновных пород в процессе динамической эволюции глубинного субстрата.

Существенные колебания содержания примеси хрома в составе гранатов отражают различия в содержании глинозема в исходных породах, подвергшихся перемешиванию.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД ОКТАЭДР-КУБ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА

М.Н.Годлевский, Г.А.Гуркина

Москва, СССР

Авторами изучались алмазы из различных месторождений и регионов методами рентгенодифракционной топографии, люминесценции, УФ- и ИК-спектроскопии.

Наблюдаемая внешняя форма кристаллов алмаза чаще всего отражает только последнюю стадию их формирования, в то время как внутренняя морфология алмазов фиксирует стадийность их роста.

Комплексное исследование физических свойств и внутренней морфологии кристаллов алмаза и корреляции последних с кристалломорфологическими и другими внешними наиболее легко диагностируемыми признаками позволило авторам выделить основные внутренне-морфологические группы алмазов: плоскогранные октаэдры, псевдоромбододекаэдры, кубооктаэдры и плоскогранные кубы.

Выделенные группы, по механизму и условиям роста, образуют непрерывный морфогенетический ряд от октаэдров до куба.

Наблюдаемые в пределах этого ряда округлые алмазы являются формами роста. Процесс образования кривогранных алмазов, согласно данным изучения их внутреннего строения, отличается от такового для плоскогранных кристаллов.

ПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ АГРЕГАТЫ АЛМАЗА В СОВЕТСКОМ СОЮЗЕ

Ф.В.Каминский

Москва, СССР

Специфические типы алмаза - баллас и карбонадо - характеризуются микрозернистым строением с размером слагающих их индивидов 1-50 мкм. При этом балласы имеют радиальное строение, которое выявляется как визуально в сколах, так и

рентгеноструктурными исследованиями. Последние показывают значительный угол рассеяния (до 30°), сопровождающийся двойникованием кристаллитов.

Среди карбонадо, найденных в СССР лишь в последние годы, выделяются две разновидности. Первая идентична бразильским карбонадо, отличаясь от них лишь несколько большим средним размером кристаллитов. Вторая разновидность встречена впервые. Она характеризуется наличием примеси лонсдейлита, располагающегося ориентированно по отношению к решетке кубического алмаза. При этом размеры алмазных индивидов весьма однородны и малы (менее 1 мкм).

По сравнению с монокристаллами алмаза, балласы и карбонадо обогащены примесями таких элементов, как Si, Al, Fe, Ca, K и др. Изотопный состав углерода балласов и карбонадо также отличен от изотопного состава углерода монокристаллов алмаза из кимберлитов. Для карбонадо он равен $-29,0\%$, для балласа $-14,2\%$, δC^{13} PDB.

В кимберлитовых трубках карбонадо и баллас не известны. Они встречены только в россыпях Урала, Присаянья, Северной Якутии и Приморья, где ассоциируют с альмандином, цирконом, корундом и другими минералами, не характерными для кимберлитов.

По условиям нахождения балласа и карбонадо и особенностям их состава предполагается, что материнскими породами поликристаллических агрегатов алмаза являются не кимберлиты, а иные глубинные породы.

КРИСТАЛЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ РАСЧЕТА ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗА

Б.А.Мальков

Ухта, СССР

Применение кристаллофизических принципов к системе алмаз-кристаллическое включение позволило найти ряд важных параметров

ров, характеризующих физико-химические условия образования алмаза и доказывающих его внекимберлитовое (мантийное) происхождение.

В минералах-узниках алмаза зафиксированы остаточные напряжения, достигающие 0,9-22,7 кбар при нормальной температуре. В некоторых случаях остаточные напряжения, вероятно, могут достигать значений, соответствующих давлениям при их глубинной кристаллизации. Как известно, сингенетические кристаллические включения в алмазе нередко образуют с ним эпитактические сростания. Расчетами показано, что эти сростания могли образоваться при 70-90 кбар (220-280 км). Кристаллизация алмазов из ультраосновных и основных силикатных расплавов при таких давлениях предполагает температуры порядка 1700-2000°C.

В алмазах известны кристаллические включения ультраосновной и основной (эклогитовой) минеральных ассоциаций, имеющие необычную форму отрицательных кристаллов. Расчеты показывают, что такие включения могли приобрести форму отрицательных кристаллов за чрезвычайно длительный отрезок геологического времени, достигающий нескольких миллиардов лет, т.е. за время пребывания их в твердом мантийном субстрате.

Кристаллофизические исследования приводят нас к представлению о том, что алмаз является минералом верхней мантии, откуда он выносится кимберлитовой магмой на земную поверхность вместе с другими продуктами дезинтеграции мантийных пород.

ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ ПОЛИМОРФЫ УГЛЕРОДА В РОССЫПЯХ ДАЛЬНЕГО СНОСА

Кирикилица С.И., Еременко К.Г., Полканов Ю.А., Хренов А.Я.

Симферополь, СССР

Плотные высокобарические полиморфы углерода отличаются наивысшими среди большинства минералов химической инертностью, твердостью, стойкостью к абразивному износу. Мелкозернистые

россии являются природными ловушками устойчивых минералов и представляют уникальные объекты для изучения средне-статистических совокупностей разновидностей плотных модификаций углерода, связанных с различными материнскими источниками.

Зерна плотных модификаций углерода в россыпях делятся по условиям формирования на две группы: монофазные (алмаз кубический), моно- и поликристалльные зерна - продукт равновесной кристаллизации из пересыщенных углеродом силикатных расплавов алмазной фации верхней мантии ($P_{\min} = 40-50$ кбар, $T = 1400^{\circ}\text{C}$). Это алмазы различного типа, в частности, широко известные разновидности из эндогенных источников (Орлов, 1973). Полифазные (алмаз кубический + алмаз гексагональный + графит + чаоит), поликристаллические зерна - продукт прямого полиморфного превращения кристаллического графита метаморфизированных пород при импульсных нагрузках, превышающих 250-400 кбар, и температурах 1000°C . Полиморфы углерода второй группы аналогичны некоторым разновидностям метеоритных и синтетических алмазов (Fronde! , Marvin , 1967; Бакуль, Андреев, 1975; и др.).

Полиморфы углерода первой группы почти во всех регионах заметно преобладают. Изучение их морфологии и окраски кристаллов, статистики распределения центров люминесценции показывают значимые различия между совокупностями зерен различных регионов и позволяют выделить специфичные провинции (Юрк и др. 1973). Эти различия, по-видимому, отражают неоднородности верхней мантии, и соответственно условия кристаллизации алмазов.

Зерна второй группы имеют переменный фазовый состав, не отвечающий равновесным условиям. Особенности этой группы - многофазность, поликристалличность, малые размеры блоков мозаики, высокая плотность дислокаций, отсутствие примеси азота в парамагнитной форме (Сохор и др., 1973). Специфичен комплекс сопутствующих минералов.

АЗОТНЫЕ ЦЕНТРЫ В ПРИРОДНЫХ АЛМАЗАХ

Е. В. Соболев

Новосибирск, СССР

В природных алмазах на основе комплексного исследования различных свойств выделено более 10 отличающихся по строению и проявлениям центров с участием примесного азота и разработаны их структурные модели. Пять из этих центров фиксируются в большинстве кристаллов: N (ЭПР, ИК, УФ), N_2 (ИК, УФ-система А), N_3V (ЭПР, УФ-система 415 нм), $N_S(III)$ (ИК- V_T , УФ-9, лкм., травление, эл.микр.), $N_S(100)$ (ИК, УФ-система B_2 , лкм., травл., эл.микр., рентген - "шипы"). Наибольшее содержание азота в форме N_S может достигать $5 \cdot 10^{20}/\text{см}^3$, в форме $N_S(III)$ - $4 \cdot 10^{20}/\text{см}^3$. Кристаллы из разных месторождений обнаруживают статистические различия по содержанию тех или иных центров. Изучение характера распределения пяти основных центров по образцам (топографическими методами) показало, что они не испытывали взаимных превращений после образования кристалла, что противоречит распространенной точке зрения о формировании ассоциаций из одиночных атомов азота в процессах постростовой диффузии. Предполагается ростовая природа основных азотных центров; разработана схема, по которой центры N_2 связываются с первичной формой поступления азота из минералообразующей среды (вероятно CN_2), N -центры трактуются как результат диссоциации пары при встройке, а сегрегации по кубу и октаэдру как результат развития процессов полимеризации. Схема описывает многие установленные особенности взаимосвязи центров между собой, например, постоянство соотношения N и N_2 центров для бесцветных образцов, связь между сегрегациями по кубу и октаэдру и т.д. Выделена группа центров, являющихся производными от основных: NV (ЭПР, лкм.-система S), NV_2 (ЭПР, лкм.-система 440.3 нм) - от N ; N_2V (ЭПР), N_2D (ЭПР) VN_2V транс. (сист. H3) - от N_2 ; VN_2V гош (сист. H4) - от $N_S(III)$. Часть из них удается индуцировать искусственно при облучении быстрыми частицами с отжигом либо пластической деформации.

цией кристалла. Топографирование по содержанию пяти основных азотных центров с разрешением до 1 мкм вскрывает, подчас, весьма сложную историю роста каждого кристалла и дает возможность проследить за динамикой условий в очаге кристаллизации.

ВКЛЮЧЕНИЯ В АЛМАЗАХ ИЗ ТРУБКИ ПРЕМЬЕР

Д.Д.Гарни, Д.У.Гаррис, Д.Б.Хотуорн, Р.С.Рикард

Лондон, Англия

Для определения относительной распространенности включений в алмазах трубки Премьер было изучено более 350 тыс. кристаллов. Были определены составы около 100 включений, извлеченных из алмазов.

Определены оливин, ортопироксен, гранат, клинопироксен, кианит, хромит и одно включение амфибола. Визуальная диагностика включений в алмазах, подтвержденная результатами анализов отдельных зерен, указывает что, не считая сульфидов, самым распространенным минералом является оливин. Ортопироксен и эклогитовые клинопироксен и гранат то же встречаются часто. Малиновые гранаты редки и только в одном гранате содержание СаО оказалось меньше 3,5% (вес.).

Характерными признаками составов минералов, которые согласуются с данными других исследователей по алмазам, является присутствие незначительных количеств натрия, калия и хрома в эклогитовых гранатах, эклогитовых пироксенах и оливинах соответственно.

Данные по составу минералов перидотитовых ксенолитов из трубки Премьер не подтвердили тесной связи между составами минералов ксенолитов и включениями в алмазах.

K_p для Fe/Mg между сосуществующими гранатом и клинопироксеном отвечает более высокой температуре образования эклогитовых включений для трубки Премьер по сравнению с трубками Коффифонтейн и Финш.

Включения в алмазах из трубки Премьер, как и включения

из трубки Финш одинаковы в отношении содержания сульфидов и оливина; в них присутствуют как эклогитовые, так и перидоти-
товые минералы и редко встречается кианит и, возможно совсем
отсутствует хромдиоксид в перидотитовом парагенезисе. Но в
отличие от трубки Финш, они характеризуются заметно более вы-
соким содержанием эклогитовых включений, а также тем, что
среди них редко встречаются гранаты с высоким содержанием
хрома и низким содержанием кальция, а также более высоким от-
ношением ортопироксен/оливин .

ТЕРМАЛЬНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ КИМБЕРЛИТОВОГО РАСПЛАВА НА АЛМАЗЫ

А.Д. Харьков, В.П. Афанасьев

Мирный, СССР

По представлениям В.С. Соболева, алмазонасность кимберлитов определяется физико-химическими условиями кристаллизации в верхней мантии и скоростью подъема расплава, являющегося транспортером алмазов. В большинстве случаев не наблюдается термального воздействия кимберлитового расплава на ксенолиты вмещающих пород, что может свидетельствовать об относительно низкотемпературных условиях в диатремах в момент формирования кимберлитов. Исключением являются кимберлитовые тела Верхне-Мунского и некоторых других северных районов, где обнаружены высокотемпературные метаморфические породы, сложенные монтichelлитом, андрадит-гроссуляром, клинопироксеном, куспидином, апатитом и некоторыми другими минералами. Эти породы образовались за счет ксенолитов осадочных пород под воздействием кимберлитового расплава. Ксенолиты кристаллических сланцев на контакте с кимберлитами часто оплавлены. В этих случаях температура кимберлитового расплава была, по-видимому, не ниже 900-1000°C, а давление не превышало несколько сот атмосфер при повышенной активности кислорода. Такие условия явно неблагоприятны для сохранности алмазов, и можно было ожидать, что

часть алмазов в этих трубках уничтожена, а сохранившиеся кристаллы несут следы растворения. И действительно, при детальном изучении алмазов из кимберлитов Верхне-Мунского района установлены специфические коррозионные каверны неправильной формы с извилистыми контурами и геометрически правильными скульптурами (штриховка, полигональные впадины) на бортах и дне. Морфология каверн несколько различается в зависимости от их положения относительно элементов симметрии кристалла. Приурочены они, как правило, к округлым поверхностям. Экспериментально аналогичные скульптуры были получены нами в специфических условиях при травлении алмазов парами воды при температуре 900°C и неравномерном подтоке коррозионного агента.

ОТНОШЕНИЕ $Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$ В ГРАНАТАХ, ПРОИСХОДЯЩИХ ИЗ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

А.В.Уханов и Т.В.Мальшева

Москва, СССР

К числу наиболее надежных методов, позволяющих оценить роль Fe^{3+} в гранатах, относится ЯПР-спектроскопия (эффект Мессбауэра). На мессбауэровских спектрах Fe-Mg гранатов Fe^{3+} проявляется в виде квадрупольного дублета, отличающегося по своим параметрам от дублета Fe^{2+} в координации 8. Соотношение площадей этих дублетов, вычисленное на ЭВМ с учетом различия величин резонансного поглощения Fe^{2+} и Fe^{3+} , дает количественное выражение степени окисления железа в минерале. В таблице приводятся величины $Fe^{3+}/Fe_{общ}$ для гранатов из ксенолитов мантии в кимберлитовых трубках Якутии.

Название трубки	Число образцов	Название породы, представленной ксенолитом в кимберлите	$Fe_{общ}$ в гранате, %
-----------------	----------------	---	-------------------------

I	2	3	4
Обнаженная	I	Пироксенит с гранатом, развывающимся по хромшпинелиду	7,5



I	2	3	4
Обнаженная	I	Гранатовый перидотит	6,9
Обнаженная	I	Гранатовый перидотит с ильменитом	13,3
Обнаженная	5	Эклогит	6,8
Обнаженная	I	Эклогит с корундом	5
Удачная	3	Катаклазированный гранатовый перидотит	17,5
Удачная	I	Эклогит с алмазом	6,8
Удачная	2	Дистеновый эклогит с алмазом	5
Мир	I	Эклогит с алмазом	7,2

Полученные результаты не позволяют рассматривать верхнюю мантию, как область безраздельного господства резко восстановительных условий. Небольшие, но значимые количества окисного железа (среднее отношение $Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$ около 7%) устанавливаются в гранатах из мантийных пород разных фаций глубинности, вплоть до фации алмазоносных эклогитов. Породы, обогащенные глиноземом, отличаются практически полной восстановленностью железа до закисной формы. Повышенное содержание Fe^{3+} в ильменит-гранатовом перидотите согласуется с присутствием окисного железа в ильменитах из кимберлитов. Обращает на себя внимание сравнительно высокое содержание Fe^{3+} в гранатах так называемых катаклазированных перидотитов, которые по найденным значениям P и T образования и в Африке, и в Якутии относятся к числу глубинных. Можно предположить, что выявленная особенность этих гранатов связана с катаклизмом и отражает окислительно-восстановительную обстановку в астеносфере.

ВКЛЮЧЕНИЯ В АЛМАЗАХ ИЗ ЮЖНОЙ АФРИКИ

Д. Д. Гарни, Д. У. Гаррис, Д. Б. Хотуорн, Р. С. Рикард

Лондон, Англия

Изучение включений в алмазах из известных месторождений Южной Африки показало значительные различия между включениями и минералами мантийных пород, представленными ксенолитами из этих же кимберлитов. Хотя перидотитовая и эклогитовая серии пород присутствуют во всех месторождениях, в трубках Робертс Виктор и Финш включения в алмазах представлены преимущественно минералами перидотитовой серии, а в трубке Орапа преимущественно эклогитовой. Другие месторождения промежуточны.

Включения перидотитовой группы характеризуются постоянным составом и имеют более низкие содержания Fe, Ca, Al, Na и более высокие Mg и Cr по сравнению с соответствующими минералами из ксенолитов. Эклогитовые включения характеризуются содержанием натрия в гранатах, калия в клинопироксенах, высоким содержанием Ca, Fe, Al, Na и низким — Mg и Cr, чем они отличаются в геохимическом отношении от эклогитовых минералов из кимберлитов.

Постоянный состав включений перидотитовой ассоциации может быть объяснен незначительным влиянием $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$, что вызывает небольшое понижение температуры плавления мантийных перидотитов, тогда как включения эклогитовой ассоциации могли образоваться в малом объеме магмы в позднюю стадию ее дифференциации, при выделении ее из порции расплава, получившегося при более высокой степени частичного плавления составов, обогащенных водой и CO_2 .

ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ ИЗ НЕКОТОРЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ
ТЕЛ ЛЕСОТО

В.Н.Квасница, В.М.Крочук, Р.М.Леротолли, М.М.Мофоло,
Г.И.Смирнов

Киев, СССР, Масеру, Лесото

Изучена кристалломорфология алмазов из кимберлитовых тел Коло и Лигхобонг-Лемфане. Трубка Коло расположена в низменной западной части Лесото и прорывает осадочные породы бифортских слоев и долериты системы Карру. Кимберлитовые тела Лигхобонг-Лемфане находятся в высокогорной северной части страны, где они прорывают мощные покровы базальтовых лав стормборгской серии.

Основные морфологические типы кристаллов алмаза представлены кривоугольными ромбододекаэдрами, многогранниками переходной формы (от октаэдра к ромбододекаэдру) и октаэдрами. Во всех телах преобладают кривоугольные (округлые) алмазы. Облик алмазов искажен.

На гранях $\{110\}$ характерно развитие каверн, которые имеют неправильные очертания, переходят с грани на грань, "разъедая" гранные швы и ребра. Дно и стенки каверн исштрихованы. Световые картины от каверн аналогичны рефлексограммам от 3-, 4-, 5-, 6-угольных впадин и отвечают различным граням тригон- и тетрагонтриоктаэдров. Многие кристаллы орнаментированы полосами пластической деформации.

В отличие от алмазов кимберлитовых тел Лигхобонг-Лемфане, среди алмазов из трубки Коло больше октаэдров, переходных форм, двойников, незакономерных сростков и кристаллов с многочисленными включениями графита. В телах Лигхобонг-Лемфане много желтых алмазов. Параметры кривизны желтых округлых кристаллов: АВ $-48-54^\circ$, СД $-13-15^\circ$, ДД $-8-12^\circ$, СС $-35-40^\circ$.

Угловые величины кривизны округлых алмазов Лесото отвечают таковым для округлых алмазов из различных месторождений мира.

Алмазоносная провинция	Средние значения угловых величин световых треугольников от граней {110}			
	AB	CD	DC	CC
1. Лесото	35-75°	10-23°	4-13°	32-45°
2. Бразилия (по И.И.Шафрановскому, 1948)	35-38°	10°	10°	10°
3. Урал (по И.И.Шафрановскому, 1948 и А.А.Кухаренко, 1954)	35-62°	11-21°	8-14°	36-50°
4. Якутия (по З.В.Бартошинскому, 1976)	34-62°	6-25°	4-11°	
5. Украина (по В.Н.Кваснице, 1974)	25-26°	9-14°	10-19°	28-46°

Исследованные алмазы Лесото весьма близки к алмазам из докембрийских месторождений.

КОЭСИТ ИЗ ЭКЛОГИТОВ ТРУБКИ "УДАЧНАЯ", ЯКУТИЯ

А.И.Пономаренко, З.В.Специус

Мирный, СССР

Здесь в разрезе верхней мантии, охарактеризованном ксенолитами глубинных пород, встречены глиноземистые породы: биминеральные и кианитовые эклогиты, гросспидиты и алькремиты.

В ксенолитах гросспидитов, биминеральных и кианитовых эклогитов из этой свиты установлено широкое развитие коэсита. Достоверно коэсит установлен в семнадцати образцах (включая два алмазодержащих эклогита). По результатам петрографических исследований, рентгеноструктурного и рентгеноспектрального анализа установлена полная аналогия с синтетическим коэситом. По условиям нахождения коэсита в указанных породах выделяются четыре генетические разновидности: I. Включения коэсита в основных породообразующих минералах эклогитов - в гранате, клино-

пироксене и кианите; 2. Равновесные парагенезисы коэсита с минералами эклогитов, в которых по размерам зерен, идиоморфизму и содержанию (до 8%) коэсит является порообразующим. 3. Субграфитические (закономерные) срастания граната и коэсита. 4. Ассоциация коэсита с продуктами плавления эклогитов, где коэсит находится в ассоциации со шпинелью, плагиоклазом, клинопироксеном и другими минералами, т.е. является более поздним. В большинстве случаев коэсит частично или полностью замещается поликристаллическими агрегатами кварца. Иногда в тесной ассоциации с коэситом встречается санидин или адуляр.

Результаты исследований коэситовых парагенезисов с минералами эклогитов и парагенезисов с алмазом указывают на значительный диапазон P-T параметров образования коэсита в природных условиях (от 30 до 60 кбар).

КАРИНТИН И СМАРАГДИТ - МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ РОГОВЫЕ ОБМАНКИ ФАЦИИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

Н.Г.Удовкина, А.Л.Литвин, Н.В.Тронева, И.В.Островская

Москва, Киев, СССР

Рассмотрены специфические магнезиальные высокоглиноземистые роговые обманки из эклогитов, гранатовых перидотитов и амфибол-гранатовых пород (с гранатами, содержащими от 40 до 70% пиропового компонента) в сланцево-гнейсовых метаморфических комплексах.

Изучены их парагенетические ассоциации, химизм, кристаллохимические особенности и структуры.

Установлено, что каринтин обладает самой упорядоченной структурой и наплотнейшей упаковкой из всех известных в природе роговых обманок.

Обсуждается вопрос о термодинамических условиях образования этих минералов. Впервые обнаружены парагенезисы хромсодержащих смарагдитов и кианитов с Cr_2O_3 соответственно от 0,5-3 и 0,1-9 вес. %.

На основании проведенных исследований допускается возможность присутствия в нижних горизонтах земной коры роговых обманок типа каринтина и смарагдита.

МЕГАКРИСТЫ ГРАНАТОВ В КИМБЕРЛИТАХ КОЛОРАДО И ВАЙОМИНГА

С.Б.Смит, М.Е.МакКаллум и Д.Х.Эгглер

Форт Коллинз, США

Многочисленные мегакристы пиропового граната встречаются в ассоциации с мегакристами клинопироксена, ортопироксена, ильменита редкими клинопироксен-ильменитовыми сростками и редкими оливинами в кимберлите из области границы штатов Колорадо и Вайоминг и области Железной Горы. Были собраны мегакристы гранатов, имеющие в среднем размер от 1 до 3 см, хотя наиболее крупные образцы достигают 20 см по длинной оси.

Были физически и химически изучены две группы мегакристов (богатые Cr и бедные Cr). Гранаты, бедные Cr (0 до 45 вес. % Cr_2O_3) красного до оранжевого цвета, субкальциевые ($\text{CaO} = 3,0-7,9$ вес.%), магниезиальные ($\text{MgO} = 17,3-21,9$ вес.%) и имеют меняющееся содержание FeO (от 6,9 до 17,1 вес.%, $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe} = 0,521-0,848$). Богатые хромом гранаты, окраска которых меняется от густой красно-лиловой до черной, имеют более ограниченную область вариаций отношения $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}$ (0,818-0,845 с содержанием MgO от 17,5 до 20,3 вес.% и FeO - от 6,5 до 7,5 вес.%) и более высокое содержание CaO (от 5,7 до 8,6 вес.%). Бедные и богатые хромом гранаты имеют близкие содержания TiO_2 (0,14-1,3 вес.% и 0,54-0,94 вес.% TiO_2 соответственно), однако бедные Cr гранаты имеют несколько более широкий диапазон их колебаний.

Бедные хромом гранаты по химизму и физическим характеристикам близки мегакристам из кимберлитов Лесото, исключая то, что комплекс образцов из Колорадо-Вайоминга имеет немного более высокие содержания CaO, Cr_2O_3 и FeO. Богатые хромом гранаты химически эквивалентны таковым в ксенолитах истощен-

ных гранатовых перидотитов из кимберлитов Колорадо-Вайоминга, но, вероятно, они не происходят из разрушенных ксенолитов, поскольку ксенолиты с сопоставимыми размерами зерен не были встречены.

Включения других минералов ассоциации мегакристов (ортопироксена, клинопироксена и ильменита) встречаются как в богатых, так и бедных хромом гранатах, но в больших количествах - в последних. Бедные хромом гранаты обычно встречаются в виде включений в ильменитах. Взаимоотношение хозяин-включение между богатыми хромом и бедными хромом фазами не наблюдались.

Химические тренды гранатов ассоциации бедных хромом мегакристов позволяют предполагать их кристаллизацию при высоком давлении из расплава, фракционирующего от состава с высоким содержанием Mg и Fe и низким Cr к составу с низким содержанием Cr и Mg и высоким Fe. Тренды фракционирования особенно выражены в гранатах из Железной Горы, где ассоциирующие клинопироксеновые и ильменитовые мегакристы также обогащены Fe, Ca и Ti в процессе дифференциации. Бедные хромом гранаты начинают кристаллизоваться до ильменита или клинопироксен-ильменитовых сростков. Богатые хромом гранатовые мегакристы имеют более ограниченные пределы составов и не показывают очевидных трендов фракционирования, но, думается, и они кристаллизовались из расплава, принимая во внимание их размер. Тонкие различия в химизме и количествах гранатовых и других мегакристовых фаз для отдельных трубок или групп трубок предполагают, что все мегакристы родственны материнскому кимберлитовому расплаву и что отдельные подводящие каналы связывают область очага с поверхностью и могут отражать различия в областях зарождения магматических очагов для различных кимберлитов.

МИНЕРАЛЫ ГРУПП ШПИНЕЛИ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ
ИЗ САН КАРЛОС, АРИЗОНА

М. Принц, Г. Е. Харлоу

Нью-Йорк, США

Ультрасосновные включения из Сан-Карлос, Аризона, делятся на две группы (Frez, Prinz, 1978). Первая группа включений представлена магниезальными и хромистыми перидотитами, богатыми оливином (главным образом лерцолитами), со шпинелью, богатой хромитовым компонентом. Среди включений второй группы преобладают богатые клинопироксеном перидотиты с глиноземистым авгитом и шпинелью, обогащенной герцинитовым компонентом. Включения первой группы являются реститами (компонент А), содержащими небольшое количество расплава, который представляет собой результат частичного плавления гранатового перидотита (< 5%), вероятно в зоне пониженных скоростей. Вторая группа включений более богата железом; она представляет собой кумуляты, выделившиеся при умеренных давлениях из недосыщенной кремнеземом магмы, очевидно, связанной с вмещающими базанитами. Кроме того, имеются некоторые включения, которые являются переходными между первой и второй группой. Есть также включения, которые содержат плагиоклаз и шпинель и являются переходными к вмещающему базаниту. Некоторые из этих включений содержат плагиоклаз-шпинель-пироксеновые симплектиты, образующие кристаллы пироксена. Шпинели фиксируют некоторые этапы истории всех этих парагенезисов, включая вмещающий базанит.

Шпинели и все сосуществующие минералы в серии из примерно 50 включений всех типов были проанализированы на электронном микроанализаторе и другими методами. Отношение железа к магнию в шпинелях первой группы включений обратно пропорционально по сравнению с этим же отношением в сосуществующих ферромагнезиальных силикатах, в то время как отношение железа к магнию в шпинелях из включений второй группы прямо пропорционально. Обсуждаются кристаллохимические причины этого явления. Шпинели гомогенны по составу в пределах каждой

пробы за исключением тех включений, которые являются переходными между первой и второй группами. Этим они отличаются от равновесных ультраосновных включений некоторых других районов, где силикаты гомогенны, а шпинель гетерогенна (например, Итино-мегата, Япония; Бандера, Нью Мехико). Обсуждается также значение равновесных и неравновесных шпинелей. Корреляции малых и редких элементов отличаются для некоторых пар элементов во включениях первой группы по сравнению с включениями второй группы. Шпинель во второй группе включений обычно главная фаза, и, иногда, является ведущей фазой, свидетельствующей о кумулятивном происхождении. Присутствие богатых герцинитом пород и кумулятов, а также вся вторая группа включений в целом, по-видимому, представляет собой мало изученный, но важный компонент нижней коры.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ, ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОТОМИНЕРАЛОВ В КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБКАХ

Б.М.Владимиров, С.И.Костровицкий, А.И.Боткунов

Иркутск, СССР

Широкие вариации в распределении, различная морфология вкрапленников указывают на то, что оливины прошли сложную эволюцию при продвижении кимберлитового расплава с мантийных глубин к дневной поверхности: кластическую деформацию, химическую и температурную (?) резорбцию, механическое истирание - окатывание. Выявлены явления кинетически-гравитационного разделения оливинов, которые привели к образованию атакситовых и автакситовых текстур и формированию конституционных прожилковых тел.

Эти явления "закреплены" в соответствующих разновидностях кимберлитовых пород, благодаря чему возможно выделение самостоятельных фаз внедрения в пределах сложнопостроенных кимберлитовых трубок.

По характеру распределения концентраций (построенных методом тренда в варианте параболической аппроксимации), дис-

персии и корреляции выделяются блоки кимберлита, существенно отличающиеся друг от друга по характеру распределения акцессорных минералов — ильменита и пирропа. Отмечается идентичность картин пространственного распределения пирропа и ильменита, в целом согласующаяся с распределением вкрапленников оливина.

Особенности распределения пирропа и ильменита выражаются в последовательном увеличении концентраций, понижении величин дисперсии, хорошей корреляции этих минералов от начальных к конечным фазам внедрения. В этом же направлении неуклонно возрастает роль тяжелых протоминералов по отношению к легким.

Изучение морфологии, а также закономерностей распределения протоминералов в кимберлитовых трубках позволяют судить о физико-химических условиях становления последовательных фаз внедрения кимберлитового материала, изменение которых связано с эволюцией газовой фазы, с явлениями флюидизации.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ИЛЬМЕНИТОВЫХ ЖЕЛВАКОВ И КЛИНОПИРОКСЕН-ИЛЬМЕНИТОВЫХ СРОСТКОВ В КИМБЕРЛИТАХ ИЗ СЕВЕРНОГО КОЛОРАДО И ЮЖНОГО ВАЙОМИНГА

М.Е.МакКаллум, С.Б.Смит, Д.Х.Эгглер

Форт Коллинз, США

Желваки ильменита обычны в большинстве кимберлитов штатов Колорадо и Вайоминг, в нескольких трубках обнаружены клинопироксен-ильменитовые сростки. Ильменитовые желваки имеют в среднем 1-3 см в диаметре (некоторые достигают 13 см), в то время как сростки редко превышают 1 см (самый большой из обнаруженных имеет 4,5 см по длинной оси).

Ильмениты обычно магнезиальные, но резко различаются как внутри трубок, так и между трубками. Содержание $MgTiO_3$ варьирует от 10 до 50 мол.%, а Fe_2O_3 — от 3,5 до 40 мол.%.

Ильмениты из Железной Горы наиболее сильно обогащены железом. Кроме того, ильмениты из более северных трубок имеют повышенную железистость, но не дают таких экстремальных содержаний железа, как у железногорских ильменитов. Близки тенденции изменения химического состава для гранатов и клинопироксенов. Содержание Cr_2O_3 в ильменитах также отражает региональную тенденцию; более магнезиальные нодули из южных трубок области границы штатов заметно обогащены Cr_2O_3 по сравнению с ильменитами из железногорских трубок (соответственно 2,5 - 10,6 и 0,25-1,5 вес.% Cr_2O_3). Ильмениты из северных трубок характеризуются промежуточными содержаниями Cr_2O_3 . График $\text{MgO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ имеет вид параболы, такой же (Хатгерти, 1975), как для африканских ильменитов. Большинство образцов из железногорских трубок располагаются на низкомагнезиальной стороне параболы, которая отражает небольшое увеличение примесей Cr_2O_3 , как при росте содержаний Fe_2O_3 в ильменитах. В клинопироксен-ильменитовых сростках, которые развиты в железногорских трубках, ильмениты наиболее магнезиальны (43 мол.% MgTiO_3) и пироксены богаты железом ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3 \cong 5,4$ вес.%). Среднее содержание Cr_2O_3 в ильменитах из сростков - 0,38 вес.%. Графики $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{NiO}$ дают положительную связь между Ni и Fe^{2+} в ильменитовых нодулях и показывают грубые отличия для областей их источников.

Тенденции изменения составов отражают фракционирование расплава. Параболическая взаимосвязь между Cr_2O_3 и MgO может фиксировать кристаллизацию ильменита при различных давлениях в Железной Горе по сравнению с областью границы штатов. Сростки высокожелезистого клинопироксена и высокомагнезиального ильменита Железной Горы указывают на то, что большинство силикатных фаз желваков кристаллизовались до ильменита и что эти сростки представляют переход от силикатной кристаллизации к кристаллизации окислов. Более магнезиальные ильмениты скорее представляют ранние члены серий фракционирования или же фазы, которые кристаллизовались в режиме более высоких давлений.

ГРАНАТЫ И ПИРОКСЕНЫ ЭКЛОГИТОВ И ГЛАУКОФАНОВЫХ СЛАНЦЕВ ПОЛЯРНОГО И ЮЖНОГО УРАЛА

В.И.Ленных, П.М.Вализер, В.Н.Пучков

Миасс, СССР

На основании 110 химических и микросондовых анализов гранатов (50 новых) и 57 пироксенов (16 новых) из эклогитов и глаукофановых сланцев установлено, что их составы весьма разнообразны. Железистость граната колеблется в пределах 37-98%, содержание пиропа 4-52%, альмандина 26-66%, спессартина 0,6-14%, Са-компонента 16-53%; железистость пироксенов 8-33%, содержание жадеитового компонента от 26 до 80% (с разрывом смешимости).

Составы гранатов и пироксенов сильно зависят от составов пород, значительно меняются при процессах диафтореза (амфиболитизации, глаукофанизации, кислотном выщелачивании, зеленосланцевых изменениях эклогитов, зеленосланцевых изменениях глаукофановых сланцев) и менее зависит от условий метаморфизма (для уральских пород). Исследованиями на микроанализаторе выявлена зональность гранатов в эклогитах, обусловленная различными условиями образования.

На Полярном Урале установлено несколько этапов эклогитизации и пространственное совмещение эклогит-гнейсового и эклогит-глаукофансланцевого типов метаморфизма. Поля составов гранатов и пироксенов из того и другого типов эклогитов перекрываются.

Появление эклогитов и глаукофановых сланцев (особенно отчетливо на Полярном Урале) связано с относительно узкими зонами пластического течения и образования бластомилонитов в разных P-T условиях.

Для этих зон, вероятно, характерно высокое флюидное давление, чем обусловлены переходы от гипербазитов, габбро, порфиритов, амфиболитов к эклогитам в пределах одного образца и появление жил метасоматических эклогитов в амфиболовых бластомилонитах.

ЯВЛЯЮТСЯ ЛИ ГРАНАТОВЫЕ ВРОСТКИ В АРИЕЖИТАХ ПРОДУКТАМИ РАСПАДА

К. Падера

Прага, Чехословакия

Обособления ариезитов в выветрелых серпентинизированных перидотитах обнаружены в обнажениях у Козлани и Хорни Коунице в области Молданубикум (ЧССР, западнее Брно, столицы Моравии). Они содержат шпинель (цейлонит), пироп и диопсид. В обнажении у Козлани присутствует также и энстатит.

Шпинель образует черные зерна размером до 2 мм, которые окаймлены бледно-красным пиропом. Пироп также встречается в виде узких ламелл в клинопироксене и ортопироксене. Эти ламеллы имеют толщину от тысячных до десятых долей мм и длину 1–2 см. Зеленый клинопироксен (диопсид) встречается обычно в виде зерен размером около сантиметра. Ортопироксен из Козлани ($E_D \sim 93\%$) образует зерна размером приблизительно 1 см и имеет светло-серый цвет. Изучение под микроскопом показало, что ламеллы и крупные или мелкие неправильные зерна пироба кристаллизуются позже рассекаемых зерен клинопироксена и ортопироксена.

Пироп в неправильных зернах и ламеллах (как в диопсиде, так и в энстатите) химически очень близок. В неправильных зернах граната из Козлани содержание пиропового компонента составляет 71–73%, в гранатовых ламеллах в диопсиде – 68%, в энстатите – 72%. Неправильные зерна гранатов и гранатовые ламеллы в диопсиде из Хорни Коунице показали практически одинаковое содержание пиропового компонента (69,5%), Молданубские грикварты, генезис которых аналогичен описанным ариезитам, не содержат гранатовых ламелл. Содержание пиропового компонента в их гранатах в среднем 70%.

Клинопироксены из ариезитов Козлани и Хорни Коунице содержат в среднем 2,5% Al_2O_3 , клинопироксены из молданубских гриквартов – в среднем 3,5% Al_2O_3 . Содержание Al_2O_3 в козланских ортопироксенах меньше, чем 2%, а в ортопироксенах

из молданубских грикванитов - в среднем 3%.

Небольшие отличия в химизме двух пироксенов в молданубских ариезитах и грикванитах идентичного происхождения и не представляют достаточного основания для интерпретации происхождения гранатовых ламелей как продуктов распада индивидуальных пироксеновых зерен. Также трудно предположить, что гранатовые ламелли с очень близким химическим составом могли образоваться при распаде из окружающих зерен ортопироксена или, в ином случае, клинопироксена.

Более того, встречаются изолированные кристаллы пироба с острыми краями, частично занимая позицию ламеллей. Их габитус напоминает габитус метакристаллов.

Представленные результаты бросают некоторые сомнения на широко принятое мнение, что гранатовые ламелли в ариезитах, эклогитах, гриквантах и пироксенитах происходят вследствие распада индивидуальных зерен пироксенов.

ЯВЛЯЮТСЯ ЛИ ГРОСПИДИТЫ МЕТАРОДИНГИТАМИ? ВОЗМОЖНАЯ
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МОДЕЛЕЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ, ОСНОВАННЫХ
НА КСЕНОЛИТАХ ИЗ НЕКОТОРЫХ АЛМАЗОСОДЕРЖАЩИХ КИМ-
БЕРЛИТОВ

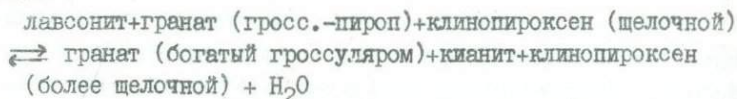
Х.Хельмштедт, Д.М.Кармайкл

Кингстон, Канада

Гросспидиты состоят из богатого гроссуляром граната, клинопироксена и кианита и встречаются в виде ксенолитов в алмазосодержащих кимберлитах из Якутии, Ю.Африки и Ботсваны. Родингиты являются плотными кальциево-силикатными породами метасоматического происхождения, которые обнаружены и на океаническом дне в офилитах на контактах между базитами и и серпентинизированными ультраосновными породами.

Мы утверждаем, что гросспидиты являются метаморфизованными аналогами родингитов или родингитоподобных пород, пре-

претерпевших глубокую субдукцию, так как: 1) гроспидиты и родингиты имеют близкий валовой состав пород (высокое содержание CaO , низкое SiO_2), который не характерен для первичных магматических пород; 2) ассоциация базит-родингит-серпентинит, претерпевшая метаморфизм эклогитовой фации (Лепонтинские Альпы), представлена рядом: эклогит-метародингит-гранатовый перидотит, а в ксенолитах ей соответствует ассоциация эклогит (+ кианит)-гроспидит-гранатовый перидотит; 3) метародингиты эклогитовой фации и гроспидиты имеют постепенные переходы в химическом составе (в особенности по содержанию Ca) к сопровождающим их эклогитам. В метародингитах подобные постепенные переходы могут объясняться различными уровнями родингитизации, проходившей до метаморфизма; 4) в соответствии с изменениями валового состава гранаты обнаруживают непрерывный ряд от бедных гроссуляром (эклогиты) к богатым гроссуляром (метародингиты и гроспидиты); 5) возможная промежуточная ступень между родингитоподобными породами и гроспидитами представлена лавсонит-гранат - клинопироксеновыми породами из ксенолитов в неалмазонасных кимберлитах на плато Колорадо. Эти породы встречаются с жадеитами, натриевыми эклогитами и серпентинизированными ультраосновными породами, и, как думается, соответствуют родингитоподобным кальциево-силикатным зонам вокруг жадеитовых тел, таких как в серпентинитах Ньюидрия (Калифорния). Породы ксенолитов интерпретировались как фрагменты океанической литосферы, подвинутой под континент. Лавсонитовые породы имеют гроспидитовый состав и минеральные ассоциации пород обоих типов связаны реакцией:



Если гроспидиты являются метародингитами, то ассоциирующие гранативные перидотиты, возможно, являются метасерпентинитами, а не породами, соответствующими первоначальному материалу мантии.

Алмазосодержащие гроспидиты в Якутских кимберлитах могут указывать на то, что во время эруптивной деятельности верхняя мантия, расположенная под этой частью Сибирской платформы, содержала остатки океанической литосферы, погруженные по крайней мере, до глубины 120 км.

ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ КЛИНОПИРОКСЕНОВ ИЗ ПЛУТОНИЧЕСКИХ
ВКЛЮЧЕНИЙ В БАЗАЛЬТОИДАХ И КИМБЕРЛИТАХ

М.И.Розин

Ленинград, СССР

Плутонические пироксеносодержащие включения подразделяются по особенностям структуры на два типа ("метаморфический" и "магматический") и по характеру минеральных парагенезисов на десять классов. Клинопироксены из включений того или иного класса отличаются по составу.

Для графического отображения особенностей состава пироксенов использованы диаграммы $(Al+Ti+Fe^{3+}) - Mg/Fe^{2+} - Cr$ и $Ca/(Mg+Fe^{2+}) - Fe^{3+}$. Выделены 15 групп клинопироксенов, каждая из которых занимает определенное место на признаковом поле диаграмм: 1) омфациты, 2) магнезиальные омфациты, 3) юрит-диопсиды, 4) жадеит-диопсиды, 5) жадеитсодержащие хромдиопсиды, 6) жадеитсодержащие хромистые эндиопсиды, 7) магнезиальные хромдиопсиды, 8) магнезиальные глиноземсодержащие хромдиопсиды, 9) хромдиопсиды, 10) глиноземсодержащие хромдиопсиды, 11) глиноземсодержащие хромистые эндиопсиды, 12) диопсид-авгиты, 13) хромистые диопсид-авгиты, 14) хромистые эндиопсидовые авгиты, 15) фассаиты.

Пироксены групп 1-8 свойственны парагенезисам "метаморфического" типа, отражающим фациальную стратификацию верхней мантии. Эти минеральные ассоциации отвечают остаточным продуктам дифференциации мантийного вещества. В соответствии с изотопными данными в качестве комплементарного материала, принадлежащего некогда к той же исходной геохимической системе, могут выступать гранитоиды и кимберлиты.

Пироксены групп 9-15 входят в состав минеральных ассоциаций как "метаморфического", так и "магматического" типов, пользующихся распространением в верхней части мантии, вероятнее всего в интервале глубин 40-60 км. Изотопные данные свидетельствуют о принадлежности этих плутонических образований к гео-

химической системе, представленной на поверхности базальтоидами. Последнее обстоятельство позволяет допускать существование на указанной глубине зоны предпочтительной локализации поднимающихся магм. Положение такой зоны может быть обусловлено особенностями поведения CO_2 в базальтовых магмах.

ГЕОХИМИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ КАПФЕНШТЕЙНА

Г. Курат, Г. Пелме, Б. Шпетель, Г. Годфмейстер, Г. Венке

Вена, Австрия; Майнц, ФРГ

Туф щелочных базальтов Капфенштейна, Австрия, содержит обильные ультраосновные ксенолиты пород верхней мантии. Среди ксенолитов преобладают шпинелевые лерцолиты. Только немногие образцы свидетельствуют о локальных неоднородностях верхней мантии этого района: два амфибол-шпинелевых лерцолита ($\text{Ol} + \text{Orx} + \text{Crpx} + \text{Sp} + \text{Phlog}$) и один гранатовый шпинелевый вебстерит ($\text{Orx} + \text{Crpx} + \text{Sp} + \text{Gr}$).

Были определены главные, второстепенные и редкие элементы из нескольких ксенолитов, вмещающего базальта и мономинеральных фракций.

Лерцолиты представляют типичную последовательность обеднения ультраосновных пород несовместимыми элементами, которая позволяет получить химическую характеристику "неистощенного" материала верхней мантии путем небольшой экстраполяции.

Вебстериты по содержанию в них главных и редких элементов должны были образоваться в две стадии: вероятно, они являются реститами эклотитов толеитового состава.

Для двух исследованных амфиболовых лерцолитов было установлено два разных способа происхождения:

а). Один из амфиболовых лерцолитов содержит бедный калием амфибол. Содержание в нем главных и редких элементов согласуется с содержаниями этих элементов в типичных лерцолитах. По-видимому, амфибол образовался в результате метасоматоза с привнесом воды.

б). Второй роговообманковый лерцолит содержит богатый калием "первичный" амфибол и флогопит. Эта порода была метаморфизована под воздействием водосодержащего базальтового расплава.

Некоторые лерцолиты обнаруживают контаминацию, которая в нашем случае представлена двумя различными типами: а) Значительная аномалия в содержании урана была найдена в вебстерите. Уран локализуется внутри окисленных зерен сульфидов и поэтому контаминация была явно поверхностной, гипергенной. б) Ряд лерцолитов обнаруживает, несмотря на их общее обеднение несовместимыми элементами, некоторое обогащение барием, калием и легкими редкоземельными элементами по отношению к тяжелым редким землям. Контаминируемый компонент легко выщелачивается разбавленной соляной кислотой и представлен редкоземельными элементами, причем легкие редкие земли сильно преобладают над тяжелыми редкими землями. Весьма вероятно, что этот компонент располагается на поверхности зерен и, вероятно, привносился интрателлурическими флюидами или газами, мигрировавшими через верхнюю мантию.

ТЕРМАБАРОМЕТРИЯ ПО БЕЛЫМ СЛЮДАМ, НАТРОВЫМ АМФИБОЛАМ И ПИРОКСЕНАМ

Н.Л.Добрецов, Ю.Г.Лаврентьев

Новосибирск, СССР

Белые слюды (фенгиты), натровые и (Na-Ca) амфиболы - наиболее "информативные" минералы в низкотемпературных метаморфических толщах. Содержания Na в фенгитах, максимальные в каждой зоне, могут быть использованы для оценки температуры. Максимальное содержание селадонитового компонента $KR^{+2}AlSi_4O_{10}(OH)_2$ (в ассоциации с калишпатом и вторым минералом) убывает с ростом T и снижением P; оно может быть использовано для оценки P при известной T.

Для той же цели может быть использовано максимальное содержание Na (в позиции $M_T=2,0$ - Ca) в амфиболах в ассоциа-

ции с альбитом, хлоритом, магнетитом, а также максимальное содержание жадеита в пироксене в ассоциации с альбитом и кварцем. Соотношение $Fe^{+3}/\Delta 1$ в амфиболе и пироксене зависит от окислительного потенциала и щелочности.

Согласованные оценки по белым слюдам, натровым амфиболом и пироксенам дают возможность построить фенгит-пироксеновый и кроссит-пироксеновый термобарометры и получить объективные оценки Т-Р условий метаморфизма. Эти оценки в глаукофансланцевых поясах СССР составляют: в Пенжинском поясе $T=400-450^{\circ}C$, $P=10-11$ кбар, в Максютковском комплексе $T=500-550^{\circ}C$, $P \geq 13$ кбар, в поясах Южного Тянь-Шаня $T=450-500^{\circ}C$, $P=8-10$ кбар. Они основаны на оригинальных микрозондовых анализах свыше 60 белых слюд, 40 амфиболов, 30 жадеитовых пироксенов.

КЛИНОПИРОКСЕНЫ ЖАДЕИТОВЫХ ПОРОД В УЛЬТРАМАФИТАХ ЗАПАДНОГО САЯНА

А.В.Татаринов, Г.П.Кизияров, Л.Л.Завьялова

Иркутск, СССР

Клинопироксены и некоторые рудные минералы жадеитовых пород Борусского массива ультрамафитов изучались с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46, рентгеноструктурного и химического анализа с привлечением метода оптической спектроскопии.

Различаются две серии клинопироксенов: натрий-хромовые ряда космохлор-жадеит с примесью энстатитового компонента (до 25%) и натрий-алюминиевые, с преобладанием жадеитового компонента (70-90%).

Изумрудно-зеленые космохлор-жадеитовые ($NaCrSi_2O_6$ до 47%) пироксены в парагенезисе с миллеритом и пентландитом, совместно с цинксодержащим хромшпинелидом образуют брекчиево-сферoidalные агрегаты, внешняя зона которых сложена слоями жадеит-альбит фенгитового состава с примесью высокостроэнциевого кальцита. От хромсодержащих клинопироксенов глубинных ксенолитов

кимберлитов Якутии они отличаются заметным присутствием Al^{IV} , большим содержанием Na и повышенной железистостью. Темно-зеленовато-серые клинопироксены жадеитового и диопсид-жадеитового состава в парагенезисе с рутилом и сфеном обладают низкими концентрациями Sr и повышенными Al^{IV} , являясь типичными представителями породообразующих пироксенов мономинеральных жадеитовых пород в ультрамафитах (Урал, Казахстан, Бирма). Спектры оптического поглощения этих разновидностей пироксена характеризуются полосами поглощения ионов Fe, которое выступает в роли ведущего хромофора.

Пироксены космохлор-жадеитового ряда с энстатитовой молекулой представляют собой более поздние образования по сравнению с пироксенами жадеит-диопсидового состава. Происхождение их наиболее удовлетворительно объясняется с позиции магматической гипотезы. Высокохромистые пироксены рассматриваются как продукты кристаллизации гибридного щелочного ультраосновного расплава, возникшего в результате оплавления мономинеральных жадеитовых тел, при подъеме их в верхние структурные этажи.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И УСТОЙЧИВОСТЬ ПИРОПА

И.А.Киселева, Н.Д.Топор

Москва, СССР

Применение термодинамического анализа к исследованию минеральных равновесий, характерных для нижних частей земной коры и верхней мантии, ограничено из-за отсутствия надежных термодинамических данных для минералов больших глубин. В связи с этим, в работе проведено изучение термодинамических свойств пирропа. Исследования проводились на природных и синтезированных образцах. Пирроп теоретического состава, а также с примесью Cr_2O_3 синтезирован из стехиометрической смеси окислов в камерах высокого давления при $P=45$ кбар и $1000^\circ C$.

Синтезированные и природные образцы исследованы методом высокотемпературной калориметрии растворения в окисных расплавах. В микрокалориметре Кальве измерены теплоты растворения

пиропов и составляющих окислов при температуре 900°C. Теплоты растворения синтезированных пиропов почти на 10 ккал/моль более эндотермичны, чем природных образцов (трубка Мир). Для расчета энтальпий образования пироба использовались полученные теплоты растворения синтезированных разностей. Возможное влияние процессов разупорядочения в фазах высокого давления невелико по сравнению с влиянием примесей в природных образцах.

На основании экспериментальных данных по теплотам растворения рассчитаны для пироба энтальпия образования и свободная энергия образования из элементов. Рассматриваемые данные заметно отличаются от полученных ранее на природных образцах.

Фазовые соотношения пироба с некоторыми минералами гранулитовой и эклогитовой фаций даны в координатах P-T.

ПИРОПЫ ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УКРАИНЫ

А.И.Чашка, О.Н.Тарасюк, М.М.Головко,
Л.П.Тарасюк, А.Л.Юрєва

Симферополь, СССР

Пироп — один из наиболее характерных акцессорных минералов кимберлитов, широко используемый при поисках коренных и россыпных источников алмаза. На Украине гранаты пиропового состава установлены в разрезе всего фанерозоя, а также в некоторых более древних отложениях. Выделяются разности оранжевой, розовой, лиловой окраски, четко различающиеся по химическому и компонентному составу и по физическим свойствам.

Главными составными частями оранжевых гранатов являются пироп (68-70%) и альмандин (20-22%), в виде примесей присутствуют спессартин, гроссуляр и андрадит.

В розовых разностях количество пироба колеблется от 64 до 76%, содержание альмандина почти вдвое ниже по сравнению с оранжевыми, в то же время в них обычно присутствует от 5 до 10% уваровита и от 3 до 7% кохарита. В лиловых гранатах содержание пиропового компонента колеблется от 54 до 65%, альмандин от 15 до 18%, уваровита от 10 до 13%. Характерной

особенностью лиловых пиропов является содержание от 2,5 до 12% кноррингита.

Разнообразие состава и свойств пиропов из терригенных отложений Украины обусловлено, по-видимому, их различными первоисточниками. В то же время, несомненным является наличие обогащенных хромом разностей, близких к пиропам, из кимберлитовых трубок.

О "СИЛИКАТАХ ЭСКОЛА" В СОСТАВЕ ИСКУССТВЕННЫХ И ПРИРОДНЫХ ПИРОКСЕНОВ

Д.П.Сердюченко

Москва, СССР

В линзообразных эклогитовых телах, залегающих согласно среди глубоко метаморфизованных метасадочных пород Западной Норвегии, впервые были установлены (Eskola, 1921) пироксены омфацитового типа, содержащие "кальциожадеитовый" компонент - $\text{Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$ в количестве 5-8% мол. Позже в архейских толщах гранулитовой фации Прибайкалья (Коржинский, 1946) и Алданской плиты (Сердюченко, 1960) были обнаружены диопсид-авгитовые пироксены с 20-24% мол. "кальциозгиринового" компонента - $\text{Ca}_{0,5}\text{Fe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$. Наши расчеты минального состава показали, что в высокоглиноземистых сланцах высоких давлений (10-12 кбар) значительную роль играют (в парагенезе с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, сапфирином, корундом и др.) пироксены, содержащие в Анабарском (Лутц, Копанева, 1968) и Сутамском (Каденский, 1960; Кастрькина, 1976) комплексах Сибири от 3 до 11 мол.% $(\text{Ca}, \text{Mg})_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$, а в комплексе долины Лимпопо в Южн. Родезии (Chinner, Sweatman, 1968) - около 2,5 мол.%.

При экспериментальном изучении (35 кбар и 1200°C) расплавов пироксенового состава с глиноземом и избытком кремнезема (Ханухова, Жариков и др., 1976) было установлено наличие твердых растворов диопсида с миналом $\text{Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$, который эти авторы обоснованно предложили называть "силикатом Эскола",

подобно давно принятому "силикату Чермака".

Пироксены с силикатом Эскола (10-15%, в отдельных случаях до 20% мол.) характерны также для многих гроссуляр-омфациит-дистеновых пород (гроспидитов) из кимберлитовых трубок Якутии (Бобривич и др., 1960; В.Соболев, А.Соболев, 1977) и Африки (Smith, 1977).

Как правило, силикат Эскола входит в состав пироксенов, содержащих полуторные окислы с недостаточным для широкого или исключительного жадеито- или эгиринообразования количеством Na_2O ; при избытке же SiO_2 , кремний почти полностью заполняет структурные тетраэдры и, ограничивая формирование молекул Чермака, обеспечивает появление молекул Эскола, - почти всегда оба эти минерала встречаются совместно. Однако нет еще необходимых данных для оценки условий образования и изоморфной смесимости известково-магнезиальных и глиноземисто-железистых членов серии $(\text{Ca}, \text{Mg})_{0,5}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Si}_2\text{O}_6$.

МЕХАНИЗМ РОСТА ПРИРОДНЫХ ОКТАЭДРИЧЕСКИХ АЛМАЗОВ

И.Сунагава, К.Цукамото и Т.Ясуда

Сендай, Токио, Япония

С помощью микрофотографирования поверхности и рентгеновской топографии изучены природные октаэдрические алмазы из Сибири, которые претерпели лишь очень небольшое растворение. Установлена однозначная корреляция между вершинами пирамид роста на гранях октаэдров и выходами винтовых дислокаций. Отсюда делается вывод о росте кристаллов алмаза по спиральному механизму из высокотемпературного раствора с очень низким пересыщением атомных комплексов. Микрофотографии поверхности кристаллов синтетических алмазов исключительно разнообразны. Этот вопрос также обсуждается.

О ТИПЕ Iа И IIа СРЕДИ МИКРОКРИСТАЛЛОВ, ЭКЛОГИТОВЫХ
ОБРАЗЦОВ И ПО ЗОНАМ РОСТА ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ

Е.В.Соболев, Ю.М.Биленко

Новосибирск, СССР

Известна гипотеза, по которой природные алмазы типа IIа (безазотные) являются более ранней генерацией, чем алмазы типа Iа (Ружичка, Толанский). Так, по данным Толанского, распространенность типа IIа гораздо выше среди микрокристаллов алмазов — в связи с этим предполагается, что природные алмазы начинают расти как тип IIа, а затем обрастают типом Iа. Ружичка полагал, что безазотные кристаллы могли расти на большой глубине в обедненной азотом магме, тогда как тип Iа в более высоких участках. С целью проверки этих гипотез нами по УФ и ИК-спектрам поглощения измерено содержание азота а) у 50 кристаллов из эклогитового ксенолита; б) 200 микрокристаллов (меньше 0,5 мм) нескольких месторождений; в) по зонам роста 50 образцов типа Iа и промежуточного типа. При обработке данных по индивидуальным кристаллам использовался метод кривых распределения. Изучение кристаллов из эклогитового ксенолита показало, что содержание примесного азота в них неодинаково и меняется в пределах $10^{19} - 3 \cdot 10^{20}/\text{см}^3$, при этом максимум на кривой распределения кристаллов по содержанию азота $1,5 \cdot 10^{20}/\text{см}^3$ с максимумом для кристаллов из кимберлитовых пород того же месторождения. Сравнение микрокристаллов и крупных образцов показало, что их кривые распределения по азоту практически идентичны, но зависят от месторождения; при этом показано, что результаты Толанского и др. связаны с качеством примененного ими метода. Изучение характера зональности не выявило начальных зон типа IIа, хотя в ряде случаев такие зоны были зафиксированы в срединной и (чаще) периферийной части образцов. Таким образом полученный экспериментальный материал противоречит гипотезе о более раннем происхождении кристаллов типа IIа по сравнению с типом Iа и показывает, что кристаллы (или зоны), бедные азотом, могли расти рядом с кристаллами типа Iа в некоторых временных интерва-

лах при наличии определенных условий. Есть основания предполагать, что состав среды и химизм процесса при росте кристаллов (или зон) типа Ia и IIa был одинаковым, а вариации азота связаны с изменением способности захватывать примесь.

ДВА НОВЫХ ТИТАНАТА ИЗ ВКЛЮЧЕНИЙ В КИМБЕРЛИТАХ ЮЖНО АМЕРИКИ

Дж.Р.Смит, А.Дж.Эрланк, Р.С.Риккард

Лос Аламос, США

Минералы группы кричтонита состоят из серии изоструктурных Fe, Mg, Cr титанатов, элементарная ячейка каждого из которых имеет одну вакансию для крупного катиона на 38 атомов кислорода. Описанные члены этой серии кричтонит, сенаит, давидит, андауит и лOVERингит - выделены по главному катиону с большим радиусом: Sr, Pb, U/TR, Na и Ca соответственно. Два новых конечных члена серии были идентифицированы во включениях в перидотите из южно-африканских кимберлитовых трубок: один - содержащий Ba и другой - K. Эти минералы ассоциируют с рутилом, Cr-диоксидом, флогопитом и K-рихтеритом и, возможно, являются результатом метасоматического изменения перидотитов в пределах верхней мантии.

Большие ионные радиусы Ba и K относительно других членов серии находятся в соответствии с давлением при их образовании (2,5-4,0 ГПа), устанавливаемым для перидотитовых включений в кимберлите. Бариевый титанат имеет приблизительную формулу: $Ba(Fe^{2+}, Mg)(Mg, Fe^{3+}, Cr)_6(TiZrNb)_2Ti_2O_{38}$, калиевый $K(Fe^{2+}, Mg)(Mg, Fe^{3+}, Cr)_6(Ti, Nb)_2Ti_{12}O_{32}$. Эти минералы являются изоструктурными и дают полную серию твердых растворов между конечными членами. До 25% вакансий катионов большого радиуса проанализированных образцов оказываются занятыми Sr, Ca и Na. Эти минералы могут обеспечивать значительное число вакансий для крупных катионов в верхней мантии.

К ВОПРОСУ ОБ УСТОЙЧИВОСТИ ТВЕРДОГО РАСТВОРА ПИРОП-ГРОССУЛЯР

Ю.Н. Колесник, В.В. Ногтева, Л.К. Архипенко,
Б.А. Орехов, И.Е. Пауков

Новосибирск, СССР

Особенности твердого раствора пироп-гроссуляра рассматриваются в настоящей работе только в зависимости от физических свойств гранатов, что определяет новизну такого подхода и его преимущества по сравнению с применявшимися ранее методами, основанными на экспериментальном изучении минеральных равновесий. Зависимость энтальпии от состава твердого раствора имеет асимметричный вид (Ньютон и др.), поэтому твердый раствор пироп-гроссуляра заметно отклоняется от модели регулярного типа, предполагавшейся ранее. Величины энтропии и теплоемкости вычисляются по измеренным значениям теплоемкости и энтропии для гроссуляра и пироба и путем расчета энтропии промежуточных составов по формуле Лейбфрида, основанной на решеточной теории твердого тела. Для расчетов использованы литературные и оригинальные данные по константам упругости гранатов и спектроскопическим частотам. Зависимость избыточных теплоемкости и энтропии от состава твердого раствора, а также теплота смешения асимметричны. Составы гранатов из равновесий с анортитом, силлиманитом, кварцем, рассчитанные по предложенной системе избыточных термодинамических функций, обнаруживают хорошую сходимость с экспериментальными данными Хенсона.

По изменению величины химического потенциала гроссуляра в зависимости от состава твердого раствора устанавливается, что пироп и гроссуляра образуют стабильный твердый раствор при температурах выше 400°C и любом давлении. Повышенное содержание Са в гранатах из некоторых пород мантийного происхождения, по-видимому, определяется характером распределения Са между равновесными фазами и валовым составом породы.


РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ГЛУБИННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МЕЙМЕЧИТОВ
СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО СОСТАВУ ХРОМИТ-ОЛИВИНОВОЙ
АССОЦИАЦИИ ВКРАПЛЕННИКОВ

А. В. Соболев

Москва, СССР

С помощью рентгеновского микроанализатора проведено детальное изучение составов оливинов и ассоциирующих хромшпинелидов из меймечитов различных фаз внедрения Гулинской интрузии. Показано, что независимо от идентичности валового химического состава разновозрастных меймечитов, состав хромит-оливиновой ассоциации однозначно различается по железистости: средние железистости (f) $f_{\text{ол}}=10,8$, $f_{\text{хр}}=48$ — для меймечитов первой фазы внедрения и $f_{\text{ол}}=7,9$, $f_{\text{хр}}=34,5$ — для меймечитов второй фазы внедрения. Кроме того, выявлена сильная положительная корреляционная зависимость между железистостью оливина и включенных в него хромитов (коэффициент парной корреляции $\sqrt{f_{\text{ол}}/f_{\text{хр}}}=0,94$ при количестве анализов $N=30$). Опираясь на приведенные факты и непрерывность изменения состава исследованных минералов, предполагается, что разновозрастные меймечиты представляют собой различные стадии раскристаллизации единого ультраосновного расплава. Различия состава ассоциаций вкрапленников обусловлены разностью температур последнего глубинного равновесия системы оливин-хромит-расплав, оцениваемой по экспериментальным данным, в среднем $\Delta T=100-150^\circ\text{C}$. Основываясь на равновесии оливин-расплав, произведена оценка состава жидкой фазы и степени кристалличности разновозрастных меймечитов и состава первичного расплава, в котором содержание MgO превышало, по-видимому, 30% вес.

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ
И ПРОБЛЕМА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ**

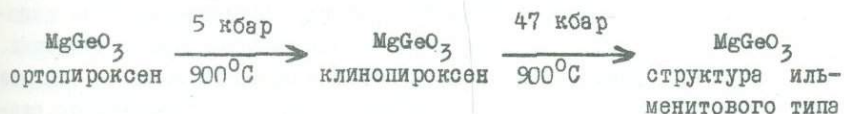


СИНТЕЗ И СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ФАЗЫ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ
 $MgGeO_3$ СО СТРУКТУРОЙ ИЛЬМЕНитОВОГО ТИПА

А. Кирфель, Е. Гинце, Дж. Уилл

Бонн, ФРГ

В ходе изучения фазовых превращений в пироксене в зависимости от температуры и давления было исследовано гомологическое соединение $MgGeO_3$ до давлений 65 кбар и 1350°C.



По сравнению с $MgSiO_3$ (переход при 175 кбар), фазовые превращения в $MgGeO_3$ происходят при значительно более низких давлениях. Авторам удалось вырастить несколько отдельных кристаллов фазы высокого давления $MgGeO_3$ со структурой ильменита, которые были изучены дифрактометрически. Анализируемый образец был sdвойникован относительно плоскости зеркального отражения (001). Изучение несмещенных положений с последующим уточнением однозначно показало, что структура $MgGeO_3$ аналогична упорядоченной структуре $FeTiO_3$.

Результаты структурного анализа, скоррелированные с известными данными по соединениям типа ильменита и корунда, использованы для расчета теоретически предсказанных координат атомов для фазы высокого давления $MgGeO_3$ со структурой ильменитового типа.

ВЛИЯНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ И ФЛЮИДНЫХ КОМПОНЕНТОВ НА ГЕНЕЗИС МАНТИЙНЫХ МАГМ

В.А.Жариков, Р.А.Ишбулатов, Ю.А.Литвин

Черноголовка, СССР

Проведены экспериментальные исследования плавления базальтов и родственных им пород при высоких давлениях (25–45 кбар) в сухих условиях и в присутствии флюидов различного состава ($H_2O + CO_2 + H_2$). Особое внимание уделено изучению влияния щелочей на температуру, состав и фазовые соотношения при плавлении. На основании проведенных экспериментов и критического анализа экспериментальных и природных данных других исследователей развивается ранее высказанная авторами гипотеза о неизохимической эволюции первичного мантийного материала. Развитие двух главных линий мантийного магматизма определяется в значительной мере флюидным режимом и взаимодействием флюидов с мантийным веществом: вынос щелочей дает начало известково-щелочной серии, привнос (или другой механизм повышения активности щелочей) приводит к ультраосновной щелочной серии. Существенное значение при этом имеет способ перемещения расплавов в пределах верхней мантии.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ В СЕРИЯХ ПИРОП-ГРОССУЛЯР И ПИРОП-УВАРОВИТ. ПОЛЕ УСТОЙЧИВОСТИ БОГАТОГО КАЛЬЦИЕМ ХРОМОВОГО ПИРОПА В УСЛОВИЯХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Ю. Хария, С. Терада

Саппоро, Япония

В большинстве ультраосновных нодулей гранаты характеризуются более высоким содержанием Cr_2O_3 и CaO по сравнению с гранатами в обычных лерцолитовых нодулях из кимберлитов. Области устойчивости твердого раствора гранатов пироп-гроссуляровой и пироп-уваровитовой серий определялись экспериментально с использованием смеси окислов при давлениях 15-40 кбар и 1000°C в установке поршень-цилиндр.

Ниже 20 кбар часть пироп-гроссуляровой ассоциации переходит в шпинельсодержащую ассоциацию: энстатит_{ss} + диопсид_{ss} + форстерит + шпинель. Повышение давления увеличивает поле гроссуляра. Серия непрерывных твердых растворов в ассоциации пироп-уваровит располагается в области более высоких давлений по сравнению с аналогичными твердыми растворами в пироп-гроссуляровой серии.

Экспериментальные данные указывают на существование серии непрерывных твердых растворов между ассоциациями пироп-гроссуляр и пироп-уваровит при высоких давлениях. Поле устойчивости хромосодержащего пироба с высоким содержанием кальция установлено при значительно более низком давлении по сравнению с хромосодержащим пиропом при низком содержании кальция.

ОСОБЕННОСТИ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ ЭНСТАТИТА
В ОБЛАСТИ ДАВЛЕНИЙ ДО 20 КБАР

Н.И.Хитаров, А.Б.Слуцкий, Н.И.Ревин

Москва, СССР

Сложность изучения полиморфизма энстатита при высоких давлениях и температурах связана с наличием обратимых фазовых переходов. В данной работе исследование полиморфных превращений в синтетическом энстатите проводилось методом измерения электропроводности. Информация об особенностях наблюдаемых превращений получалась путем сравнения кривых $\lg(\delta)$ в циклах нагрев-охлаждение-повторный нагрев. О динамике фазовых превращений можно было судить по скорости достижения (при фиксированной температуре) предельных значений электропроводности. На основании данных по измерению проводимости энстатита при $P = 4,5$ кбар можно считать, что в области низких давлений при температурах до 700°C стабильной фазой является клиноэнстатит. Превращение клиноэнстатита в ромбический энстатит заканчивается при температуре 950°C . Обратный этот переход не зафиксирован при охлаждении до $T = 600^{\circ}\text{C}$. Следовательно, существует достаточно широкая область температур, в которой ромбический энстатит находится в метастабильном состоянии. Превращение ромбического энстатита в протозэнстатит начинается при температуре 1080°C и заканчивается при $T = 1330^{\circ}\text{C}$. Наблюдаемое скачкообразное изменение электропроводности при $T = 1380^{\circ}\text{C}$ можно рассматривать как подтверждение ранее высказанного предположения (Купо Н., 1966) о возможном существовании фазы высокого клиноэнстатита. Исследование электропроводности энстатита при давлении 21 кбар показало, что при высоких давлениях хорошо фиксируется как прямое, так и обратное превращение клиноэнстатит — ромбический энстатит.

П. Уэйли

Чикаго, США

Известно, что в минералах и магмах, образованных из верхней мантии, содержатся H_2O и CO_2 . Однако не ясно, являются ли эти компоненты первичным материалом мантии или поступают из гидросферы во время сабдукции. Наличие алмазов и графита в нодулях мантии указывает на то, что фугитивность кислорода недостаточна для окисления всего углерода на глубине, однако диапазон глубин, в пределах которого углерод сосуществует с карбонатом, не установлен. Изучение системы перидотит — CO_2 — H_2O является первым шагом к интерпретации процессов, происходящих в мантии в системе перидотит — C — H — O . Перидотит реагирует с CO_2 и H_2O под давлением.

На глубинах 300 км или менее и при температурах выше $800^\circ C$ перидотит мантии может быть полностью гидратирован менее чем 0,5% H_2O с образованием амфибола или флогопита. Можно считать, что в мантии существуют более оптимальные условия для удержания CO_2 , поскольку для полной карбонатизации перидотита необходимо около 30% CO_2 . Если на глубинах более 300 км присутствует вода, она может удержаться в плотных гидратированных магниевых силикатах. Дивариантные реакции в субсолидусе такие как декарбонатизация, дегидратация и гидратация — карбонатизация должны буферировать составы паровой фазы, если пар присутствует на этих глубинах. Основными эффектами присутствия H_2O и CO_2 в верхней мантии является снижение температуры солидуса и большие изменения в составе растворов в области субсолидуса в зависимости от давления, температуры и отношения CO_2/H_2O . Это явление обнаруживает определенную связь с кимберлитами и процессами континентального вулканизма. Если в верхней мантии присутствуют CO_2 и H_2O , то образование сейсмического слоя, характеризующегося низкой скоростью, хотя бы частично следует отнести за счет начальной стадии плавления. Субконтинентальная верхняя мантия является, вероятно, гетерогенной по отношению к несмешивающимся элементам, поскольку локальные плавления, обусловленные свободно распространенными CO_2 и H_2O сопровож-

даются всплесками магмы по мере продвижения расплава в литосферу или сквозь нее.

ВИРИДИН $(Al_{1-x} Mn_x^{3+})_2 (OSiO_4)_2$: ЕГО УСТОЙЧИВОСТЬ
В ЗАВИСИМОСТИ ОТ P, T и f_{O_2}

И.Абс-Вурмбах, К.Лангер, В.Шрейер

Бонн, ФРГ

Минерал виридин (*vir*) представляет собой Mn^{3+} -замещенный андалузит и встречается в различных типах пород. Удалось синтезировать образцы устойчивого виридина состава $0,05 \leq X \leq 0,22$ в присутствии буфера MnO_2/Mn_2O_3 в диапазоне температур и давлений 500-1000°C и 1-14 кбар, соответственно. При 1050°C и 10 кбар в присутствии воды *vir* ($x = 0,2$) начинает инконгруэнтно плавиться с образованием твердого раствора браунита (brn_{SS}) + корунд (cor_{SS}) + расплав. Поскольку с повышением температуры (до 1400°C) содержание brn_{SS} уменьшается, сделан вывод, что ликвидус должен располагаться в поле корунда. Выявлена следующая зависимость устойчивости виридина от фугитивности кислорода: буфер Mn_2O_3/Mn_3O_4 , 10 кбар, 900°C - *vir* ($x = 0,2$) распадается с образованием *vir* ($x \approx 0,16$) + спессартин (*spess*) + brn_{SS} ; буфер Fe_2O_3/Fe_3O_4 - образуется силлиманит (*sill*) + *spess* + *cor*. В опытах с затравками, проведенных в псевдобинарной системе $Al_2SiO_5 - "Mn_2SiO_5"$ при 900°C и буфере MnO_2/Mn_2O_3 , установлено, что *vir* является устойчивым в поле стабильности как киэнита, так и силлиманита в широком диапазоне давлений (Holdaway, Am. J. Sci., 271, 97, 1971; Richardson, Gilbert and Bell, Am. Miner., 44, 1261, 1969). В результате экспериментального исследования установлено, что виридин в виде одной фазы устойчив до 12 кбар ($x \approx 0,08$) и 14 кбар ($x \approx 0,22$). При $P \leq 12$ кбар это поле ограничено полями *vir* + $sill_{SS}$ и *vir* + brn_{SS} + *qu* + пиролизит (*pyr*). При более высоких давлениях ассоциация *vir* + ky_{SS} сосуществует, а свыше 14 кбар переходит в ассоциацию ky_{SS} + brn_{SS} + *qu* + *pyr*.

Поразительную стабильность Mn^{3+} — замещенного андалузита можно объяснить на основании кристаллохимических данных. Результаты уточнения структуры, а также измерения спектров поглощения виридинов (Aba-Wurmbach, Langer and Tillmanns, Natw., 64, 527, 1977) показали, что структура андалузита стабилизируется Mn^{3+} , имеющим электронную конфигурацию $3d^4$ посредством Ян-Теллеровской стабилизации в тетрагонально деформированной подрешетке (MI).

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГРАНАТ-ПИРОКСЕНОVOГО РАВНОВЕСИЯ И ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ

Л.Л.Перчук, Л.Ю.Яковлева

Черноголовка, СССР

Это равновесие в интервале давления 45-70 кбар и температуры 1000-1400°C изучено впервые.

Предварительно исследована кинетика смещенных реакций и показано, что в высокотемпературной области равновесие может быть достигнуто в течение 24 часов.

Найдена P-T-зависимость концентрации Al_2O_3 в ортопироксене из парагенезиса ортопироксен + клинопироксен + гранат + оливин.

Установлено, что в интервале 1200-1300°C появляются необычные твердые растворы сосуществующих пироксенов, усложняющие эту зависимость.

Полученные экспериментальные данные обработаны термодинамически и выведены P-T-диаграммы для оценки термодинамических условий гранат-двопироксенового равновесия в мантии. С помощью этих диаграмм оценены P-T-параметры равновесия в нескольких десятках ксенолитов из кимберлитовых трубках Южной Африки и Якутии. При этом температура оценивалась по двопироксеновому термометру (Перчук, 1977).

На основе этих данных выведены геотермы до глубин 250-300 км и показано отличие их от геотерм, выведенных Бойдом.

КАЛЬДЕРИТ, $Mn_{\frac{2}{3}}^{2+} Fe_{\frac{1}{3}}^{3+} Si_3O_{12}$ ГРАНАТ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ

В. Шрейер, Т. Баллер

Бохум, ФРГ

В кремнистых сланцах, содержащих ховиит, из ореола высокого давления вокруг перидотита вблизи Брезовича (Югославия) был обнаружен гранат, содержащий 36 мольных процентов кальдеритового конечного члена, который в других породах встречается крайне редко. Для лучшего понимания этой находки были проведены эксперименты при высоких давлениях в аппарате поршень-цилиндр на смеси, представляющей собой по составу идеальный конечный член, с использованием магнетит-гематитового буфера. Почти полный переход в гранатовую фазу происходил при давлении 30 кбар между $750^{\circ}C$ и $1000^{\circ}C$. Опыты с затравками при более низких давлениях показали, что нижний предел стабильности по давлению для этого граната лежит около 26 кбар, при $800^{\circ}C$, но увеличивается с ростом температуры. При температурах ниже $800^{\circ}C$ образовалась ассоциация пироксмангита и гематита, представляющих собой продукт распада граната при низком давлении, в то время как при более высоких температурах гематит переходил в шпинельную фазу неизвестного состава в дополнение к полиморфной модификации $MnSiO_3$. Синтезированные гранаты имели $a_0 = 11,8134 \pm 0,0052$ и показатель преломления около 1,972. Микронзондовые анализы синтезированных коричневатых кристаллов граната показали однако, что они имеют не идеальный состав кальдерита, а дают структурную формулу $(Mn_{2,6}Fe_{0,4}^{2+})_3,0Fe_{\frac{1}{3}}^{3+}Si_3O_{12}$. Они могут содержать от 9 до 18 мол.% скиагитового компонента $Fe_{\frac{2}{3}}^{2+}Fe_{\frac{1}{3}}^{3+}Si_3O_{12}$. Синтез чистого кальдерита, по-видимому, требует более высокой летучести кислорода, чем та, которая обеспечивается магнетит-гематитовым буфером. Тем не менее, ясно, что стабильность чистого кальдерита должна быть ограничена очень высоким давлением, существующим в мантии Земли.

КАЛИЙ В ЭДЕНИТАХ, ПАРГАСИТАХ И ГАСТИНГСИТАХ

Гн. Дж. Хинрихсен, К. У. Шурман

Марбург, ФРГ

Замещение Na на K в эденитах, паргаситах и гастингситах экспериментально исследовалось при температуре 700–1100°C и давлениях 0,5–20 кбар.

В результате исследований обнаружена серия полного твердого раствора в Na – K – эденитах и Na – K гастингситах. При давлении выше 15 кбар амфибол синтезировать не удалось; обнаружены следующие устойчивые фазы выше областей устойчивости амфибола:

(нефелин) + флогопит + диопсид + форстерит + расплав + флюидная фаза Na – K – эденитов и (нефелин) + флогопит + диопсид + шпинель + расплав + флюидная фаза Na – K паргаситов.

СТАБИЛЬНОСТЬ ФАЗ ГЕРМАНАТ-ФОРСТЕРИТА

И. Мияamoto, Х. Такубо, С. Куме, М. Коицуми

Осака, Япония

Твердофазовые переходы в Mg_2GeO_4 со структурой оливина (α) и шпинели (γ) изучались в условиях высоких температур и давлений, до 2200°C и 8 ГПа. Исследовалась зависимость давления от температуры плавления исследуемого вещества. Исходный материал получали путем гидротермальной обработки порошков MgO и GeO_2 , смешанных в молярных соотношениях, соответствующих Mg_2GeO_4 . Материал, идентифицированный как γ - Mg_2GeO_4 на порошковой рентгенограмме, исследовали при высоких давлениях. Образец выдерживали в течение нескольких минут при заданных значениях температуры и давления, а затем закачивали до комнатной температуры и атмосферного давления.

Структура и текстура полученных продуктов определялись под микроскопом и дифрактометрически. На основании полученных данных установлены границы жидкой и твердой фаз, а также фаз α и γ . Полученные результаты можно свести к следующему: 1. Температура плавления α - Mg_2GeO_4 повышается с повышением давления со скоростью $30^\circ C/ГПа$. Это сравнительно низкая величина по сравнению с форстеритом, для которого измерения проводились в диапазоне до 5 ГПа. Результат, приведенный в данной работе, получен для условий, близких к тройной точке сосуществования фаз α , β и жидкой, то есть при $1900^\circ C$ и 4 ГПа. Принимая во внимание, что температура плавления форстерита описывается зависимостью Симона, величина dT/dP должна уменьшаться, приближаясь к соответствующему значению для α - Mg_2GeO_4 вблизи тройной точки форстерита. 2. Граница между фазами α - и β - Mg_2GeO_4 представлена не прямой линией, а кривой, выпуклой к оси абсцисс. Отклонение этой границы от уравнения Клапейрона объясняется обменом ионов Fe^{4+} в октаэдрических позициях на ионы Mg^{2+} в тетраэдрических позициях. Величина обмена составила 2,5% от общего количества катионов.

ПРЕВРАЩЕНИЕ $P2/n \rightarrow C2/c$ В ОМФАЦИТЕ

М.Е.Флинт

Т.Е.Герцберг

Лондон, Канада

Кембридж, США

Высокотемпературное изучение образцов природного омфациита при давлении от 15 до 18 кбар с использованием твердофазового аппарата поршень-цилиндр позволило установить критическую температуру перехода $P2/n \rightarrow C2/c$ типа "порядок-беспорядок", равную $725 \pm 25^\circ C$. Структурный переход $P2/n \rightarrow C2/c$ наступает довольно резко, а температура перехода не зависит от продолжительности опыта в пределах от одного до семи дней. Установлено, что энергия активации разупорядочения равна 12 ккал/моль. Это позволяет предположить, что процесс катионного разупорядочения в омфациите протекает с участием катионов типа M1 (Al, Fe^{2+} , Mg) и M2 (Ca, Na). Представляется, что структура области фаз с проти-

воположным катионным составом в омфацитах из фаций голубых сланцев образуется не за счет инверсии (при охлаждении) ранее образованного омфацита со структурой $C2/c$. В общем, применение фазовых отношений в омфаците в целях геотермометрии представляется несколько ограниченным.

СТРУКТУРЫ КРИСТАЛЛОВ ПОД ВЫСОКИМ ДАВЛЕНИЕМ

Л.В.Фингер, Р.М.Хазен

Вашингтон, США

Ячейка с миниатюрными алмазными наковальнями, описанная Мерриллом и Бассетом, использовалась на четырехкружном монокристалльном дифрактометре. Исследованы параметры решетки и кристаллические структуры следующих минералов и минеральных аналогов: силикатные шпинели никеля и железа, гранаты — гроссуляр и пироп, циркон, пироксен, ильменит, корунд, флогопит, хлорит, анальцит, берндтит, нитрат натрия и дифторид марганца. При использовании поддерживающего кольца с помещенной внутри него смесью этанола и метанола в качестве передающей давление среды были достигнуты гидростатические давления до 80 кбар. Усовершенствована методика работы на монокристалльном дифрактометре с целью повышения точности измерения констант решетки и интенсивностей рефлексов под высоким давлением. Определение большинства структур проведено с фактором расхожимости 2-4%.

Основные результаты изотермического сжатия можно характеризовать следующим образом: 1) большие координационные полиэдры более сжимаемы, чем малые; 2) координационные полиэдры стремятся стать более правильными при увеличении давления; 3) в первом приближении сжимаемость данного полиэдра не зависит от остальной части структуры. Последний результат использован для расчета интервала давлений перехода от тетраэдрической к октаэдрической координации кремния в различных минералах. Рассчитанные давления и глубины находятся в согласии с глубинами, при которых имеют место большие градиенты плотности в мантии Земли. Предсказывает-

ся, что на глубинах более 900 км весь кремний находится в шестерной или большей координации.

УСТОЙЧИВОСТЬ ГРАНАТОВ И КЛИНОПИРОКСЕНОВ В СЕЧЕНИИ
 $MgSiO_3 - CaSiO_3 - Al_2O_3$ ПРИ $P = 30$ КБАР

И.Ю.Малиновский, А.М.Доршев, А.А.Калинин, Н.В.Сурков

Новосибирск, СССР

Фазовые соотношения в сечении энстатит-волластонит-корунд определяют состояние всей системы $MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2$, которая представляет особый интерес для петрологии верхней мантии. Однако до сих пор неполностью исследована устойчивость основных фаз данного сечения. В связи с этим было изучено влияние температуры ($1000-1600^{\circ}C$) на устойчивость клинопироксенов ряда диопсид-чермакит и гранатов ряда пироп-гроссуляр при постоянном давлении 30 кбар.

В узком интервале $T = 1500-1550^{\circ}C$ клинопироксены образуют непрерывный ряд от диопсида до чермакита. Но при более низких температурах устойчивы только диопсидовые твердые растворы, предельное содержание глиноземистого компонента в которых быстро уменьшается, достигая 35-40 мол.% при $T = 1000^{\circ}C$.

Наиболее характерной особенностью устойчивости гранатов ряда пироп-гроссуляр является резкое сокращение области разрыва твердых растворов с понижением температуры (от 60-65 мол.% при $T = 1450^{\circ}C$ до 10-15 мол.% при $T = 1000^{\circ}C$). При $T = 900-950^{\circ}C$, вероятно, происходит замыкание ряда пироп-гроссуляр по реакции экстремального типа $Kp_{Tr} + Cor = Gr_{Tr}$, которая имеет положительный наклон dT/dP . В области разрыва смешимости гранатов расположено выклинивающееся книзу поле клинопироксенов, содержащих 50 мол.% чермакитового компонента. Таким образом, фазовые соотношения в сечении энстатит-волластонит-корунд в значительной мере определяется тем, что с повышением температуры тело клинопироксенов пересекает плоскость гранатов.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СИСТЕМЫ $\text{SiO}_2 - \text{GeO}_2$
ПРИ ДАВЛЕНИЯХ ДО 100 КБАР В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ВХОЖДЕНИЯ
КРЕМНИЯ В ШЕСТЕРНУЮ КООРДИНАЦИЮ В МИНЕРАЛАХ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Б.А.Фурсенко, В.А.Киркинский, А.П.Ряпосов

Новосибирск, СССР

Фазовые равновесия в системе $\text{SiO}_2 - \text{GeO}_2$ исследованы при температуре 1200°K и давлениях до 100 кбар. На основе полученных данных и термодинамических расчетов построена диаграмма состояния системы в координатах давление-концентрация. При давлениях ниже 33 кбар твердые растворы на основе α и β -кварца находятся в равновесии с практически чистой тетрагональной двуокисью германия. Предельная растворимость GeO_2 в твердом растворе быстро снижается с ростом давления (от 82% при 1 бар до долей процента при 30 кбар). Выше 33 кбар сосуществуют практически чистый коэсит и тетрагональные твердые растворы на основе GeO_2 , причем содержание в них SiO_2 растет с давлением от 2-3 процентов при 60 кбар до 17% при 90 кбар. В области устойчивости стшовита в равновесии находятся два тетрагональных твердых раствора с содержанием 6 и 84% GeO_2 . Экспериментальные результаты описываются термодинамическими уравнениями модели регулярных растворов с оценкой энтальпии смешения по уравнению Хитталы-Урусова.

Вхождение кремния в шестерную координацию в глубинных минералах, в первую очередь, в гранатах, осуществляется по схеме гетеровалентного изоморфизма $[\text{Al}^{3+}\text{Al}^{3+}] \leftrightarrow [\text{Mg}^{2+}\text{Si}^{4+}]$. Проведены расчеты предельной растворимости пироксенов в пиропе и пиропе в корунде в зависимости от давления и температуры при различных моделях разупорядочения; для системы энстатит-пироп расчеты сопоставлены с имеющимися экспериментальными данными. Показано, что кремний в микроколичествах (десятые доли процента от общего содержания) должен входить в октаэдрические позиции в структуре пиропе уже при давлениях, отвечающих нижнему пределу стабильности последнего, и доля его в этих позициях экспоненциально увеличивается с ростом давления.

КИНЕТИКА РАСТВОРЕНИЯ ОЛИВИНА, ПИРОКСЕНОВ И ПИРОПА В БАЗАЛЬТОВОМ РАСПЛАВЕ И ВЕБСТЕРИТОВАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В.А.Кутюлин и Л.В.Агафонов

Новосибирск, СССР

Исследована кинетика растворения оливина, ортопироксена, клинопироксена и пироба в расплаве щелочного базальта. Установлено, что оливин растворяется медленнее всех остальных минералов в 1,5-37 раз, а нодулы пироксенитов и эклогитов дезинтегрируются в базальтовой магне в 5-20 раз быстрее нодулы перидотитов.

На основании данных о химическом составе и относительном содержании глубинных ксенолитов в базальтах и кимберлитах подсчитан валовой состав верхней мантии. При этом относительное содержание перидотитов среди ксенолитов было уменьшено в 10 раз, чтобы компенсировать более медленную дезинтеграцию перидотитов в базальтовом и кимберлитовом расплавах по сравнению с эклогитами и пироксенитами во время подъема к поверхности. Состав верхней мантии (см. таблицу) близок к составу оливиновых гранатовых вебстеритов из нодулы в базальтах и кимберлитах, поэтому можно предположить, что именно гранатые вебстериты, а не пиролит А.Е.Рингвуда, представляют собой исходное недифференцированное вещество верхней мантии.

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	47,6	0,25	5,35	2,2	5,8	0,15	31,7	6,4	0,4	0,15
2	47,4	0,5	7,85	2,3	6,8	0,15	24,5	9,2	0,95	0,05
3	47,87	0,40	10,10	1,20	3,61	0,14	25,31	7,95	0,81	0,08
4	47,99	0,22	5,20	1,99	5,28	0,15	30,65	6,85	0,48	0,05

1 - континентальная верхняя мантия. 2 - океаническая верхняя мантия под о.Оаху. 3 - вебстерит из нодулы в кимберлитовой трубке "Обнаженная" по Н.В.Соболеву. 4 - вебстерит из нодулы в базальтах Итинеме-гата по К.Аоки.

НЕОДНОРОДНОСТИ МИНЕРАЛОВ

ДИССИМЕТРИЗАЦИЯ И МИКРОНЕОДНОРОДНОСТИ
КРИСТАЛЛОВ МИНЕРАЛОВ

А.М. Ануфриев, Г.Р. Булка, В.М. Винокуров, Г.А. Кринари,
Н.М. Низамутдинов, М.А. Урасин, Н.М. Хасанова

Казань, СССР

Для кристаллов ряда минералов и их синтетических аналогов установлена пониженная симметрия некоторых физических свойств по отношению к точечной симметрии их кристаллической структуры — диссимметризация. Методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) показано, что диссимметризация вызывается различной концентрацией структурно-эквивалентных точечных дефектов в трансляционно-эквивалентных подрешетках одной правильной системы точек.

Основной причиной секториальной селективности захвата точечных дефектов в пределах одной пирамиды роста является послонно-тангенциальный рост кристалла. Симметрия расположения точечных дефектов на различных участках пирамиды роста грани не подчиняется при этом симметрии грани простой формы и не может быть выше C_1 и C_2 . Экспериментально установлено, что селективный захват точечных дефектов — изоморфных примесей может реализовываться даже для такой пары ионов, изоморфная смесимость которых в пределах данного структурного типа является неограниченной.

Дается теоретико-групповой метод описания диссимметризации, который сводится к нахождению кратности правильных систем точек, возникающих в исходной системе при понижении точечной симметрии структуры.

Рассматриваются вопросы методики оптического, радиоспектроскопического (ЭПР) и рентгеновского исследования диссимметризации кристаллов минералов. Проводится корреляция интенсивности диссимметризации, найденной при помощи ЭПР, с характеристиками микронеоднородностей (микроблоки, участки микронапряжений), определяемыми методами рентгеновской дифракции. Показано, что искажения послонно-тангенциального роста, вызываемые образованием блоков и дислокаций, снижают интенсивность диссимметризации.

Обсуждаются пути практического использования диссимметризации для решения ряда минералогических задач — изучения типомор-

физма минералов, локализации и диффузии точечных дефектов, изоморфных и неизоморфных примесей, теории роста кристаллов, вопросов однородности-неоднородности минералов и т.д.

Приводятся результаты экспериментального исследования дисимметризации кристаллов кварца, корунда, фенакита, барита, астраханита, ретгерсита, скородита, кренкита и ряда их синтетических аналогов.

ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ МИНЕРАЛОВ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОНТОГЕНИИ

М. Малеев

София, Болгария

Декорирование естественных, облученных и термически обработанных минералов (кварц, галит, сфалерит, галенит и др.) позволяет выявить на электронномикроскопическом и оптическом уровнях электрически активные участки поверхности различного порядка: обособленные точечные дефекты, геометрически правильные и деформированные группировки из 3, 4, 6 и более активных центров, скопления бахромчатой и округлой формы, достигающие до $1 \mu\text{м}$ микроучастки поверхности в десятки микрон в поперечнике с противоположным электрическим зарядом.

Электрически активные центры являются местами преимущественного зародышеобразования на гладкой поверхности кристалла. Общность последовательных стадий нарастания декорирующего вещества (обособленные частицы и их группировки, мостики между частицами, сетчатая структура, пленка с дырками, сплошная пленка) для гладких и ступенчатых участков поверхности доказывает электрическую природу активных центров, приуроченных к ступеням и изломам на поверхности. Форма кристаллов, образованных путем нарастания правильных группировок активных центров, определяется исключительно геометрией группировки, которая для одного и того же вещества может быть самой разнообразной формы.

Большая часть экспериментов по декорированию проводится в условиях (высокий и сверхвысокий вакуум), несопоставимых с при-

родными. При геологической интерпретации результатов декорирования встает вопрос об эффективности существующих активных центров в процессах, протекающих в земной коре. Автодекорирование, реализующееся при раскристаллизации растворов газовой-жидких включений, обнажаемых при раскалывании минерала, проводится реально существующей минералообразующей средой. Его результаты показывают, что заряженные точечные дефекты, существующие всегда в минералах, определяют многие стороны индивидуального развития (онтогении) минералов.

ДЕФЕКТОЛОГИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ИНДИВИДОВ ПО ГАЗОВО-ЖИДКИМ ВКЛЮЧЕНИЯМ МАТЕРИНСКИХ РАСТВОРОВ

Н. П. Ермаков

Москва, СССР

Дефектология кристаллосырья в СССР в значительной мере опиралась на изучение включений минералообразующих сред, нарушающих совершенство структур индивидов минералов. Эти включения могут быть сингенетическими, закономерно расположенными в зонах и сегментах роста кристаллов (первичные), или находящимися в микротрещинах, залечивающихся в процессе кристаллообразования (мнимо-вторичные включения). Эпигенетические включения, образованные под воздействием более поздних растворов, принято именовать вторичными. Установление этих типов включений расплавов и растворов в минералах, исследование агрегатного состояния и химического состава создали основу для выявления экологии минералов, а затем определили содержание новой отрасли геолого-минералогических знаний — термобарогеохимии.

Чем быстрее осуществлялся рост минерального индивида, тем большее количество включений нарушало целостность его кристаллической структуры. В определенных условиях, например, при изменении температуры, включения кристаллообразующей среды являлись иногда причиной возникновения эпигенетических дефектов индивидов минералов. Так, замерзание растворов, заключенных в исланд-

ском шпате в зонах мерзлоты, приводит к возникновению ореолов внутренней трещиноватости (явления криодекрепитации). Условия постгенетического перегрева газовой-жидких включений сверх температур их консервации (гомогенизации) вызывает тот же эффект. Таким образом, сингенетическая дефектность кристаллов минералов дополняется эпигенетическими нарушениями их сплошности.

В докладе рассматривается разнообразное влияние геохимических систем включений на кондиционность природного кристаллосырья и на ряд физических свойств минералов.

НЕОДНОРОДНОСТИ ФЕРРИМАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ КЛАССА СЛОЖНЫХ ОКИСЛОВ И НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Г.П.Барсанов, Г.П.Кудрявцева

Москва, СССР

Новые методики использования электронно-зондовых приборов, включающие построение двухмерных контурных рентгеновских карт и профилей содержаний, использование нагревательной камеры на основе рентгеновского микроанализатора JXA-50A с компьютером; изучение малоуглового рассеяния минералов и их агрегатов при качественно новом применении первичного рентгеновского макроанализатора JRX-3 как дифрактометра в широком диапазоне длин волн рентгеновского излучения; широкий комплекс первичных (точки Кюри и удельная намагниченность), вторичных (коэффициент магнитной вязкости, поле насыщения, разрушающее поле насыщения, построение коэрцитивных спектров) и третичных (различные виды остаточной намагниченности) магнитных характеристик; термомагнитный анализ в диапазоне температур от -196°C до 800°C позволяет получить важную информацию о составе, кристаллической и магнитной структуре, микроморфологии и условиях образования минералов класса сложных окислов со структурами типа шпинели и корунда-ильменита. Рассматриваются области применения, преимущества и недостатки методов для изучения природных ферримангнетиков. Обсуждается оптимальная методика направленного изучения этих минералов.

Приводятся новые данные о минералах класса сложных окислов со структурами типа шпинели и корунда-ильменита (определение размера микронесплошностей и связи микропористости с величиной коэффициента магнитной вязкости; превращения порядок - беспорядок в маггемитах и связь их с условиями маггемитизации; катионные распределения в изоморфном ряду магнетит - магнезиоферрит, хромшпинелидах и зависимость их от условий формирования пород, данные о фазовом составе хромсодержащих ильменитов и шпинелидов экзотических составов из кимберлитов Якутии и современных вулканов Камчатки), полученные с помощью комплексного применения классических и современных физических методов исследования.

ЗОНАЛЬНОСТЬ В МЕЛИЛИТЕ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ
РЕГРЕССИВНОЙ НАПРАВЛЕННОСТИ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА
В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

В.В.Ревердатто, Н.Н.Перцев, В.Н.Королюк

Москва, Новосибирск, СССР

Исследовались минеральные ассоциации, образованные при термальном метаморфизме кремнистых доломитистых известняков и мергелей в экзоконтактах Анакитского траппового (толеит-базальтового) массива на р. Нижней Тунгуске. Проявление метаморфизма было впервые описано здесь В.С.Соболевым в 1935 г. Наиболее высокотемпературные известковистые минеральные парагенезисы, устойчивые в непосредственном контакте с траппами, имеют следующий состав: волластонит + ранкинит, ранкинит + спуррит + (мелилит?), спуррит + мелилит + мервинит + кальцит, мервинит + монтичеллит + мелилит + кальцит. Мелилит в них обычно незонален, его состав существенно геленитовый, содержание акерманитового компонента - около 25%.

При понижении температуры на регрессивном этапе контактового метаморфизма равновесие между мервинитом и существенно геленитовым мелилитом нарушается; за счет этих минералов при участии CO_2 образуются кальцит и новый мелилит, богатый акерманито-

вым компонентом. Зерна его обычно резко зональны: от 25% акерманитового компонента в центре (реликтовые участки минералов прогрессивного этапа) до почти чистого акерманита по периферии. С регрессивным метаморфизмом контактовых пород связывается также замещение спуррита тиллиитом и ранкинита-куспидином. Эти процессы проявляются преимущественно в зонах повышенной трещиноватости карбонатных пород, проницаемых для магматогенного флюида.

Предполагается, что максимальные температуры прогрессивного метаморфизма в интрузивных контактах достигали $950-970^{\circ}\text{C}$ при литостатическом давлении $P_{\text{общ}} = 300-350$ бар. Состав внутривещного флюида, равновесного с метаморфическими минералами, не поддается точному определению; по разным оценкам P_{CO_2} составляло от $0,2-0,3$ до $0,8-0,9 P_{\text{общ}}$. На регрессивном этапе метаморфизма температура опускалась до $750-800^{\circ}\text{C}$ при одновременном снижении P_{CO_2} до $0,1 P_{\text{общ}}$ и менее. Более поздние скарновые и гидротермальные постмагматические процессы развивались при температурах менее 700°C и в условиях дальнейшего снижения P_{CO_2} .

РОЛЬ УГЛЕВОДОРОДОВ В ЭНДОГЕННОМ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

Ф.П.Мельников

Москва, СССР

Процессы эндогенного минералообразования и нефтегазообразования до последнего времени рассматривались вне взаимной связи, как самостоятельные, изолированные друг от друга природные явления. Вместе с тем, в некоторых золоторудных, полиметаллических, железорудных, ртутных месторождениях обнаружено присутствие органического вещества. Известна ассоциация урана с битумным веществом.

Выявлены и изучены первичные включения углеводородов, нефти и битумов в горном хрустале (Алдан, Кавказ, Донбасс), в морионе, топазе (Вольт), флюорите (Казахстан, Пакистан).

По составу битумоиды включений представляют собой сложные смеси соединений, которые можно расположить в почти непрерывный ряд от весьма легких углеводов, через чистые масла, с подчиненным и равным количеством смолисто-асфальтеновой части, до разновидностей, в которых последняя преобладает над маслами.

Проведены эксперименты, позволяющие наблюдать фазовые превращения углеводов во включениях при нагревании и охлаждении. Признаки последовательных изменений вещества сняты на кинолентку.

Парагенетические и генетические связи углеводов, нефти и битумов с эндогенными минералами уже неоспоримы; их существование открывает возможность исследования новой особенности процессов эндогенного минералообразования, до сих пор практически не изучавшейся — участие углеводов в этих процессах.

БРАЗИЛЬСКИЕ ДВОЙНИКИ В КРИСТАЛЛАХ МОЛОЧНО-БЕЛОГО КВАРЦА

М.Акизуки

Сендей, Япония

В идиоморфных линейно ориентированных кристаллах молочно-белого кварца, выросших в свободном пространстве, под микроскопом в скрещенных николях наблюдается радиально-лучистая структура. Такого рода особенности были описаны для кристаллов кварца из Альп и Урала; они наблюдались также в кварце из Дофине (Франция), Бразилии и других месторождений. Советские минералоги детально изучили структуру и морфологию кварца. Некоторые примеры приведены в книге "Онтогенез минералов" прсф. Д.П.Григорьева.

Автор исследовал кристаллы молочного кварца из Японии с помощью различных методов (поляризационный и фазово-контрастный оптические микроскопы, просвечивающий и сканирующий электронные микроскопы) для выяснения генезиса этих структур. Образцы обладали высокой плотностью бразильских двойников со множеством петель, плоскости которых параллельны пирамидальным граням. Волокнистая структура, видимая оптически, интерпретируется как струк-

тура двойникования (бразильских двойников).

Предполагается следующая гипотеза образования бразильских двойников. При изменении силикатных минералов вмещающих пород в гидротермальных условиях были образованы аморфные частицы кремнезема. При температурах выше 100–150°C они раскристаллизовывались в небольшие кварцевые частицы, прилипавшие к большим кристаллам кварца, растущим в растворе. Если ориентировка (правая или левая) кристаллов кварца одинакова, они при совместном росте образуют единый кристалл, поскольку свободная энергия монокристалла ниже, чем дофинейского двойника.

Если же их ориентировки различны, то по границам образуются бразильские двойники. Бразильские двойники формируются на боковых плоскостях небольших прямоугольных бугорков роста призматических и пирамидальных граней, обнаруженных сканирующим электронным микроскопом. Бразильские двойники в кристаллах аметиста, часто сосуществующего с халцедоном, могут быть сформированы подобным же образом.

МИКРОНЕОДНОРОДНОСТЬ ТАНТАЛО–НИОБАТОВ

С.И.Лебедева, И.Д.Беляева

Москва, СССР

При исследовании минералов, относящихся к группам пирохлора, колумбита–танталита и перовскита, получен ряд новых данных, характеризующих микронеоднородность их состава и строения.

Zr –гаччеттолиты, Zr –пирохлоры и Si –пирохлоры, выделенные ранее как самостоятельные разновидности на основе химических анализов, оказались тонкими гетерогенными смесями обычного пирохлора с микровключениями циркониевых (бадделейта и цирконолита) и Si –содержащих минералов. Металлопарит из Ловозерского массива определен как многофазный микроагрегат, отвечающий по составу эшиниту, ильменорутилу, монациту и апатиту.

Установлена блоковая микронеоднородность Ва–пирохлора (пандаита) и Рь –бетафита с различным содержанием ВаО (от 0,п до

36,6%) и PbO (от 12 до 43%). Микроблоковое строение с различным содержанием в блоках Nb, Ca и Ti выявлено также в Nb-перовските (латрапите) из Канады и Nb-лопарите из Хибин. Иксиолиты и воджиниты из пегматитов Алтая и метасоматитов Сибири часто представлены тонкой смесью: предположительно неупорядоченной фазы иксиолита и упорядоченной – воджинита, близких по содержанию Ta и Nb и различающихся по содержанию Mn, Fe и Sn.

В ряде природных Ta-Nb-минералов установлены признаки радиационных повреждений, различных видов дислокаций, межблоковых дефектов, к которым чаще и приурочены микровключения и микрообособления примесных элементов. При нагревании метамиктных тантало-ниобатов (в самарските и Zr-пирохлоре) происходит раскristализация вещества с образованием различных по составу фаз; с увеличением температуры прокаливания размер новообразованных фаз увеличивается.

НЕОДНОРОДНОСТЬ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И ВОПРОСЫ СТАБИЛЬНОСТИ ПРИРОДНЫХ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ МЕТАЛЛОВ

Н.В.Петровская, М.И.Новгородова

Москва, СССР

В результате работ, проведенных авторами при помощи электронной микроскопии, электронного микросонда, лазерного спектрального анализа и др., пересмотрены представления о гомогенности природных твердых растворов серебра в золоте, выявлены и изучены неоднородности этого минерала, различные по природе и времени возникновения.

Протогенетическими являются реликтовые скопления в золоте микрочастиц различных минералов и микроучастки концентрации петрогенных элементов. Впервые обнаружены такие сингенетические неоднородности самородного золота как тончайшие субструктуры его индивидов – мозаичные и слоистые – следствия особых условий кристаллизации минерала. По новым данным эпигенетические неоднородности, вызванные деформацией и перекристаллизацией самородного

золота, возникали неоднократно и могут служить индикаторами динамических и термических воздействий на руды. Впервые доказана, ранее лишь предполагавшаяся, фазовая неоднородность низкопробного золота (с 30-50% Ag). Новообразования, обогащенные серебром, имеют четкие фазовые границы, приурочены к ослабленным участкам зерна - матрицы и исчезают за его пределами. Подтверждается гипотеза одного из авторов о метастабильности твердых растворов Au-Ag, их медленном упорядочении и распаде ("старении"), с образованием более стойких интерметаллических соединений. Выявлены разновидности структур распада: эмульсионные, линейные, решетчатые. Получены первые достоверные сведения о структуре (микродифракция) и составе фаз, обособившихся в самородном золоте; они отвечают соединениям типа AuAg, AuAg₃ и чистому серебру. Характеризуемые сростания имеют черты сходства со структурами распада медистого золота; состав фаз в последнем определен как AuCu и AuCu₃.

Обосновывается вывод о метастабильном (в геологических масштабах времени) характере твердых растворов металлов, даже близких по свойствам, если их количественные соотношения значительно отличны от стехиометрических, свойственных более устойчивым интерметаллическим соединениям.

ПРИЧИНЫ НЕОДНОРОДНОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

В.Г.Моисеенко, П.П.Сафронов

Владивосток, СССР

Резко выраженная неоднородность самородного золота и различная встречаемость золотин определенной пробы обусловлены тремя основными причинами: 1) меняющимися физико-химическими условиями (T , P , E_h , pH) отложения минералов; 2) наличием ближнего порядка в системе Au-Ag; 3) метаморфизмом золота.

По экспериментальным данным о параметрах ближнего порядка в модельных сплавах Au-Ag рассчитана температура упорядочения ($T_C \approx -100^\circ\text{C}$), которая указывает на невозможность образования в самородном золоте полностью упорядоченных соединений. Энергия упорядочения в системе Au-Ag различна для разных концентраций компонентов и максимальна для состава с 50 ат. % Au. Различие величин энергии упорядочения обуславливает неодинаковую устойчивость не только отдельных золотин, но и слагающих их кристаллов и блоков разной пробы.

В процессе низкотемпературного метаморфизма (до 400°), когда серебро практически не удаляется из системы, преобладает перераспределение компонентов с развитием энергетически более устойчивого электрума (~ 50 ат. % Au) — характерного минерала близ-поверхностных месторождений. Кривая частоты встречаемости пробы минералов золота месторождений этого типа сходна с кривой зависимости энергии упорядочения от состава.

При более высокотемпературном метаморфизме, с удалением части серебра, золотины становятся более высокопробными, а максимум кривой частоты встречаемости пробы самородного золота древних месторождений сдвигается в область 70–80 ат. % Au, для которого характерен минимальный период кристаллической решетки.

НЕОДНОРОДНОСТЬ МИНЕРАЛОВ И ПРИРОДА ОГРАНИЧЕННОГО ИЗОМОРФИЗМА РЯДА ШЕЕЛИТ-ПОВЕЛЛИТ

О.В.Кононов, Г.П.Барсанов, В.А.Блинов,
Е.И.Граменицкий, И.А.Киселева, Д.Г.Кошуг,
И.В.Нестеров, Л.П.Огородова, Н.Д.Топор

Москва, СССР

Ограниченный характер изоморфизма в ряду шеелит-повеллит подчеркивается преобладанием в природе крайних членов этого ряда и, особенно, молибдошеелита, содержащего $10-12$, реже $20-25$ мол. % CaMoO_4 . Кристаллы молибдошеелита часто характеризуются зонально-секториальным строением, отражающим изменчивость содержания молибдена в процессе кристаллизации, нередко замещены шеелитом и (или) молибденитом.

Для минералов ряда шеелит-повеллит установлен неаддитивный характер зависимости ряда физических свойств от состава. Доказательством прерывности изоморфного ряда и его нестабильности служат также признаки структурного упорядочения и распада твердого раствора, выявленные методами фото- и катодной люминесценции и электронной микроскопии. Термодинамическими расчетами показано, что кривая распада отчетливо асимметрична.

Методами высокотемпературной калориметрии Кальве получены новые термодинамические константы крайних членов и промежуточных фаз изоморфного ряда.

Установлено, что взаимодействие между Mo и W в кристаллической структуре (обмен зарядов, перераспределение степени и вероятности заселения электронами и дырками уровней различных состояний $\text{Mo}4(d)^1$ - и $\text{W}5(d)^1$ -оболочек) сопровождается динамическим эффектом Яна-Теллера, который является причиной полярности изоморфизма и других признаков неидеальности твердого раствора шеелит-повеллит.

Из анализа парагенетических минеральных ассоциаций, экспериментальных и расчетных данных следует, что состав молибдошеелита зависит от температуры, а также от режима Eh, pH и химизма минералообразования.

ИЗУЧЕНИЕ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ
С ПОМОЩЬЮ РЕНТГЕНОВСКОГО МИКРОАНАЛИЗАТОРА

Я.Ярковски, Б.Цамбел, И.Криштин

Братислава, Чехословакия

В работе приводятся итоги изучения с помощью рентгеновского микроанализатора пирита, пирротина, халькопирита и антимонита из разных генетических типов руд из различных месторождений Западных Карпат. Целью работы было дать минералогическо-геохимическую характеристику данных сульфидов. Результаты рентгеновского микроанализа по площади, линии и точке показали различие содержаний генетически важных микроэлементов в сульфиды из разных типов месторождений. В связи с другими методами, особенно электронной микроскопией, авторы изучали также вопрос гомогенности и гетерогенности данных сульфидов. Рентгеновский микроанализ применялся также для выяснения различий структурных модификаций пирротина в пирит-пирротиновых месторождениях. Рентгеновским микроанализом в месторождениях обнаружены некоторые редкие минералы (горобецсуит, Fe-алабандин, Sb-герсдорфит и др.).

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТРАКТОВКА ЗОНАЛЬНОСТИ Fe-S-O
МИНЕРАЛОВ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО Cu-Fe МЕСТОРОЖДЕНИЯ
КАМАИСИ, ЯПУНИИ

Ш.Кано, М.Намбу

Сендей, Япония

Метасоматическое медно-железородное месторождение Камаиси (39°16' с.ш. и 141°40' в.д.), расположенное на восточной окраине горной страны Киатаками Северо-Восточной Японии, формировалось в зоне контакта известняков карбонового возраста и диорит-порфирита гранодиоритовой интрузии мелового возраста. На некотором расстоянии от диорит-порфирита встречаются последовательно: грандитовый скарн, окисная руда (магнетит), зеленый скарн (клинопироксен и ферроактинолит), сульфидная руда (пирротин и халькопирит), и, наконец, белый выщелоченный известняк. Зона окисных руд развивается в пределах грандитового скарна неподалеку от порфириновых тел, тогда как зона сульфидных руд располагается вдоль внешней границы зоны зеленого скарна, вблизи вмещающих известняков. Две рудные зоны заметно отличаются друг от друга по преобладающим рудным и более ранним скарновым минералам, но различия последовательности образования рудных минералов незначительны.

На оруденение наложена перекристаллизационно-гидратационная стадия скарнообразования; более ранние скарновые минералы клинопироксен и грандит были замещены ферроактинолитом, кальцитом, кварцем и хлоритом. Железистые минералы, принадлежащие к системе Fe-S-O, формировались в последовательности, отвечающей порядку возрастания концентрации серы: сначала магнетит, затем гексагональный пирротин (47,3 ÷ 47,7 атом.% Fe), моноклинный пирротин и, наконец, пирит. По имеющимся данным по геотермометрии и составу включений помимо структурных отношений предполагается, что смена периода образования магнетита кристаллизацией пирротина происходила вблизи 350°C, и рудообразующий флюид представлял собой кислый водный раствор с $C_{NaCl} = 2,0$. Расчеты равновесия показывают, что раствор при данной температуре содержал около $10^{-2,49} + 10^{-2,35}$ молей серы, по показателю степени окис-

ления $-\log (C_{SO_4}/C_{S^{2-}}) - pH$ оценивается как $-9,69 \sim -6,99$. Парагенетическая последовательность минералов железа является доказательством того, что минералообразующая система продолжала охлаждаться от 390° до $315^{\circ}C$ и ниже, без радикальных изменений концентрации серы и окислительного потенциала раствора, проникающего в данную зону. Так как зональность и парагенезис минералов когенетичны, будет разумным предположить, что в окисной зоне оптимальный период рудной минерализации приходился на высокотемпературную стадию, более раннюю, чем в сульфидной зоне. Причинами того, почему периоды интенсивной минерализации были разными для двух зон, могут быть не только различия во времени их образования, но также и температурный градиент, который мог существовать по всей зоне, в связи с формированием изверженных пород.

Заметное различие состава предшествующих оруденению минеральных образований двух зон также влияло на развитие рудной зональности. Неодинаковая степень окисления железа в грандите и клинопироксене связана с изменениями состава растворов, благодаря взаимодействию с ними реакции. В грандитовой зоне степень окисления раствора стала более высокой, тогда как в клинопироксеновой зоне она понизилась. Когда осуществился изотермический переход от отложения магнетита к отложению гексагонального пирротина (путем незначительного изменения состава раствора), это произошло в зоне клинопироксена, а не в грандитовой зоне.

ЭКССОЛЮЦИОННЫЕ МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ СУЛЬФАТОВ И СУЛЬФИДОВ
В ЭНДОГЕННЫХ КАЛЬЦИТАХ

Л.З.Резницкий, Е.И.Воробьев

Иркутск, СССР

При исследованиях флогопитовых и лазуритовых месторождений Юго-Западного Прибайкалья в кальците некоторых генераций обнаружены закономерно ориентированные микровключения барита, пирита и марказита, отсутствующие в сосуществующих с кальцитом минералах. Количество включений определенного состава в кальците каждой данной генерации постоянно. Включения представлены игольчатыми, нитевидными, ленточными и плоскотаблитчатыми микрокристаллами, часто необычных для этих минералов габитусных форм вследствие влияния элементов симметрии кальцита. Длинные оси микрокристаллов ориентированы параллельно ребрам $[r_1:e_2]$, $[r_1:e_3]$ $[e_1:r_2]$ кальцита-хозяина.

Рассмотрев возможные способы образования микровключений, авторы пришли к выводу об их экссолуционной природе. Высокие температуры образования изученных выделений кальцита (от 550 до 650°C) исключают сокристаллизацию с ними барита и марказита. Предположению о наложенной баритовой и сульфидной минерализации противоречат особенности распределения микровключений (не образующих скопления по трещинам и т.д.). Такие особенности могут быть объяснены их связью с распадом твердых растворов.

Изоморфная емкость кальцита относительно бария, железа и ряда других элементов значительна, и многие разновидности кальцита (в частности, высокобариевые) остаются стабильными в низкотемпературных условиях. Выделение бария или железа в самостоятельную фазу, в виде сульфатов или сульфидов, обязано присутствию серы, первично изоморфно входившей в структуру кальцита.

Полученные данные позволяют предполагать, что при определенных условиях карбонатные породы могут являться потенциальным источником сульфатной и сульфидной минерализации за счет мобилизации серы таких пород рудообразующими растворами.

В содержащих серу разновидностях кальцита можно ожидать обнаружения экссолюционных выделений сульфидов свинца, цинка, марганца, сульфатов стронция, кальция и др. (в рассмотренных кальцитах обнаружены прото-, сингенетичные микровключения ангидрита).

МИКРОНЕОДНОРОДНОСТЬ И ИЗОМОРФИЗМ В СЛЮДАХ

Л.Н.Овчинников, Т.А.Капитонова, Н.Ф.Челищев

Москва, СССР

Значение проблемы микронеоднородности минералов и необходимость связанного с нею пересмотра представлений о роли изоморфных замещений наиболее отчетливо выявляются при детальном изучении слюд. Для этой группы минералов, наряду с собственно изоморфными замещениями, характерны тончайшие послонные срастания различных модификаций слюд, зональность кристаллов, послонная вермикулитизация, а также постоянное присутствие микровключений минералов.

Наличие микровключений выявляется методами кислотного декатионирования слюд с получением бесцветного слоистого кремнекислородного остова, в котором включения минералов четко выявляются оптическими методами и методами рентгено-спектрального микроанализа. Метод кислотного декатионирования позволяет ставить вопрос полной утилизации слюдяных хвостов технологических процессов с извлечением редких щелочных металлов и получением сверхлегкого высококремнистого слоистого материала, обладающего рядом уникальных свойств.

При пересчете химического состава тщательно отобранных мономинеральных фракций слюд на кристаллохимические формулы установлено постоянное отклонение расчетных коэффициентов от теоретических значений. Эти отклонения подчиняются определенным закономерностям и связаны с природой анализируемого материала, с его неоднородностью, с наличием минеральных включений, послонных срастаний различных модификаций слюд, а также с их измене-

ниями, вызванными гидратацией или дегидратацией вещества слюд. Показано, что значительная часть элементов-примесей в слюдах не может быть объяснена явлениями изоморфизма, а связана с наличием микровключений различных минералов.

ХИМИЧЕСКАЯ И СТРУКТУРНАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ
КАЛИЕВЫХ БЕЛЫХ СЛЮД В СЛАНЦАХ И ГНЕЙСАХ
ОБЛАСТИ ВАНЗОНЫ (ПЕНИНСКИЕ АЛПЫ, ИТАЛИЯ)

Д. Ладурон, Дж. Торео

Луэван-ля-Нев, Франция

Химическая и структурная неоднородность калиевых белых слюд области Ванзоны в Итальянских Альпах были изучены с помощью электронного микронзонда и рентгеновской дифракции.

Состав и структура белых слюд варьируют от селадонита (обогащенного Si, Fe и Mg) до мусковита (обогащенного Al и Na).

Известные соотношения между полиморфными типами 3Т и 2М с величиной $2V \sim 0^\circ$ и $\sim 40^\circ$ подтверждены дифрактометрическими анализами белых слюд обоих типов, сосуществующих в одних и тех же образцах. Микронзондовые анализы сосуществующих слюд как с $2V \approx 40^\circ$ (2М - тип), так и $2V \approx 0^\circ$ (3Т-тип) показал, что 3Т-полиморфы содержат больше селадонитовой составляющей, чем 2М.

Авторы обсуждают возможные петрологические приложения.

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА СЫРЬЯ

З.В.Лашнева, И.М.Лашнев

Тюмень, СССР

Электроннооптическое изучение и микродифракционный анализ хризотил-асбеста из месторождений Баженовского подтипа позволили установить структурно-морфологические неоднородности выделений этого минерала. Существуют четыре разновидности таких выделений.

а). Монохризотилы - трубчатые частицы, в структуре которых пакет слоев однороден и, судя по микродифракционным картинам, принадлежит к одной из трех разновидностей: ортохризотилу, клинохризотилу и парахризотилу.

б). "п" -слоенные политипы - волокна, для точечных электронограмм которых характерны дополнительные регулярные рефлексy $h0l$ на четных слоевых линиях. Величина сверхструктурного периода C изменяется в пределах от $14,6 \text{ \AA}$ до $65,7 \text{ \AA}$. Не исключено, что это псевдопериод, возникающий из-за регулярных смещений в последовательной серии слоев.

в). Комбинационные хризотилы - сложные трубчатые частицы, образованные неоднородными по структуре слоями. Картины микродифракции указывают на сочетание в них двух-трех структурных разновидностей, кристаллографические оси которых параллельны (орто-клинохризотил, орто-парахризотил, клино-парахризотил и т.д.).

г). Хризотилы со спиральной решеткой - волокна, у которых в связи с винтовыми дислокациями оси (а или б) в отдельных группах слоев, или всей трубки, преобразованы в винтовые линии. Рефлексы их точечных электронограмм с $k \neq 0$ расщеплены на дискретные серии. Количество рефлексов в каждой серии свидетельствует о степени однородности и характере деформации слоев.

Электронномикроскопические наблюдения (увеличение 25-30 тыс.) показали, что внутренние части некоторых сложных трубок представляют собой винтообразно изогнутые ленты с правым и левым изгибом. Обнаружены скорлуповатоподобные частицы и сложно-

изогнутые лейсты. Выявлены особенности кризотил-асбеста в различных типах руд, отличающихся по технологическим свойствам. Такие особенности позволяют различать нормальное волокно, ломкие разновидности и сорта волокон с пониженными технологическими свойствами.

ИССЛЕДОВАНИЕ СЛОЖНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД С ПОМОЩЬЮ ПРОСВЕЧИВАЮЩЕЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ — ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

К. Леви, Б. Сервелл, М. Гандэ, К. Вильямс

Париж, Франция

Целью работы явилось исследование дефектов структуры и химической неоднородности минералов (выделения размером 30 мкм) пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовых руд вулканогенно-осадочного происхождения как затронутых деформацией, так и недеформированных. Работа выполнена с помощью просвечивающего электронного микроскопа (ПЭМ) с гониометрической приставкой и рентгеновским анализатором.

Образцы для ПЭМ готовились ионным утонением тонких полированных шлифов, предварительно изученных при помощи оптического микроскопа. Утонение проводилось в специальном режиме, исключая диссоциацию сульфидов.

В процессе микроскопических исследований образцы анализировались (область возбуждения 0,5 мкм), изучались при увеличениях 20000 и проверялись методом дифракции электронов (изучаемые участки в несколько микрон). Наблюдались дефекты структуры, химические неоднородности и микровключения. Наиболее изученные сульфиды — пирит и сфалерит.

В пирите обнаружены плоские дефекты по (100). Их плотности (до 5 мкм^{-1}) одинаковы в деформированных и недеформированных образцах. Количество дислокаций в пирите меньше, чем в окружающем его кварце.

В недеформированном сфалерите наблюдались межзерновые участки с высокой плотностью дислокаций ($\sim 10^9 \text{ см}^{-2}$) и двойниковые прослойки, параллельные (III), с плотностью до 50 мкм^{-1} . В деформированных зернах присутствуют только двойники. Эти наблюдения указывают, что плоские дефекты в пирите и двойники в сфалерите не связаны с деформацией.

Сульфиды содержат мелкие включения, диагностированные ПЭМ и рентгеновским анализом: включения сфалерита (I мкм) и халькопирита в пирите, галенита (0,1 мкм) в сфалерите.

В изученных сфалеритах отношение Fe/Zn около 0,06, предполагается, что Fe замещает Zn. Часть Fe локализована в кластерах размером от 0,01 до 0,02 мкм, которые наблюдались при помощи ПЭМ.

"АНАТОМИЯ" МИНЕРАЛЬНЫХ ИНДИВИДОВ И АГРЕГАТОВ - ОДНА ИЗ ПРОБЛЕМ МИНЕРАЛОГИИ

В.Н.Сергеев

Томск, СССР

Строение минеральных индивидов обусловлено многочисленными комбинациями из относительно небольшого числа морфогенетических элементов, как сингенетических, так и эпигенетических: зон роста, пирамид роста граней, швов срастания таких пирамид, трещинок и структур пластических деформаций, микропористости, следов выщелачивания, участков рекристаллизации и др.

Рассматриваются типы зональности роста, структуры расщепленных кристаллов, признаки эволюции зонально-секториального строения индивидов в процессе их роста, появление псевдосферолитовых и "колломорфных структур". Различные сочетания упомянутых элементов определяют индивидуальность строения минеральных индивидов. Их "анатомия" иногда настолько характерна, что позволяет судить о происхождении минерала и о конкретном месторождении, откуда получен образец минерала.

Условия образования минеральных агрегатов также наложили свой отпечаток на их анатомическое строение (оолиты, сферолиты; параллельно-шестоватые, полосчато-ритмичные, друзовые, различные плотные зернистые моно- и полиминеральные агрегаты и т.д.).

Особенности строения минеральных индивидов и агрегатов являются таким образом типоморфными. Их исследование позволяет расширить комплексы надежных минералогических критериев для целей корреляции руд и пород, а также для поисков и оценки месторождений полезных ископаемых.

"Анатомия" индивидов и агрегатов должна служить топологической основой при исследовании неоднородности их химического состава и физических свойств. При отсутствии такой основы исследователи нередко ограничиваются определениями "валового" состава минералов, что ведет к упрощенной интерпретации данных и чревато ошибками суждений о характере связей между составом, свойствами и генезисом природных образований.

Развитие знаний об "анатомии" индивидов и агрегатов минералов позволит получить обильную информацию при относительно малых количествах исследуемого вещества, что особенно важно при изучении образований больших глубин, космических тел.

НЕОДНОРОДНОСТЬ СОСТАВА ЗОЛОТОНОСНОГО ПИРИТА

Е.М.Брадинская, Ю.А.Казаченко, Л.Л.Завьялова

Иркутск, СССР

Отличительной особенностью состава золотоносного пирита, образующего вкрапления в черносланцевых породах, является присутствие мышьяка, в резко варьирующих количествах, в среднем около 2%. С помощью микрорентгеноспектрального анализа установлено неоднородное, в большинстве случаев зональное, распределение мышьяка в зернах пирита, при колебаниях его содержания от 0,04 до 6%. Положение обогащенных мышьяком зон, их форма, толщина, характер границ весьма разнообразны.

Химическим анализом в составе мышьяковистого пирита выявлен недостаток серы. На концентрационных кривых отчетливо наблюдается компенсация дефицита серы мышьяком. Содержание железа при этом остается постоянным. Увеличение параметра кристаллической решетки пирита с повышением содержания мышьяка свидетельствует об изоморфном его вхождении. При содержании мышьяка до 3% параметр решетки значительно отличается от параметра безмышьяковистого пирита ($a_0 = 5,415 \text{ \AA}$), достигая величины $5,4323 \pm 0,0002 \text{ \AA}$.

Установлено, что с мышьяковистостью пиритов связана их золотоносность. Предполагается, что часть золота изоморфно входит в кристаллическую решетку пирита.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В САМОРОДНОМ ЗОЛОТЕ ПО ДАННЫМ ИСКРОВОЙ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ

Ф.П.Кренделев, С.Н.Теплов, Н.С.Карманов

Улан-Удэ, СССР

Разработана методика анализа самородного золота на масс-спектрометре с искровым источником, позволяющая из навески 3-5 мг определять одновременно элементы-примеси от Li до U с чувствительностью до $10^{-6}\%$ атомных, а также исследовать распределение их в объеме анализируемых золотин. Пространственные сочетания элементов в стехиометрических соотношениях рассматриваются как показатели наличия в самородном золоте соответствующих минеральных включений. В исследованных золотинах из месторождений Северо-Востока СССР и Бурятии отмечены включения пирита, галенита, арсенопирита, сфалерита, теллурувисмутита, джемсонита и др. Набор включений соответствует набору минералов в рудах месторождений. В золотинах из россыпей сохраняются включения минералов, характерных для коренных источников питания данных россыпей. Повсеместно встречаются включения порообразующих минералов. Определены примеси, обусловленные минералами-включениями: пирит содержит никель и кобальт; в сфалерите фиксируется кадмий; в галените - иногда селен; в монаците, ксенотиме и цирконе - уран, торий и полный набор редкоземельных элементов.

Сравнительно гомогенно распределена в золотинах лишь ртуть. Впервые зафиксированы в самородном золоте примеси иода и брома.

Неоднородности распределения примесей в самородном золоте должны учитываться при определении формационной принадлежности месторождений и их геохимической спецификации, а также для россыпных месторождений при обосновании суждений о типе коренных источников золота.

ТИПОМОРФИЗМ И НЕОДНОРОДНОСТЬ ГИПЕРГЕНННОГО ЗОЛОТА

С.В. Яблокова

Москва, СССР

Уверенное распознавание гипергенных выделений золота должно служить основой для суждения о масштабах перераспределения этого металла в зоне гипергенеза, вторичного обогащения руд, возможного накопления "нового" золота в россыпях.

Исследованы важнейшие показатели гипергенного происхождения золота — признаки его соосаждения с образованными в условиях зон окисления минералами. Продукты соосаждения представляют собой в разной степени уплотненные губчатые "стустки", в которых мельчайшие частицы золота сцементированы вторичными минералами ("хрупкое" золото). Размеры их обычно не превышают 1 мм; наиболее крупные, до 20 мм, новообразования возникают при разложении теллуридов.

Характерна неоднородность гипергенного золота: установлено до 4-х золото-серебряных фаз, образующих эмульсионные, субграфические структуры сростания. Проба самородного золота изменчива и зависит от соотношения Au и Ag в первичных минералах и от условий перераспределения (состава растворов, их Eh, pH). Комплекс элементов-примесей в золоте определяется составом ассоциирующих с ним вторичных минералов.

Установлено ограниченное развитие гипергенного золота в зонах окисления умеренносульфидных месторождений Северо-Востока Азии. В мало- и убогосульфидных месторождениях его находки представляют минералогическую редкость и связаны, в основном, с присутствием окисленных теллуридов и антимонидов золота. Исключения составляют единичные месторождения в карбонатных толщах, в карстовых полостях которых существовали благоприятные условия для перераспределения золота. "Новое" золото наблюдается в россыпях вблизи коренных источников, содержащих тонкодисперсное золото и приуроченных к областям развития кор выветривания.

О НЕОДНОРОДНОСТИ АПАТИТА

З.В.Васильева

Москва, СССР

В апатите обнаружены включения тетракальциевого фосфата — хильгенштокита, находящегося с ним в эпитактическом сростании. Ранее хильгенштокит $\text{Ca}_4\text{P}_2\text{O}_9$ был известен как искусственный минерал. Признаками наличия включений хильгенштокита в апатите могут служить: нарушение стехиометрии в химическом составе апатита, низкий уд.вес, хрупкость и трещиноватость зерен, заметные колебания значений микротвердости в разных их участках, появление полостей выщелачивания при травлении апатита разбавленной соляной кислотой. Известно, что структуры апатита и хильгенштокита имеют большое сходство, вследствие чего их дебаграммы не имеют существенных различий; ИК-спектры этих минералов также подобны. Это приводит к тому, что обнаружение примеси хильгенштокита в апатите указанными методами невозможно. Установлено, что хильгенштокит является весьма распространенным спутником апатита, образовавшегося в породах с высоким содержанием кальция (ультраосновные породы, карбонатиты и др.). Наблюдается прямая зависимость между размерами выделений апатита и размерами включений в нем хильгенштокита.

Фосфатное вещество фосфоритов представлено не только апатитом, но и другими фосфатами кальция, находящимися в виде тонкодисперсных агрегатов.

Известно, что осадки фосфатов кальция, полученные в лабораторных условиях, как правило, имеют переменный состав, который зависит от малейших колебаний условий образования — pH раствора, температуры прокаливания осадка, избытка аммиака и т.д.

В связи с неоднородностью природного апатита встает вопрос о точной диагностике продуктов, образующихся при его синтезе.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТОЧЕЧНЫХ ДЕФЕКТОВ В КВАРЦЕ И СФАЛЕРИТЕ

Ф.П.Буслаев, П.Я.Ярош, Л.А.Шерстобитова

Свердловск, СССР

Методом электронномикроскопического декорирования изучены природные и синтетические различно окрашенные кристаллы кварца, а также люминесцирующий и нелюминесцирующий сфалериты. В результате установлена значительная неравномерность распределения электрически активных точечных дефектов в объеме кристаллов окрашенного кварца и люминесцирующего сфалерита.

В кристаллах кварца, окрашенных структурной примесью, точечные дефекты имеют большую плотность и дают сетчатые картины декорирования. В кристаллах, окрашенных неструктурной коллоидальной примесью, наблюдаются сферические скопления точечных дефектов.

Люминесцирующие природный и синтетический сфалериты, так же как и окрашенный кварц, обладают неравномерным распределением точечных дефектов в объеме кристалла. На поверхности скола зерен сфалерита наблюдаются округлые участки, лишенные декорирующих частиц или такие же участки, но покрытые частицами с большой плотностью. Это свидетельствует о наличии сферических скоплений точечных дефектов в объеме кристалла сфалерита.

Скопления точечных дефектов в кварце и сфалерите термически нестабильны и распадаются при нагревании с исчезновением окраски и люминесценции.

Имеется прямая связь между структурной неоднородностью кварца и сфалерита и их окраской и люминесцентными свойствами.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

СИНТЕТИЧЕСКИЙ ИЗУМРУД

Г.В.Букин, А.А.Годовиков, В.А.Кляхин, В.С.Соболев

Новосибирск, СССР

Рассматриваются физические и химические свойства выращенных изумрудов в сравнении с природными.

Синтетические изумруды $\text{Be}_3(\text{Al, Cr})_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ получены в широком диапазоне физико-химических условий: с использованием легкоплавких флюсов в интервале $900\text{--}1250^\circ\text{C}$, гидротермальных кислых растворов сложного состава при температурах $450\text{--}600^\circ\text{C}$ и давлениях $600\text{--}1200$ атм. и методом газотранспортных реакций при $800\text{--}1000^\circ\text{C}$.

Несмотря на такие существенные различия условий кристаллизации показано сходство выращенных кристаллов с лучшими образцами природных изумрудов с Изумрудных копей (Урал).

Наилучшие по качеству кристаллы с цветовыми тонами в области $510\text{--}519$ нм получены при определенных соотношениях хромофоров Cr , V^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ni^{2+} , Sc^{3+} . Констатируется близость и коррелируются с содержанием примесей величины показателей преломления и двупреломления, параметров элементарной ячейки синтетических и природных изумрудов.

Отличительными признаками синтетических образцов являются: более грубая скульптура граней, наличие типичных включений, интенсивная яркочерная флуоресценция, значительный дихроизм $10\text{--}11$ нм, большие плотность и твердость.

ЦВЕТ БИРЮЗЫ И СУПЕРГЕННАЯ СРЕДА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ САР ЧЕШМЕ (ИРАН)

С. Дж. Хаинс

Онтарио, Канада

Бирюза редка в меднопорфириновом месторождении Сар Чешме. Она приурочена к 20-ти сантиметровой кварцевой жиле на границе между зоной окисления и зоной обогащения, находящихся в андезитовых вмещающих породах. Более того, она имеется только там, где зона окисления протягивается вниз в супергенную зону обогащения вдоль кварцевой жилы.

В кварцевой жиле бирюза образует прожилки и выполняет полости. В более окисленных частях кварцевой жилы, где она сложена окислами и гидроокислами, бирюза имеет зеленый цвет, и голубовато-зеленый в менее окисленных частях жилы, близких к контакту с андезитом. В андезитах бирюза встречается спорадически, вблизи молибденит-пирит-халькопиритовых прожилков, образующих штокверк около кварцевой жилы.

Химические анализы показывают возрастание содержания железа и алюминия с одновременным понижением содержания меди при изменении цвета от голубого через голубовато-зеленый к зеленому. Поскольку кварцевая жила сечет гидротермальные штокверковые жилы и, соответственно, гипогенная минерализация еще более поздняя, образование различно окрашенной бирюзы может быть обусловлено различной подвижностью меди и железа в супергенной среде. Голубая бирюза, по-видимому, осаждалась непосредственно из ранних богатых медью растворов, которые шли по кварцевой жиле и андезитам вдоль штокверковых жил. Когда падал уровень грунтовых вод, на эродированной поверхности, по-видимому, могли образоваться зеленые и голубовато-зеленые разности бирюзы:

1. Непосредственным осаждением из более поздних окисленных богатых железом и обедненных медью растворов, когда они восстанавливаются ниже уровня грунтовых вод. 2. Замещением меди в голубых разновидностях железом из более поздних богатых железом растворов. Это может иметь место, хотя эти растворы остаются еще окисленными.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ В ПЕГМАТИТАХ ГИНДУКУША, ЮЖНОГО ПАМИРА И ЗАПАДНЫХ ГИМАЛАЕВ

Россовский Л.Н., Коноваленко С.И.

Красноярск, СССР

В горных системах складчатого обрамления Индостанского щита широко распространены пегматиты, с давних пор служившие источником драгоценных камней. Выделяются две формации пегматитов, содержащих драгоценные камни: а) редкометалльные пегматиты средних глубин с кунцитом, гурмалином, аквамаринном, воробьевитом; б) глубинные десилицированные пегматиты с сапфиром, рубином и дравитом.

Пегматиты разных формаций резко различаются по своему геологическому положению, возрасту и условиям формирования, что, в свою очередь, и определяет пространственное размещение месторождений и проявлений драгоценного камня. Глубинные пегматиты распространены среди выступов докембрийского фундамента, редкометалльные — главным образом в толщах палеозойского и мезозойского возрастов в складчатом обрамлении этих выступов.

Драгоценные камни редкометалльных пегматитов образуются в конечные этапы пегматитового процесса путем непосредственной кристаллизации из пегматитовых расплавов-растворов; сапфиры и рубины формируются в процессе метаморфогенного преобразования гранитных пегматитов (диафторез гранулитового субстрата в условиях амфиболитовой фации).

Гиндукуш, Южный Памир, Западные Гималаи представляют собой крупнейшую провинцию пегматитов с драгоценными камнями. По масштабу проявлений пегматитов и набору драгоценных камней эта провинция является уникальной и значительно превосходит другие регионы. Находки на Юго-Западном Памире густоокрашенных синих, фиолетовых и розовых кристаллов корунда, большое сходство памирских месторождений корундовых плагиоклазитов с известными месторождениями сапфира в Гималаях позволяют рассматривать Юго-Западный Памир как новый в нашей стране перспективный район для поисков ювелирных разновидностей природного корунда.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЦВЕТА АВСТРАЛИЙСКИХ САПФИРОВ

Арбуниес-андре М., Вендрелл-Саз М.,
Фонт-Альтаба М., Лопез-Солер А.

Барселона, Испания

В этой работе мы пытались выявить связь между цветом кристаллов корунда из Австралии и его химическим составом. Для этого были сделаны полированные срезы ряда разноцветных кристаллов по направлению оптической оси с целью получения данных сразу о двух средних направлениях колебаний.

Мы измерили коэффициенты отражения этих образцов в видимой области спектра (от 400 нм до 700 нм). По этим данным мы определили цветовые координаты каждого образца в системе СИЕ. Те же образцы были изучены на сканирующем электронном микроскопе в комплексе с системой Edax, чтобы определить химический состав каждого кристалла. Таким образом, устанавливается связь между катионами сапфировой решетки и положением цвета в координатах СИЕ.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЧАРОИТОВОЙ ПОРОДЫ — — НОВОГО ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНОГО КАМНЯ

Рогова В.П.

Иркутск, СССР

Месторождение чароитовой породы локализуется в калиевых щелочных сиенитах Мурунского массива (Алдан) мезозойского возраста, прорывающего в южной части архейские кристаллические сланцы, в северной — кембрийские мергелистые известняки и доломиты. В составе пород массива установлены: покровы псевдолейцитовых трахитов, имеющих ограниченное распространение, нефелиновые, кальсилитовые, псевдолейцитовые, эгириновые сиениты, слагающие основную часть массива, дайки, жилы щелочных пегматитов, псевдолейцитовых тингуаитов, сельвсбергитов, грорудитов, эгириновых грани-

В зонах тектонических нарушений проявлены три сменяющиеся во времени стадии щелочного метасоматоза: калиевая (анортоклазиты), калиево-кальциевая (чароититы), натриевая (эгириниты). Калиевый метасоматоз имеет площадное распространение, в результате проявления его образуются мелкозернистые белые сахаровидные породы — анортоклазиты. Калиево-кальциевый метасоматоз проявился широко, по анортоклазу вмещающих пород развиваются тинаксит, гидроканасит и чароит. Кроме калия и кальция в эту стадию приносились значительные количества железа, титана, концентрирующиеся в тинаксите, а также стронция, бария, фтора и воды, установленных в гидроканасите и чароите. Температура минералообразования в эту стадию $\sim 400^{\circ}\text{C}$, определена по газовой-жидким включениям в тинаксите. В распределении минералов отмечается зональность, наиболее широко развита тинакситизация, чароитизация распространена локально. Во внешних частях ореола количество чароита в породах 5-10%, во внутренних частях — 50-90% и на небольших интервалах происходит образование почти мономинеральной чароитовой породы — чароитита. Наиболее интенсивно чароитизация развивается в сиенитах, сиенит-порфирах, менее — в кристаллических сланцах и кварцитах. В стадию натрового метасоматоза наиболее активными являются натрий и железо, в результате образуются мономинеральные эгириновые породы — эгириниты.

О НОВЫХ НАХОДКАХ РУБИНА И САПФИРА В КАРЕЛО-КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

Буканов В.В., Липовский Ю.О.

Ленинград, СССР

В пределах Балтийского щита, на севере Финляндии известны промышленные россыпи рубина и сапфира, образовавшиеся за счет метаморфогенных пород. В сходной геологической обстановке отмечены и первые находки рубина на западе Кольского полуострова. Дальнейшее изучение распространения благородного корунда на территории Карело-Кольского региона позволило выделить еще 2 типа

корундовой минерализации: рубин — в гнейсах беломорского комплекса Карелии и сапфир — в сиенит-пегматитах Хибинского щелочного массива.

Основные особенности первого типа: 1). Рубин локализуется в участках мигматизации высокоглиноземистых гнейсов и амфиболитов, встречаясь в парагенезисе с кианитом, ставролитом, гранатом пироп-альмандинового состава (родолитом), флогопитом и роговой обменкой. Характерным для этого парагенезиса является обязательное присутствие ставролита, родолита, кианита и случаи замещения их корундом. 2). Рубин представлен хорошо образованными призматическими кристаллами размерами 1–5 см в длину и 0,5–3 см в поперечнике, розового и фиолетового цвета, непрозрачными и просвечивающими, пригодными для огранки кабошоном. По внешним признакам и парагенетической ассоциации рубин данного типа близок американскому рубину аметистового цвета из месторождения Кови-Крик (США). 3). Образование рубина связывается с взаимодействием инъекций пегматитового расплава с высокоглиноземистыми метаморфическими породами в зонах активизации карелид Балтийского щита.

Для второго типа корундовой минерализации устанавливаются следующие особенности: 1). Сапфир приурочен к сиенит-пегматитам, залегающим в глиноземистых роговиках эндоконтактовых частей Хибинского щелочного массива. Среди корундоносных пегматитов по минеральному составу выделяются нефелиновые и безнефелиновые разновидности. Для первых характерна ассоциация: сапфир, нефелин, содалит, лепидомелан, ортоклаз и замещение нефелина корундом. Во второй разновидности пегматитов сапфир ассоциирует с герцинитом, лепидомеланом, кордиеритом, мусковитом и ортоклазом. 2). Сапфир в нефелиновых разностях сиенит-пегматитов представлен кристаллами пластинчатой и кривогранной формы, размерами 2–7 мм в поперечнике, васильково-синего цвета, полупрозрачными, без включений. В безнефелиновых пегматитах сапфир образует призматические и таблитчатые кристаллы, размером до 2 см индигово-синего, голубого и зеленого цвета, непрозрачные или просвечивающие, с включениями ортоклаза, герцинита, лепидомелана, пирротина и других минералов. По генетическим особенностям и парагенезису данный тип наиболее близок к сапфиросным пегматитам вишнево-ильменогорского щелочного комплекса Урала. 3). Образование сапфира связывается с воз-

действием пневмолитов щелочной магмы на глиноземистые разности роговиков кровли Хибинского массива.

Находки новых типов корундовой минерализации значительно расширяют перспективы Карело-Кольского региона для поисков месторождений благородного корунда.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПОЛУЧЕНИЯ И ИДЕНТИФИКАЦИИ СИНТЕТИЧЕСКИХ АНАЛОГОВ ПРИРОДНЫХ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ

Балицкий В.С., Лисицына Е.Е.

Москва, СССР

Последние годы знаменуются широким внедрением в ювелирное производство новых синтетических драгоценных камней. Хотя рубины и другие окрашенные разновидности корунда по-прежнему занимают среди них первое место, значительно возросло производство синтетических изумруда, шпинели и рутила. Становятся популярными бесцветные имитации бриллианта — иттрий-алюминиевые гранаты и фианиты, а также их окрашенные разновидности. Большие успехи достигнуты в получении благородного опала, бирюзы и обширного семейства цветных кварцев, особенно цитрина и аметиста.

Методы получения синтетических аналогов природных драгоценных камней весьма разнообразны, практически не отличаются от методов выращивания кристаллов для технических целей и весьма далеки от условий природного минералообразования. Это обуславливает наличие в синтетических камнях ряда характерных признаков (состав, включения, зональность, секториальность, оптические свойства, плотность и т.д.), позволяющих отличать их от природных минералов.

Достижения в области выращивания кристаллов и истощение природных месторождений несомненно будут способствовать дальнейшему развитию производства синтетических драгоценных камней. Основной проблемой здесь является разработка таких методов кристаллизации, которые позволят получать синтетические драгоценные камни, не отличимые от природных. Не менее важно преодоление и

психологического барьера: цены синтетических камней уже теперь намного ниже природных и, хотя по красоте лучшие синтетические камни не уступают природным, эстетическое воздействие их все еще находится в плену у относительно невысокой стоимости.

НОВОЕ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ ИЗУЧЕНИИ ЯНТАРЯ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ИСКОПАЕМЫХ СМОЛ

Савкевич С.С.

Ленинград, СССР

Выделение минеральных видов ископаемых смол (XIX в.) и их классификация (I-я половина XX в.) имели место без достаточно полной и единообразной характеристики изучаемых объектов при отсутствии ведущих диагностических признаков, например, таких параметров как плотность, показатель преломления, цвет, блеск, элементарный состав и пр. Это влекло за собой также терминологическую путаницу.

Приложение к янтарю и родственным ему объектам ИК-, УФ- и масс-спектрометрии, ЯМР, ЭПР, дериватографии, тонкослойной хроматографии и пр. дало качественно новую информацию об их составе и строении и новые возможности диагностики. Нами изучались образцы из музеев и новейшие находки янтареподобных ископаемых смол на территории СССР. Установлено, что ископаемые смолы Севера Сибири, описанные А.Миддендорфом как янтарь, не являются сукцинитом. Среди визуально неразличимых янтареподобных смол указанного района по ИК-спектрам выделяются 4 вида, два из которых по этим характеристикам чрезвычайно близки к геданиту и валховиту, третий аналогичен ископаемым смолам из нижнемеловых отложений Аляски, а четвертый не имеет пока известных аналогов. Все они не представляют интереса как ювелирное сырье. Это относится и к ископаемым смолам Архангельской области. Среди образцов со Среднего Урала сукцинит также пока отсутствует.

Несмотря на изучение нескольких тысяч образцов, янтарь (сукцинит) не был обнаружен ни на Дальнем Востоке (Приморский край,

о. Сахалин), ни в Закавказье. Тем не менее, в обоих ареалах встречаются образцы с хорошими механическими и декоративными свойствами, способные служить ювелирным сырьем. По ИК-спектрам и ряду свойств они представляют аналог румэнита.

Для Карпатского ареала выявлена четкая приуроченность сукцинита лишь к спокойным платформенным условиям залегания вмещающих пород. В складчатых зонах развиты преимущественно румэнит и шрауфит. Оказалось, что особый минеральный вид — целятинит по ИК-спектрам и другим свойствам представляет собой румэнит. Показано, что румэнит возник из минералов переходного ряда сукцинит-геданит в результате катагенного превращения последних. Шрауфит же является продуктом гипергенного окисления румэнита.

Поскольку процессы фоссилизации ископаемых смол, во многом определяющие их структуру, состав и свойства (Савкевич, 1966), могут реализоваться и не в полной мере (как бы оставаться незавершенными), вполне понятно появление непрерывности в этих параметрах, что неоднократно уже наблюдалось. Отсюда видно, что выделенные ранее виды ископаемых смол представляют собой крайние или промежуточные члены переходных рядов, которые могут отождествляться с минеральными видами, обладающими различными для конкретных случаев пределами изменчивости.

ДВА ТИПА БЕРИЛЛИЕВЫХ ПЕГМАТИТОВ С ДРАГОЦЕННЫМИ КАМНЯМИ В СЕВЕРНОЙ МОРАВИИ, ЧЕХОСЛОВАКИЯ

Станек Й.

Брно, Чехословакия

В северной Моравии встречаются два типа пегматитов с драгоценными камнями. К первому типу принадлежат синтетектонические пегматиты с параллельной текстурой, которые залегают вблизи варисских структур. К другой группе принадлежат посттектонические пегматиты, которые внедряются дискордантно в варисские структуры.

Минералогический состав первого типа следующий: альбит, кварц, мусковит и силлиманит, совсем отсутствует калиевый поле-

вой шпат. Типичным минералом этого типа является хризоберилл. Берилл очень редкий, другие бериллиевые минералы отсутствуют. К другому типу принадлежат хорошо дифференцированные зональные пегматиты с сильно развитой альбитовой зоной. В этих пегматитах встречается берилл двух генераций. Берилл первой генерации желтоватого цвета, больших размеров, в ассоциации с калиевым полевым шпатом. Другой — меньших размеров (аквамарин) вместе с сахаровидным альбитом. Аквамарин возник в результате перекристаллизации желтого берилла. Из других минералов бериллия известны берtrandит, бавенит, эвклаз и миларит. В этом типе пегматитов хризоберилл очень редок.

ИЗУМРУДЫ ИЗ ДЕСИЛИЦИРОВАННЫХ ПЕГМАТИТОВ В БОЛГАРИИ

Петрусенко Св., Арnaudов В.

София, Болгария

Метаморфические породы (гнейсы, амфиболиты, мраморы) в Северо-западной Рила-Планине, вмещающие граниты, секутся слюдоносными олигоклазовыми пегматитами и редкометальными микроклин-альбитовыми пегматитами. Гибридными производными редкометальных пегматитов являются десилицированные пегматиты, которые пересекают ультраосновные породы, метаморфизованные до серпентинитов, амфибол-хлоритовых, актинолит-хлоритовых или тальк-хлоритовых сланцев. Десилицированные пегматиты имеют зональное строение. По обе стороны центральной плагиоклазовой зоны обычно располагаются симметрично следующие реакционные зоны: плагиоклаз-флогопитовая, флогопитовая, амфибол-флогопитовая, актинолитовая, хлоритовая, тальковая. Установлено около 50 минеральных видов и их разновидностей. Кроме главных породообразующих минералов, формирующих отдельные зоны, установлены: кварц, мусковит, фуксит, берилл, изумруд, хризоберилл, ортит, колумбит, самарскит, иттротанталит, уранинит, циртолит, монацит, ксенотим, апатит, гранат, рутил, титанит, клиноцоизит, гаанит, флюорит, магнетит, ильменит, гематит, хромит, пирит, пирротин, галенит, халькопирит, молибденит, висмутин,

висмут, бисмутит, кальцит, томсонит, ломонтит и др.

Берилл встречается преимущественно в плагиоклазовой и плагиоклаз-флогопитовой зоне в ассоциации с кварцем, апатитом и графитом. Наиболее обычными формами являются: $m\{1010\}$ и $c\{0001\}$; значительно реже присутствуют $s\{1121\}$, $r\{1011\}$, $a\{1120\}$ и $z\{2130\}$. Кроме единичных кристаллов длиной 1-2 мм - 10-15 см и шириной до 1,5-2 см встречаются и субпараллельные сростки, радиально-лучистые и скипетровидные агрегаты. Цвет берилла варьирует от голубого до зеленого и изумрудно-зеленого. Интенсивную зеленую окраску имеют изумруды в плагиоклаз-флогопитовой и флогопитовой зоне. Бериллы из десицированных пегматитов относятся к группе щелочных бериллов, с содержанием Na_2O - 0,9-0,95%, K_2O - 0,07-0,12%, Rb_2O - 0,2-0,3%, Li_2O - 0,055-0,077%. Изумруды имеют повышенное содержание $MgO \sim 1\%$ и Ca_2O_3 - 0,03-0,04%.

МИНЕРАЛОГИЯ ПРОДУКТИВНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ С ДРАГОЦЕННЫМИ КАМНЯМИ НУРИСТАНА (РЕСПУБЛИКА АФГАНИСТАН)

Геруволь М.Т., Алхазов В.Ю., Юргенсон Г.А.

Кабул, Афганистан, Москва, СССР

Вероятность появления и минеральный состав минеральных комплексов с теми или иными драгоценными камнями рассматривается в зависимости от вертикальной и горизонтальной зональности пегматитовых полей и жил, совершенно определенно выявленной для Нуристана (Друмгел, Канакан, Яригул, Кулам и др.; Алхазов, Россовский и др., 1977, Азими и др., 1978). При движении снизу вверх смена главных парагенезисов такова: олигоклаз-микроклиновый; кварц-микроклиновый с мусковитом, шерлом, бериллом; кварц-микроклин-альбитовый со сподуменом и др.; кварц-микроклин-сподумен-альбитовый с колумбит-танталитом и др.; клевеландитовый со сподуменом (или без), бериллом, турмалином, колумбит-танталитом, микролитом, фосфатами лития и др.

Травяно-зеленые изумруды приурочены к биотитовым оторочкам десицированного микроклин-олигоклаз-шерлового пегматита, зеле-

гвящего в актинолитовых породах и слюдитах.

Зеленовато-голубые и голубовато-зеленые короткостолбчатые аквамарины находятся в шерлово-мусковитово-микроклиновых агрегатах апографической структуры, выделяясь в пустотах совместно с кварцем и мусковитом. Небесно-голубые и голубовато-зеленые шестоватые кристаллы аквамарина ассоциируют с наложенным белым клевеландитом, мусковитом и дымчатым кварцем в микроклин-сподумен-альбитовых пегматитах с танталит-колумбитом.

Кремевый толстотаблитчатый или короткопризматический воробьевит, голубые, желто-зеленые, сине-сиреневые и лиловые драгоценные разности сподумена, индиголит, сине-зеленый и травяно-зеленый турмалин, его ахритовые и полихромные разности, и в меньшей мере, — бледно-розовый рубеллит, находятся в парагенезисе с голубым клевеландитом, скипетровидным, уплощенным по а ромбоздрическим кварцем, сиреневым лепидолитом, монтебразитом, поллуцитом, микролитом, магнотанталитом, марганцовистым апатитом с вростками касситерита и танталита. Они локализованы в участках интенсивно альбитизированных кварц-микроклин-альбитовых зон.

Розовый толстотаблитчатый воробьевит, ярко розовый до рубинового рубеллит и розово-зеленый полихромный турмалин тесно ассоциируют с обильным ярко-розовым лепидолитом, зеленовато-голубым клевеландитом и уплощенными по а регенерированными скелетно-каркасными кристаллами кварца.

Для драгоценных турмалинов характерна совершенно четкая последовательность образования: буро-дымчатый шерл, дымчато-серо-синий полупрозрачный турмалин, индиголит, сине-зеленый турмалин, рубеллит, верделит, ахрит.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ В ЮГОСЛАВИИ

Ваканяц Б., Зарич П.

Белград, Югославия

Месторождения драгоценного камня в Югославии планомерно и систематически не исследовались до настоящего времени, и есть целый ряд драгоценных камней, которые еще широко неизвестны.

В мусковит-микроклиновых бесплостных пегматитах гранитов Желина, Букуля, Цера и т. д., а также в метаморфических породах Сербско-Македонского массива встречаются очень крупные кристаллы берилла. Они в основном непрозрачны, полупрозрачны и очень трещиноваты, и лишь изредка пригодны для огранки. Только в пегматитах Букуля и Цера (Западная Сербия) известны отдельные ювелирные кристаллы аквамарина.

В метаморфическом комплексе отмечены: а) ювелирный дистен (кианит), в кварц-дистеновых жилах кристаллических сланцев Пелагонского и Сербско-Македонского массивов (окрестность г. Прокупле); б) рубин в виде отдельных, нередко очень крупных, но непрозрачных, кристаллов и зернистых скоплений в доломитовых мраморах в окрестностях г. Прилепа (Македония); в) горный хрусталь, дымчатый кварц, цитрин, аметист и гиалофан в жилах альпийского типа в месторождении Бусовача и пр. (Центральная Босния), а также дымчатый кварц, горный хрусталь и адуляр в таких же жилах около г. Кочани и Берово (Македония).

С вулканогенными породами в пределах зоны Сербско-Македонской неоальпийской автономной активизации встречаются следующие виды ювелирного сырья: а) благородный опал, полуопал и агат, имеющие гидротермальный генезис, в трещинах и пустотах вулканитов Кратово-Злетовской области (Македония); б) хризолит в виде порфировых вкрапленников и зернистых агрегатов в щелочных оливиновых базальтах в восточном крае Вардарской зоны (в Южной Сербии и Македонии); в) аметист в виде кристаллов и щеток гидротермального генезиса, в минерализованных трещинных зонах свинцово-цинковых месторождений Леце (Сербия), Злетово (Македония), и в дацит-андезитах зоны Благодат-Сасы (Восточная Македония).

В ультрабазитах внутренних Динарид и Вардарской зоны хризопраз опало-халцедонового состава (в никеленосных корах выветривания возле Лиг, Врнячка Бани, Приштина. Наиболее качественный ювелирный хризопраз в массиве Голеш (около г. Приштины).

В россыпях вблизи гранитов и метаморфических пород выявлены рубин, сапфир, берилл, аквамарин, дистен, альмандин, кристаллы которых пригодны для ювелирного производства. Имеются также значительные залежи ювелирно-поделочных и поделочных камней: родонита, амазонита, благородного серпентинита, агата, яшмы, обсидиана, эпидота и пр.

МИНЕРАЛОГИЯ ХРИЗОПРАЗОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НИЖНЕЙ СИЛЕЗИИ

Сахамбинский М.

Вроцлав, Польша

Одиночные находки хризопраза известны почти во всех серпентиновых массивах Нижней Силезии, но классическое, и одно из крупнейших в мире, это месторождение Шкляры (с попутной добычей хризопраза). Оно приурочено к коре выветривания серпентинитов. Хризопраз слагает целые жилы мощностью до 25 см, которые прослеживаются по простиранию на 5 м. Наблюдаются две его генерации: мелкокристаллические щетки (очень редко) и сплошные скрытокристаллические образования. Встречаются разновидности хризопраза от непрозрачного светло-зеленого до густо-зеленого просвечивающего. Последний обладает равномерным тонкозернистым сложением (размер зерна около 0,005 мм) и практически лишен пор и пустот. Светлоокрашенные разновидности имеют лишь несколько более крупный размер зерен. Показатель преломления составляет в среднем 1,447.

Результаты рентгеновского дифрактометрического анализа показали, что хризопраз из Шкляр включает разности кремнезема от опала до халцедона. Его основу составляет α -кварц с подчиненным количеством α -тридимита и молекулярной воды. Для хризопраза характерна неоднородность строения, — это подтверждено микроскопи-

ческими и электронно-микроскопическими исследованиями. Хромофором является NiO в количестве от 0,03 до 1,30%.

Второе промышленное скопление хризопраза в Польше находится в шахте магнезита в Вира, недалеко от Вроцлева. На глубине 50 м в нижней части древней коры выветривания серпентинитов обнаружены штокверкообразные зоны хризопразовых жил и прожилков. Протяженность жил хризопраза не превышает 5 м, а мощность изменяется от долей см до 10 см. Они имеют часто сложное внутреннее строение, обусловленное неоднородным минеральным составом и структурно-текстурными особенностями. В строении жил обычно участвует ассоциация минералов кремнезема: халцедон, опал, опал-халцедон, кварц.

Под микроскопом все разновидности хризопраза структурно неоднородны: отмечается аллотриоморфная, гранобластовая, а также сферолитовая структура. Этот хризопраз в большинстве случаев светло-окрашенный и имеет размер зерен до 0,1 мм. Результаты рентгеновского дифрактометрического анализа показали, что хризопраз из Вир является зеленовато-окрашенным халцедоном (он содержит до 1% NiO). Его показатели преломления $n_o = 1,552 \pm 0,003$, $n_e = 1,543 \pm 0,002$. Зеленая окраска всех хризопразов силезских месторождений обусловлена присутствием примеси пимелита.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ЖЕМЧУГА СЕВЕРО-ЗАПАДА СССР

Кораго А.А., Каликов В.Н., Голубев Б.Ф.

Ленинград, СССР

Изучения состава микропримесей в жемчуге и их распределения в нем до сих пор не проводились. В то же время для познания процессов формирования жемчуга такие исследования могут иметь важное значение. Нами они были проведены на примере пресноводного жемчуга, выловленного из водоемов Северо-Запада СССР.

Количественный спектральный анализ валовых проб жемчужин показал, что они содержат микропримеси Mg (0,01-0,12%), Mn (0,004-0,400%), Sr (0,1-0,3%), Ag (0,0003-0,0030%), Ba (0,03-

-0,08%), Si (0,03-0,10%), Al (0,01-0,03%) и некоторых других элементов.

Как известно, в жемчуге выделяются: ядро, послужившее центром роста жемчужины, призматические слои, представляющие собой "колонны" призм карбоната кальция в органической оболочке, и пластинчатые слои, образованные пластинками карбоната кальция, так же склеенных органикой.

Появление ряда микропримесей (Si, Al, Ti и некоторых других) следует связывать с особенностями состава ядер, которыми часто, по данным исследований в оптическом и электронном микроскопах, могут являться окатанные и полуокатанные зерна и пластинки плагиоклазов, кварца, каолинита, гидрослюда и других минералов. Отмеченные элементы не фиксируются в призматических и пластинчатых слоях.

Изучение распределения микропримесей Mg, Mn, Sr и K производилось методом лазерного микроанализа на приборе ЛМА-1. Содержания элементов оценивались полуквантитативно. Исследование многочисленных образцов жемчужин и раковин отечественной жемчужницы позволило установить, что микропримеси локализуются преимущественно в органическом цементе. Разница в содержании микропримесей Mg, Mn и K в органической основе и минеральной составляющей достигает полупорядка и даже целого порядка. Форма вхождения микропримесей в органику неясна.

Отсутствие люминесценции у арагонита, являющегося минеральной составляющей жемчуга, и отмеченная приуроченность микропримесей к органическому веществу свидетельствуют о высокой химической чистоте арагонита биогенного происхождения.

МИНЕРАЛОГИЯ ЛАЗУРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР

Иванов В.Г., Самойлов В.С., Саложников А.Н., Кашаев А.А.

Иркутск, СССР

В строении лазуритовых месторождений СССР (Прибайкалье, Памир) принимают участие метаморфические, магматические и послемагматические породы, сформировавшиеся в ходе единого процесса петрогенезиса. Лазуритсодержащие породы образуются в одну из ранних стадий послемагматического этапа в определенной литологической и тектонической обстановке, главным образом, в процессе биметасоматоза на контакте магнезиальных мраморов с алюмосиликатными породами. Последние представлены гранитоидами, сиенитами, нефелиновыми сиенитами, сланцами, плагиоклазитами, скарнами.

Лазуритоносные метасоматиты формируются в условиях повышенной щелочности при 520-605⁰С.

Основные типы лазуритоносных метасоматитов — апокарбонатные лазуритовые кальцифиты и диопсидо-лазуритовые метасоматиты, развивающиеся по алюмосиликатным породам. Эти лазуритоносные метасоматиты характеризуются парагенезисом лазурит+диопсид+кальцит (± апатит, пирит). Наибольшую практическую ценность представляют диопсид-лазуритовые породы. Локально проявлены лазурито-ортотлазовые (санидиновые), лазурито-плагиоклазовые, лазурито-скаполитовые, лазурито-форстеритовые, лазурито-флогопитовые; лазурито-афганитовые, лазурито-волластонитовые метасоматиты.

Изучение минералогии лазуритоносных пород СССР, с одной стороны, позволило уточнить состав и свойства известных фельдшпатоидов, с другой стороны, привело к открытию новых минеральных видов: триклинного лазурита, сульфидного канкринита, а также афганита и гакманита с обратными флюоресцентными свойствами. Установлено существование непрерывного ряда лазуритов различной степени упорядоченности, сингония которых меняется от триклинной до кубической. Минералы этого ряда выделены в самостоятельную подгруппу в группе содалита. Группа канкринита разделена на две группы: а) группу канкринита-вишневита с общей формулой $A_{6-8} B_{12} O_{24} X_{1-2} \cdot nH_2O$, б) группу афганита с общей формулой

$A_{6-8} B_{12} O_{24} X_3 \cdot nH_2O$. Группу афганита в кристаллохимическом отношении следует рассматривать как промежуточную между фельдшпатоидами групп содалита и канкринита. В минералах новой группы впервые для фельдшпатоидов отмечена тенденция к образованию политипных модификаций.

Предложена новая классификация фельдшпатоидов с добавочными анионами, учитывающая их кристаллохимические особенности.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС НЕФРИТОВ СССР

Сутурин А.Н., Замелетдинов Р.С., Летников Ф.А., Сөкерин А.П.,
Бурмакина Г.В., Сутурин Т.А., Платонов А.Н., Беличенко В.П.,
Вохменцев А.Я.

Иркутск, СССР

Нефрит — скрытокристаллическая модификация тонковолокнистых моноклинных амфиболов с характерной спутанноволокнистой микроструктурой. Окраска нефритов СССР варьирует от снежно-белого цвета до травяно-зеленого и черного. Изменение тона (т.е. доминирующей в цвете длины волны) от 574 нм для желтовато-болотных нефритов до 484 нм для черных (темно-синих). Наибольшей спектральной чистотой окраски обладают нефриты Восточного Саяна (чистота тона до 32%, светлота до 13%). С помощью методов оптической и мессбауэровской спектроскопии было выяснено, что основной вклад в окраску нефрита дают ионы Cr^{3+} , Fe^{2+} , входящие в искаженные октаэдрические позиции на место ионов магния (Mg^{2+}). Спутанноволокнистая микроструктура — основная причина поразительной вязкости нефрита. Отдельные образцы зеленых нефритов с "пуховой" структурой выдерживают, по нашим данным, давление до 12000 кг/см².

Нефрит образуется в результате инфильтрационно-диффузионного кальциевого метасоматоза по антигоритовым спутанноволокнистым серпентинитам на контакте последних с эпогэббровыми или эпогранитными алюмосиликатными метасоматитами. Роль даек гранитоидов и габброидов выражается в том, что они формируют в своих экзокон-

тактах ореолы перекристаллизованных серпентинитов, обладающих нефритоподобной структурой. В высокотемпературную стадию нефритообразования отмечается устойчивый парагенезис волокнистых тремолита и диопсида.

Тонковолокнистая структура нефритов — результат псевдоморфно-метастабильного замещения антигоритового серпентинита. Нефритообразование длится непродолжительное время при некотором градиенте температур (500–550°C) при высоком химическом потенциале кальция и кремния. Анализ особенностей привноса-выноса компонентов показал, что в область реакций нефритообразования флюидами привносятся только кремний и кальций. Данные по кинетике гидротермального синтеза волокнистых амфиболов показывают, что последние синтезируются в результате последовательной реакции, промежуточным продуктом которой является диопсид.

На фоне спада температур и давлений происходит увеличение химических потенциалов кальция и натрия во флюиде. Это приводит к появлению везувиан-гроссуляровых, альбит-хлоритовых ассоциаций метасоматитов. В эту стадию метастабильные спутанноволокнистые агрегаты нефритов замещаются широкопризматическим тремолитом. Процессы преобразования нефритов и родингитов происходят в период перемещения гипербазитов в верхние этажи земной коры, сопровождающегося серпентинизацией, лиственитизацией и интенсивным рассланцеванием пород.

Каждая из стадий формирования и преобразования нефритов характеризуется особенностями поведения Fe^{2+} и Cr^{3+} — главных хромофоров. В начальную стадию при неполном преобразовании серпентинитов реликтовые зерна хромшпинелидов практически не корродируются. Цвет нефритов зависит лишь от содержания Fe^{2+} и приобретает серовато-зеленые оттенки. В высокотемпературную стадию процесса происходит разложение хромшпинелидов и переход хрома в силикатную фазу. Этой стадии соответствуют нефриты ярких зеленых тонов. В последующую стадию (регрессивную) происходит перекристаллизация нефритов. В зависимости от фации метаморфизма, в условиях которой происходит процесс, формируются волокнистые или призматические модификации амфиболов. В условиях высоких давлений амфиболы сохраняют нефритовую структуру. Главной особенностью перекристаллизованных нефритов является очищение их от хро-

мофоров. Вначале полностью исчезают реликты хромшпинелидов, затем происходит вынос хрома из силикатной фазы и фиксация его в виде хром-гроссуляров в алюмосиликатных метасоматитах и затем полное очищение от железа. Для мелкозернистых тремолитовых нефритов этого типа характерны и голубоватая до светло-серой и белая окраски.

Каждое из известных в СССР месторождений нефрита характеризует определенную стадию формирования и преобразования нефритов.

ПРИМЕНЕНИЕ РАМАН-ЛАЗЕРНОГО МИКРОЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЯХ

М.Л.Деле, П.Дамелинкур, Х.Ш.Шубнель

Париж, Франция

Микронзондирование с применением эффекта раманского спектра было впервые использовано в Лаборатории инфракрасной и раманской спектроскопии для получения колебательных молекулярных спектров при изучении микрообразцов без особой их предварительной подготовки, т.е. на открытом воздухе или во включениях непрозрачной основной породы.

Среди различных применений в минералогии (исследование археологических каменных объектов, определение минералов и их твердых и жидких включений...) исследование включений в драгоценных камнях особенно целесообразно проводить с помощью данной аппаратуры.

Раманские спектры включений размером в несколько десятков микрон были обнаружены в драгоценных камнях с помощью микронзондирования с применением лазерного луча ($\lambda = 514,5$ нм), работающего на ионизированном аргоне. Спектр был получен на спектрометре с тройной монохроматизацией марки T800, путем микронзондирования включения.

Включения первых образцов размерами от 10 до 400 микрон были следующие: паргасит в сапфире (Кашемир), сфалерит и кальцит в рубине (Бирма), полевой шпат в аквамарине (Бразилия), монацит и циркон в сапфире (Бирма), бритоцит в сапфире (Австралия, Цейлон), эпатит в гранате (Мадагаскар), жидкая и газообразная CO_2 в берилле (Бразилия).

Результаты настоящих исследований совпадают и подтверждаются с большими трудностями другими методами (микрорефлексометрия, электронное микронзондирование...).

ГЕММОЛОГИЯ – НЕ РАЗДЕЛ МИНЕРАЛОГИИ,
А САМОСТОЯТЕЛЬНАЯ НАУКА. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ И КОНЦЕПЦИИ

М.Суперчи

Милан, Италия

Так же как петрология и наука о рудных месторождениях возникли в минералогии, а затем отделились от нее, так и геммологии пришло время стать самостоятельной наукой.

Знания в области химии, физики, минералогии, петрологии, геологии и теории месторождений полезных ископаемых используются в нашей науке, но она имеет и собственные принципы. В данной работе рассматривается общий указатель Геммологического Компендиума, содержащего три части: общие принципы, описательная теоретическая часть, практическая часть:

Более того, автором предлагается концепция "цвет камней" как классификационный критерий для геммологической коллекции. Это старинная, простая и быстрая в определении характерная черта; и наоборот, в науке это очень интересный аргумент, не очень простой для установления, но удобный для применения в нашей области.

МОЛДАВИТЫ КАК ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

Вл.Боушка

Прага, Чехословакия

Состав молдавитов, которые встречены в Верхней Богемии и Северо-Западной Моравии в верхнем тортоне (средний миоцен), неоднороден. Основные различия в составе молдавитов обусловлены их местонахождением, несмотря на некоторое частичное перестроение в плейстоцене и четвертичном периоде. Местонахождения молдавитов можно разделить на три группы в зависимости от цвета, содержания лешательерита, количества пузырьков и химического состава: а) молдавиты из района Радомилице (Южная Богемия),

б) молдавиты из прочих местонахождений Южной Богемии, в) из Моравии.

Изучение большого числа молдавитов показало, что они имеют цвет от зеленого до коричневого следующих пяти оттенков: светло-зеленый, бледно-зеленый, темно-зеленый, оливковый и коричневый. Один цвет не подходит хроматически к этой последовательности — это относительно редкий особый интенсивно-зеленый оттенок.

Цвет, формы и характер поверхности делают молдавит очень привлекательным камнем. Еще в доисторическое время молдавиты привлекали к себе внимание человека. Они использовались как амулеты и как орудия труда, благодаря своим острым краям. В 1891 г. в Праге, на Главной национальной выставке молдавит экспонировался и был продан как драгоценный камень. Ограниченные молдавиты

были несколько похожи на перидоты, но по оттенку близки к зеленому диопсидам и продавались как фантастические разновидности с названиями, полностью вводящими в заблуждение, как например, "Бутейленштейн", "Обсидиан", "Водный хризолит", "псевдохризолит".

КВЕЛИРНЫЙ РОДОНИТ ИЗ СОЛТ СПРИНГ АЙЛЕНДА,
БРИТАНСКАЯ КОЛУМБИЯ, КАНАДА

Р.Даннер

Ванкувер, Канада

Розовый марганцевый силикат — родонит давно известен в обнажениях Солт Спринг Айленда и к северо-востоку от Ванкувер Айленда. Приблизительно в 1950 году новое месторождение родонита исключительно высокого ювелирного качества было открыто Фредом Холлингсом и разрабатывалось им примерно до 1960 г. Материал из карьера он продавал обычно по 25 центов за фунт, и в год добывалось родонита не более, чем на 4000 долларов. За последние годы материал высокого качества из этого отложения продается розничными торговцами по 25 долларов за фунт. Родонит встречается в виде линз в толще переслаивания окремненного известняка, филлита и кристаллического сланца. Точный геологический возраст месторождения неизвестен, но возраст толщи с родонитом Sicker да-

тируется как пермь-девон. Содержащие родонит линзы достигают мощности 15 футов и выклиниваются по простиранию. Родонит встречается в виде неправильных прослоев внутри линзы. Породы, лежащие над родонитом, рассланцованы, смяты в складки и катаклазированы.

Родонит скорее всего образовался из отложений горячего источника на дне моря, образовавших линзообразные купола марганцевых минералов, возможно, сильно обогащенных марганцевыми карбонатами и марганцевым опалом, в дальнейшем метаморфизованных. Интрузии небольших штоков и силлов привели к перекристаллизации и укрупнению кристаллов родонита. В этом месторождении родонит в основном мелкокристаллический, розовый до ярко красного и хорошо полируется. В ассоциации с ним встречаются коричневые марганцевые силикаты, массивный гранат (спессартин), кварц, черные окислы марганца и жилы неотокита.

**РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНЫЙ
МИКРОАНАЛИЗ
С ЭЛЕКТРОННЫМ ЗОНДОМ
В МИНЕРАЛОГИИ**

ПРЕДЕЛЫ ОБНАРУЖЕНИЯ И АНАЛИЗ МАЛЫХ И РАССЕЯННЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ С ПОМОЩЬЮ
АВТОМАТИЗИРОВАННОГО ЭЛЕКТРОННОГО МИКРОЗОНДА

А.Е.Бенс, Г.Дж.Инделикато

Стони Брук, США

Рассеянные и малые элементы в некоторых породообразующих минеральных системах (оливины, пироксены, Fe-Ti окислы, полевые шпаты и т.д.) являются важными индикаторами петрогенезиса содержащей их породы. Концентрации этих элементов и их распределение между фазами могут дать достоверные данные о составе родоначальной магмы, о температуре кристаллизации расплава, о ходе кристаллизации, о давлении, а также о диффузионных соотношениях и т.д.

Мы развили критерии для количественного определения рассеянных и малых элементов в сочетании с обычной процедурой поточных анализов минералов и объединили эти критерии в подпрограмме для расчета малых содержаний и следов элементов. Подбираются подходящие ускоряющие напряжения, ток зонда, время анализа и число отсчетов. Матричные эффекты не важны при определении низких концентраций, однако поправка на непрерывный рентгеновский спектр (фон) важна и ей нужно уделить большое внимание при определении и уточнении величины сигнала от определяемого элемента.

Отдельные результаты, сведенные в табл. I, показывают, что мы способны обнаруживать и количественно анализировать отдельные элементы в концентрациях нескольких десятков г/т. Такие значения получаются при единичном отдельном анализе. Ошибки были вычислены, исходя из счетной статистики для 99%-ного уровня, и служит показателем точности отдельных анализов.

Таблица I

	n=2	n=12	n=24	Независимые анализы (спектральный анализ)
Оливин (В 58)	Ni 2224 \pm 748 C пр I084	3227 \pm I9 28		3I40
Пироксен (В I68)	Cr 286I \pm 902 I276	2850 \pm I8 25		2942
Плаггиоклаз (Лэйк Каунти)	Fe 2987 \pm 24 37	2987 \pm I4 I8	2989 \pm 7 II	
Зеленое стекло-сфера	Ni I70 \pm I94 285	I68 \pm II I6		I70
Оранжевое стекло-сфера	Ni 20 \pm 885 I30I	23 \pm I2 I7		5

Условие анализа: 30кВ и I800 мкА ток зонда, содерж. в г/т.

ПРОБЛЕМЫ ЭЛЕКТРОННОГО МИКРОЗОНДОВОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗОМОРФНЫХ ПРИМЕСЕЙ В МИНЕРАЛАХ

И.М. Романенко, В.П. Афонин

Владивосток, СССР

Экспериментально исследована зависимость предела обнаружения широкого ряда элементов от различных аналитических условий при электронном микрозондовом анализе минералов.

Для Na получен пологий минимум предела обнаружения при энергии пучка электронов 5-10 кэв. Минимум предела обнаружения для элементов от K до Zn приходится на энергии 18-23 кэв. У элементов Rb, Y, Zr (аналитические линии I серии) минимум предела обнаружения получен при энергиях электронов 10-15 кэв.

Проведено сравнение экспериментальных данных для зависимости пределов обнаружения от аналитических условий, полученных на микроанализаторе JXA-5A, с результатами теоретического расчета, учитывающего влияние эффектов атомного номера, поглощения, характеристической и тормозной флуоресценции.

Предлагается механизм, объясняющий природу изменения

предела обнаружения и варианты оптимизации условий электронного микронзондового анализа изоморфных примесей в минералах.

ПРИМЕНЕНИЕ МИКРОЗОНДОВОГО АНАЛИЗА С ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ ДИСПЕРСИЕЙ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Д. Г. В. Смит

Эдмонтон, Канада

$Si(L\alpha)$ - детекторы для электронных микронзондов появились около десятилетия назад. Однако аналитические возможности этого оборудования стали широко использоваться только недавно. Основными преимуществами анализа с энергетической дисперсией (ЭДА) являются удобство, стоимость и скорость. Вследствие стабильности хорошо установленной и отлаженной ЭДА системы и крайней простоты управления, она может успешно использоваться лицами, имеющими малый опыт работы в области микроанализа. Стоимость спектрометра с энергетической дисперсией является только частью стоимости полностью оборудованной системы с волновой дисперсией, способной выполнять аналогичное число анализов за одинаковый период времени. ЭДА позволяет сразу получить полный рентгеновский спектр и следовательно определить одновременно все элементы. Эта особенность в сочетании со стабильностью и нечувствительностью к износу (т.к. нет движущихся частей) позволяет улучшить скорость, точность и правильность. Чувствительные образцы, которые относительно легко разлагаются электронным пучком, например цеолиты, полевые шпаты, глины и карбонаты, обычно более лучше анализируются с помощью ЭДА. Это объясняется тем, что ток зонда часто может быть уменьшен более чем на порядок по отношению к величине, требуемой при анализе с волновой дисперсией (ВДА) вследствие высокой эффективности детектора. Точно так же, во многих случаях пучок может быть расфокусирован или сканирован по небольшой площади. Это уменьшает повреждение вследствие уменьшения потока электронов на единицу площади, не вызывая дефокусировки спектрометра, которая происходила бы в ВДА. Получение рентгеновских сканирующих изображений также является преимуществом ЭДА.

Используемый в простейшей форме ЭДА является неоценимым средством при идентификации минералов, различии нескольких возможных видов или разновидностей, которое часто проводится в считанные секунды. Подобным образом он может оказаться неоценимым в точном петрографическом описании пород. При использовании компьютера для управления прибором и обработки данных может проводиться точный, автоматический модалный анализ, аналогичный методу точечного счета в оптической микроскопии. В простых по составу минеральных группах, таких как щелочные полевые шпаты или оливины, полуколичественные определения по крайней мере такой же точности как и при использовании сложной и требующей большого времени оптической методики могут быть сделаны менее чем за минуту при обработке данных с помощью настольного калькулятора.

Быстрый и полный количественный ЭДА широкого круга минералов стал возможным благодаря прогрессу в приборостроении и развитию усложненных компьютеров с гибкой системой матобеспечения. Точность, достигаемая для главных и второстепенных элементов, сравнима с точностью, достигаемой в ВДА. Предел обнаружения до 0,05% может обычно достигаться для большинства элементов, хотя точность сильно падает при низких содержаниях. Основой успешной и многосторонней процедуры для количественного ЭДА является программа обработки данных. В дополнение к интегрированию интенсивностей линий и проведению всех матричных поправок (атомный номер, поглощение, характеристическая и непрерывная флуоресценция), такая система матобеспечения должна точно вычислять фон на образце во всем энергетическом диапазоне, исключать пики потерь, вводить поправку на мертвое время, строго учитывать сложные возможности перекрытия линий, учитывать любые флуктуации тока зонда во время анализа. Неизбежно, что системы, которые могут удовлетворительно выполнить все эти задачи, являются довольно большими и сложными и имеется только несколько подходящих программ. Программа "ЕДАТА" на ФОРТРАН-IV была разработана для этой цели и испытывалась в период около трех лет. Эта программа была немного модифицирована Канадской лабораторией с использованием оверлейной техники и дисковой памяти, чтобы работать

на специализированном мини-компьютере, осуществляющем также одновременный операционный контроль над двумя микрозондами и рентгеновским флуоресцентным анализатором.

МИКРОЗОНДОВЫЙ АНАЛИЗ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Д.Г.Смит и П.А.Кейвелл

Эдмонтон, Канада

Глинистые минералы, широко распространенная минеральная группа, возможно из-за многочисленных аналитических трудностей по-существу оказались неохваченными микрозондовым анализом. Микрозондовые препараты должны быть плоскими, твердыми и проводящими. Мелкозернистые порошковые материалы, подобные глине, не могут быть сделаны проводящими путем напыления обычной углеродной пленки. Глинистые минералы имеют переменное содержание H_2O и (OH) , которые не могут быть проанализированы микрозондом, хотя их содержание можно рассчитать по разным критериям при обработке данных. Примеси, подобные кварцу и полевоому шпату, обычно смешиваются с глиной механическим путем и для получения истинного состава глинистых минералов должны быть исключены. Глина легко поглощает и обменивает ионы и таким образом чувствительна к предварительной обработке до момента анализа.

Аналитические процедуры, описанные ниже, были разработаны на пробах стандартных глин АРТ. Эти пробы уже получили детальную характеристику (А.Р.Т. программа исследований 49). Фракция < 1 мкм получается стандартным методом осаждения с последующим разложением в дистиллированной воде и рассеянием с известными и контролируемыми количествами $(NaPO_3)_6$. Часть фракции данного размера смешивается с известным количеством (обычно 10-20 вес.%) коллоидного графита. Эта смесь осаждается на пористый керамический диск (шашку) с помощью специального всасывающего прибора. После промывки в дистиллированной воде шашки убираются, оставляются на 5-10 минут, затем перевертываются на стекло и оставляются до полного просыхания. Полученные образ-

цы обладают электропроводностью, они плоские и пригодны к анализу.

Глины анализируются методом энергетической дисперсии при сканировании электронного луча по площади около 125 x 125 мкм. Анализ на 22 элемента (Na-Zn включительно, плюс Zr и Ba) выполняется примерно за 500 секунд и затем переносится на магнитную ленту для дальнейшей обработки на компьютере. При анализе пробы не подвергаются разрушению и таким образом могут использоваться для рентгенографических исследований, если таковые потребуются.

Аналитические данные корректируются с помощью программы "ЕДАТА" (Фортран IV) на фон, перенапряжение, пики потерь и т.п. и на ZAF (матричные) эффекты. Влияние известных количеств присутствующего графита вычисляется, предполагая гомогенность образца. Содержание воды в глинах определяется по разнице. Для Fe^{+2} : Fe^{+3} отношения предусмотрена возможность его введения в программу вместе с информацией, полученной для концентраций прочих элементов, например, Li, который может присутствовать в образце, но не может быть проанализирован. Дополнительные поправки делаются на прочие примеси в коллоидном графите и на фосфор, который большинство глин поглощает из диспергатора.

Проверка точности метода проводилась на 20 отдельно приготовленных шашках известного фитийского иллита. Анализировались 2 области каждой шашки и результаты обрабатывались статистическим методом. Средние результаты 40 анализов приводятся ниже в вес.% после пересчета на 100% путем исключений воды, углерода и свободного фосфора. Приведены также стандартные отклонения (SD) для группы анализов и стандартная ошибка (SE) для средних результатов; Na=0,07, SD =0,04, SE=0,01; Mg=1,46, SD=0,03, SE=0,004; Al =14,17, SD =0,06, SE =0,01; Si =25,96, SD=0,06; SE =0,01; K=5,65, SD=0,04, SE=0,006; Ca=0,86, SD =0,05, SE =0,008; Ti =0,46, SD =0,03, SE =0,004; Fe =4,60, SD =0,06, SE =0,01; O (вычисленный) = 47,76, SD =0,03, SE =0,004; P (адсорбированный) = 0,50, SD =0,04, SE =0,006. Ошибки, связанные с негомогенностью образцов, оказались незначительными.

Метод, описанный выше, теперь успешно применяется для широкого ряда других глин, включая ряды кандита, смектита и палыгорскитовых групп. Его следует широко использовать при изу -

чении глинистых минералов, исследовании диагенеза процессов образования и изменения глин, исследовании изменений в составе глинистых минералов в зависимости от среды осадконакопления и изучении механического преобразования глин в различных природных условиях. Вне рамок наук о Земле имеется много потенциальных возможностей применения его в таких областях, как наука о почвах, криминалистика и керамика. Общий метод приготовления и анализа измельченных проб на микрозонде может иметь более широкое применение.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ СПЕКТРОМЕТРА С ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ ДИСПЕРСИЕЙ ДЛЯ МИКРОАНАЛИЗА МИНЕРАЛОВ

И. Г. Ляпичев, А. Г. Сысоев

Ленинград, СССР

Предложенные рядом авторов (F. N. Schamber ; C. E. Fiori et al.) процедуры анализа рентгеновских спектров для количественного анализа сложных образцов на микроанализаторе с использованием энерго-дисперсионного спектрометра обладают рядом особенностей: для получения относительных интенсивностей необходимы знание ряда параметров, зависящих от индивидуальных характеристик спектрометрического канала и жесткая аппаратная фиксация режимов анализа.

Во Всесоюзном ордена Ленина научно-исследовательском геологическом институте разработана процедура анализа силикатных минералов, независимая от индивидуальных характеристик спектрометрического канала. Результаты использования процедуры для анализа ряда минералов приводятся.

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ $Si(L\alpha)$ - ДЕТЕКТОРА И МОДУЛЕЙ КАМАК

Дж. К. Раглидж

Торонто, Канада

Базовая модель прибора ETES АВТОРОВОЕ, содержащая столик образцов с перемещением по X-Y-Z осям, оптический мик-

роскоп (на отражение), колонну с электронной пушкой и рентгеновский детектор фирмы KEVEX, была подключена к миникомпьютеру PDP II/10 через интерфейсные модули KAMAK-стандарта. Si(Li) - детектор расположен на месте, занимаемом обычно волновым спектрометром и может, таким образом, быть очень сильно приближен к образцу. В этом положении получена экстремальная чувствительность приблизительно 3000 имп/сек при токе зонда 10^{-10} А. Таким образом эффективно исключается разрушение образца и диффузия щелочей. Набор точек для анализа может быть предварительно выбран и занесен в виде файла на диск, который последовательно считывается, а данные накапливаются автоматически. Данные корректируются на миникомпьютере по специализированной программе (Smith and Gold, 1976). Программа разработана для обработки данных от Si(Li) - детекторов и используется для определения состава минералов. Высококачественный анализ получается для 22 элементов в каждой точке. Легкость накопления больших количеств данных позволяет изучать тренды и проводить статистическую проверку гипотез.

ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ РЕНТГЕНОВСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ОТ УГЛА ПАДЕНИЯ ЭЛЕКТРОНОВ

Г.Б. Эдельштейн, Л.В. Казаков

Ленинград, СССР

Для исследования содержания примесей на различных гранях минералов с помощью рентгеноспектрального микроанализа важную роль играет методика количественного микроанализа при произвольном угле падения электронного зонда на образец. Для обработки такой методики проведено теоретическое и экспериментальное исследование зависимости интенсивности характеристического излучения от угла падения электронов на образец.

Расчет проводится на основе ΔAF метода. Исходя из энергетического распределения неупруго отраженных электронов, полученного на основе экспериментального распределения для прошедших электронов, найдены выражения для фактора обратного рассеяния R и для функции распределения по глубине числа по-

низаций в массивном образце $\Phi(\rho z)$ при произвольном угле падения электронного зонда на образец. Полученное выражение $\Phi(\rho z)$ используется затем для модификации функции поглощения Филибера.

Для экспериментального изучения зависимости интенсивности рентгеновского излучения от угла падения разработана приставка к микроанализатору. Она обеспечивает изменение в широком диапазоне угла падения электронов на образец при неизменном угле отбора рентгеновского излучения.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭЛЕКТРОННОГО МИКРОЗОНДА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ МЯГКОГО РЕНТГЕНОВСКОГО СПЕКТРА СИЛИКАТОВ ЖЕЛЕЗА

Ч.Дожд и П.Рибб

Блэксбург, США

Зонная структура и электропроводность в силикатах железа Fe_2SiO_4 , FeSiO_3 зависят, в основном, от Fe-O связи и могут быть изучены спектроскопией мягкого рентгеновского излучения и в ультрафиолете. Используя электронный микронзонд как рентгеновский спектрометр, мы измерили полосу $\text{FeL}_{\text{II-III}}$ рентгеновского спектра при условии "минимального" (I_4 при 4 кВ) и "высокого" (I_{10} при 10 кВ) самопоглощения, что позволило определить самопоглощение 3d орбитальных энергетических уровней, описать d^1 -состояния в валентной зоне и построить модель запрещенной зоны. Отношение I_4/I_{10} было вычислено для определения вакансий на орбитальных уровнях в запрещенной зоне. Функция $(I_4 - I_{10})$ была взята для определения рентгеновского излучения фотонов измеренного края поглощения, включая высокоэнергетические двухвакансионные сателлиты и излучательные переходы, переводящие спаренные d^6 электроны в основное состояние. Предложенная модель запрещенной зоны содержит внутренний переход величиной 6,5 эВ и запрещенную зону величиной 7,8 эВ. Электронная структура 3d орбитального энергетического уровня имеет хорошее соответствие с уровнями, вычисленными Тосселом (1974) для $[\text{FeO}_6]^{10-}$ в FeO. Был найден высокоэнергетический двухвакансионный сателлит с энергией около 710,7 эВ. Предполага-

ется, что он происходит с $L_{III} - M_{II, III}$ начального состояния. Интенсивность этих спутников для силикатов железа и других соединений железа, а также соответствующие FeL_{II} / L_{III} относительные интенсивности коррелируют с разностями в величинах запрещенных зон. Отношение интенсивности FeL_{II} / L_{III} не очень хорошо коррелирует с состоянием окисления железа.

ПРИМЕНЕНИЕ ИОННОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА В ЛАВОВЫХ ФЕНОКРИСТАХ

Р. Ключиатти, А. Гаветт

Париж, Франция

Ионный микроанализ представляет собой новый метод, позволяющий делать анализы образцов без их разрушения. На образец направляется пучок первичных ионов (Ar^+ , O_2^+ , O^-); простые и многоатомные ионы, выбитые из вещества, ускоряются оптической системой и сортируются магнитной призмой. Используемый прибор является масс-спектрометром позволяющим: визуальное наблюдение или съемку распределения данного элемента на участке диаметром от 30 до 25 мкм; вычислить изотопные соотношения или быстро получить масс-спектры элементов, присутствующих на участке от 10 до 4000 мкм². Могут быть обнаружены низкие концентрации элементов, например, от одного до нескольких г/т щелочных и щелочноземельных металлов, от 10 до 50 г/т металлов первой переходной группы, 50 г/т кремния. Разрешающая способность изображения на поверхности около 0,5 мкм, проникновение в глубь образца ограничено десятками ангстрем.

Возможным путем получения количественных анализов является применение микроденситометра. Этот прибор с успехом использован при исследовании расплавных включений малых размеров ($200 > a > 1$ мкм). С помощью изображений всех присутствующих элементов ионный анализатор обнаруживает:

а) гетерогенности в кристаллических фазах, таких как вмещающие минералы, минералы, эпитаксиально выросшие на стенках полостей в результате роста минерала-хозяина, минералы, механически захваченные до закрытия полостей и уже присутствующие

щие в магме (циркон, апатит, титанит, рутил и т.д.), минералы, образовавшиеся в результате экспериментальной или естественной кристаллизации включенного стекла (пироксен, оливин, магнетит и т.д.);

б) гетерогенности в стекловатых фазах, такие как слабо зональные структуры, вызванные перераспределением элементов из минерала-хозяина. Это происходит вследствие диффузии на границе жидкости (расплавное включение) - твердое тело (стенки полостей). То же происходит и с несмешивающимися жидкостями в результате дальнейшей эволюции при заполнении некоторых полостей.

Ионный анализатор - это прибор, дополняющий оптический микроскоп и электронный микрозонд и чрезвычайно необходимый для успешного изучения химизма магматических расплавов, захваченных во время роста лавовых минералов.

ОПТИМИЗАЦИЯ МЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В МИКРОЗОНДОВОМ АНАЛИЗЕ ПОРОДОБРАЗУЩИХ СИЛИКАТНЫХ МИНЕРАЛОВ

В.А. Черепанов, А.Г. Сысоев, И.Д. Македон

Ленинград, СССР

Ценность применения в минералогии микрозондового анализа породобразующих силикатных минералов определяется нижним пределом обнаружения концентрации химических элементов, не превышающим 0,01 кристаллохимического коэффициента и точностью определения концентрации не более 5% (относительных).

Разработанная система оптимизации включает систему стандартных образцов, методику анализа погрешности задачи, методику анализа погрешности метода, программу вычисления на ЭВМ из экспериментальных данных содержаний химических элементов, метрологических характеристик и оценок продольной и поперечной локальности.

Система содержит новый алгоритм вычисления поправочных множителей и процедуру оценки взаимного соответствия любых алгоритмов.

О НАГРЕВЕ МИНЕРАЛОВ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ЭЛЕКТРОННОГО ЗОНДА

В.Н.Королик, Ю.Г.Лаврентьев

Новосибирск, СССР

Для определения температуры образцов под действием электронного зонда предлагается метод, учитывающий генерацию тепла в цилиндрическом объеме. Радиус цилиндра принимается равным радиусу зонда на поверхности образца плюс поперечный пробег электронов, высота - глубине полного проникновения электронов в вещество. Метод позволяет рассчитать распределение температуры по глубине и найти ту минимальную толщину шлифа, при которой еще не происходит плавление смолы, приклеивающей образец к предметному стеклу.

Для разных рабочих условий были рассчитаны температуры нагрева для 43 минералов с известными теплофизическими характеристиками. По полученным данным подобрана простая эмпирическая формула и определены пути снижения нагрева образцов.

О НЕКОТОРЫХ ИСТОЧНИКАХ ОШИБОК ПРИ РЕНТГЕНОСПЕКТРАЛЬНОМ МИКРОАНАЛИЗЕ НЕПРОВОДЯЩИХ ОБЪЕКТОВ

Т.А.Куприянова, Л.Н.Сысоева

Москва, СССР

Современная практика количественного рентгеноспектрального микроанализа непроводящих объектов требует одновременно напыления тонкого слоя металла или углерода на поверхность исследуемого образца и эталона для снятия локального заряда, возникающего в объекте при бомбардировке электронами. Критерием оптимальности толщины пленки считают условие стабильного положения зонда на поверхности и незначительных потерь в пленке интенсивности рентгеновского излучения, выходящего из объекта. В ряде работ исследовались ошибки в измерении относительной интенсивности излучения, обусловленные поглощением в пленке. Однако до сих пор не было обращено внимание на тот факт, что напыленная пленка изменяет коэффициент обратного отражения

электронов. Чтобы учесть этот эффект, при введении поправки на атомный номер необходимо брать не средний атомный номер образца Z , а "эффективный" атомный номер:

$$Z_{\text{эфф}} = d^* Z^* + (d(E) - d^*) Z$$

где d^* и Z^* - толщина и атомный номер материала пленки, глубины проникновения электронов. Следует подчеркнуть, что $Z_{\text{эфф}}$ зависит от ускоряющего напряжения, причем эта зависимость сильнее при низких напряжениях. Для оценки ошибок, обусловленных этим эффектом, на оливины ($Z = 11,5$ и $11,8$), энстатиты ($Z = 11,3 - 11,5$), нефелин ($Z = 11$) и медь ($Z = 29$) напылялись пленки углерода различной толщины и измерялись токи через образец при различных ускоряющих напряжениях в диапазоне от 5 до 30 кВ. Используя зависимость тока через образец от атомного номера, было получено, что при ускоряющем напряжении 15 кВ для меди $Z_{\text{эфф}} = 25,5$, а для оливина - 8 и 15 для двух пленок различной толщины. Неучет этого эффекта приводит к значительным ошибкам при введении на атомный номер. Следует еще заметить, что при использовании опубликованной программы введения поправок при количественном микроанализе нужно учитывать специфику подготовки непроводящих объектов для анализа в своей лаборатории.

Другим источником ошибок при количественном микроанализе полупроводников и диэлектриков является изменение энергии падающих на образец электронов, обусловленное локальным зарядом. Используя методику измерения изменения энергии падающих электронов, были исследованы некоторые природные минералы и синтезированные монокристаллы. Результаты измерений приведены в таблице.

Образец	Эталон	Анал. линия	E_0 кВ	E кВ
$PbGa_2S_4$	GaAs	GaK α_1	10,4	0,20
$Sm_7Ga_5O_{12}$ [10]	"-	"-	"-	0,20
$Sm_7Ga_5O_{12}$ [001]	"-	"-	"-	0,18
$Sm_7Ga_5O_{12}$ [111]	"-	"-	"-	0,10
оливин	Fe	FeK α_1	7,11	0,20
энстатит	"-	"-	"-	0,10
нефелин	"-	"-	"-	0,25
ХРОМИТ	"-	"-	"-	0,20

Неучет изменения энергии электронов может привести к тому, что анализируемый образец и эталон будут измеряться при различных ускоряющих напряжениях, что приводит к значительным ошибкам определения содержания элементов. Так при измерении образца $PbGa_2S_4$ при ускоряющем напряжении 15 кВ относительная ошибка определения галлия по линии $GaK\alpha_1$, составляет 20% при разнице энергии электронов, падающих на образец и эталон всего лишь 0,2 кэВ.

ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ МИНЕРАЛОВ НА ПРАВИЛЬНОСТЬ МИКРОЗОНДОВОГО АНАЛИЗА

Н. В. Тронева, А. И. Цепин

Москва, СССР

К количественному микронзондovому анализу типоморфных минералов, нацеленному на выяснение зависимости нарушений стехиометрии от условий образования, предъявляются повышенные требования по точности и концентрационной чувствительности. Например, определение температуры образования арсенипиритов с точностью 50°C требует определения As и S с точностью 0,5% отн. Как показано в наших предыдущих работах, токопроводящее покрытие образца не исключает полностью влияния отрицательных объемных зарядов, скапливающихся в области зондирования. Они вызывают уменьшение эффективной глубины проникновения падающих электронов, перераспределение тока поглощенных электронов между самим образцом и покрытием в направлении последнего, а также снижение рабочего напряжения E на величину ΔE . Относительное значение $\Delta E / (E - E_x)$ зависит от энергии возбуждения той серии, к которой принадлежит аналитическая линия λ_x определяемого элемента. Если не учесть эти явления при эталонировании и расчете поправок, микронзондовый анализ может привести к завышению содержания элементов с малыми E_x (S в сульфосолях, Si в силикатах, Pd в полярите и т.д.), при общем занижении суммы. Например, для сфалерита с плохой проводимостью сумма понизилась до 92%, а атомное содержание повысилось на 8% по сравнению с проводящим образцом. При анализе шеелита номи-

нальное рабочее напряжение $E=20$ кВ снизилось настолько, что не возбуждалась L-серия W ($E_x=12$ кВ), анализ по $CaK\alpha$ и $Wm\alpha$ при использовании в качестве эталонов CaF_2 и W 100% исказил атомные соотношения Ca и W. В настоящем сообщении приведены результаты экспериментального изучения изохромат характеристического рентгеновского спектра минералов по сравнению с эталонами и разработана методика расчета поправок с учетом сдвигов изохромат (кривых зависимости удельной интенсивности аналитических линий от напряжения). Методика заключается в совмещении изохромат проводящего эталона с гипотетической изохроматой образца, нахождении первого приближения сдвига и гипотетической удельной интенсивности эталона с учетом этого сдвига. Условием сходимости итераций является сходимость концентраций в последовательных приближениях. Методика проверена на халькопирите, блеклой руде, фематините, эмплектите, магнетите, графите, хромите. Уменьшение эффективной глубины проникновения электронов подтверждено экспериментально в корунде по сравнению с Al 100% с помощью изохромат $AlK\alpha$, $AlK\beta$, $AlK_{кор}$ и $AlK_{дл}$ (символы "кор" и "дл" относятся к длинам волн по обе стороны K-края поглощения Al).

К МЕТОДИКЕ КОЛИЧЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА КИСЛОРОДА В НЕКОТОРЫХ ГРУППАХ МИНЕРАЛОВ РЕНТГЕНОСПЕКТРАЛЬНЫМ ЛОКАЛЬНЫМ МЕТОДОМ

А.С.Авдонин, Н.И.Чистякова, В.С.Соловьев

Москва, СССР

При исследовании минералов часто возникает необходимость в количественном анализе кислорода. Определение этого элемента наряду с другими проводилось в минералах железа (магнетит, гематит, гетит), олова (касситерит, гидростаннаты), молибдена, в кварце, уранините и др. на микроанализаторе "Камебак".

Рассмотрены основные вопросы методики анализа. Образцы напылялись медью. Оценка ослабления $K\alpha$ линии кислорода ($\lambda=23,6\text{А}$) в напыленном слое проводилась по линии $TiL\alpha$ ($\lambda=27,39\text{А}$).

Эта величина составляет 10-15%. Коэффициент вариации интенсив-

ности для максимально удаленных участков образца находится в пределах 0,7–1,0%. Смещения положения максимума линий на спектре для указанных минералов не установлено. Оптимальное рабочее напряжение равно 10–15 кВ, ток зонда 70–150 нА. При этих условиях устойчивы под зондом безводные минералы и минералы, содержащие воду в виде (ОН).

Проведено сопоставление результатов, рассчитанных по методу Боровского–Рыдника, Филибера–Хейнриха и этого метода с модификацией Руста. В последнем случае для образцов сложного состава параметры \bar{n} , $\bar{\sigma}_0$, $\bar{\sigma}_L$ определялись как: $\bar{n} = \sum_i n_i C_i$; $\bar{\sigma}_0 = \sum_i \sigma_{0i} C_i$; $\bar{\sigma}_L = \bar{\sigma}_0 \cdot 10^5 / E^{-n}$. Коэффициенты поглощения взяты по Хенке. Показано, что при выборе эталона той же группы, что и анализируемые минералы, ошибки анализа в минералах со средним $\bar{Z} > 10$ определяются главным образом экспериментальными данными и неправильными величинами коэффициентов поглощения, а не выбором метода расчета поправок.

Приводятся результаты анализа некоторых минералов. Воспроизводимость определения кислорода в окислах железа при смене всех операций подготовки образца составляет 0,6–2,0%, в уранинитах 5–10%. Полученные результаты хорошо согласуются с данными химического метода. Для уранинитов правильность анализа оценивалась по кислородному коэффициенту.

МИКРОЗОНДОВЫЙ АНАЛИЗ ФТОРА В МИНЕРАЛАХ

П. Саддэби

Лондон, Англия

Элементы с атомными номерами меньше чем у натрия обычно не подвергаются количественному анализу с помощью электронного микрозонда. Частично это связано с экспериментальными трудностями, но прежде всего с тем, что входные параметры, необходимые для методики коррекции матрицы, малоизвестны. Анализ фтора важен в таких минералах как амфибол, апа-

тит, турмалин и т.д. Приводятся результаты анализа фтора в различных минералах, обсуждаются эффекты использования различных моделей коррекции матрицы и входных параметров.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ МИКРОЗОНДОВЫЙ АНАЛИЗ НАТРИЯ В ПОГЛОЩАЮЩЕЙ МАТРИЦЕ. (ЭФФЕКТ УСКОРЯЮЩЕГО НАПРЯЖЕНИЯ).

Дж.Г.Ронсбо

Копенгаген, Дания

Представляется количественный микронзондовый анализ вируса- $\text{Na}_3(\text{Ce, La})(\text{PO}_4)_2$ из Иллимаусакской щелочной интрузии (Южная Гренландия) с упором на определение натрия. Результаты микронзондового анализа сравниваются с результатами микрохимического анализа.

Определения натрия выполнены при ускоряющем напряжении от 4,0 до 25,0 кВ. Результаты ясно показывают, что вычисленные содержания натрия зависят от ускоряющего напряжения, когда используется общепринятая процедура корректировки - ZAF, т.е. когда поправка на поглощение основана на упрощенной формуле Филибера. Для двух упомянутых значений ускоряющего потенциала вычисленные содержания натрия составили 17,05 и 19,60 вес.% соответственно. Результат микрохимического анализа - 17,20 вес.% Na.

Разница в содержании Na в зависимости от ускоряющего напряжения значительно исправляется при использовании полной формулы Филибера для поправки на поглощение. Это изменение позволяет вычислить поверхностную ионизацию.

В настоящем исследовании поверхностная ионизация вычислялась с использованием эмпирического выражения $R_0 = I + 2,8 (I - 0,9/\sqrt{I})$, как это предложено Ройтером (Reuter, 1972). Результаты для применения полной формулы Филибера для поправки на поглощение представлены для различных выражений для ϵ и h .

ЛОКАЛЬНЫЙ РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОИДОВ

И.П.Лапутина

Москва, СССР

Правильность локального рентгеноспектрального анализа приобретает особое значение при изучении состава минералов платиноидов, при исследовании их стехиометрии и пределов изоморфной смесимости. Существенные расхождения в значениях массовых коэффициентов поглощения в длинноволновой области спектра по данным разных авторов, влияние различия в атомных номерах компонентов и флуоресценции от характеристического излучения для многих сочетаний элементов вносят значительную неопределенность в точность измеряемых концентраций.

Изучить влияние этих факторов на правильность анализа можно только на образцах известного состава. С этой целью были подобраны синтезированные фазы, в которых эффекты поглощения, атомного номера и характеристической флуоресценции были велики. Изучался состав бинарных сплавов в системах Pt-Rh, Au-Ag, Pd-Sn и отдельных образцов Pd-Ag, AuPd (40), PtS, Pt(Fe, Ni, Cu), ускоряющее напряжение изменялось от 7 до 30 кВ. Расчеты выполнены по программе ZAF с различными значениями массовых коэффициентов поглощения и других эмпирических параметров. Кривые K/c как функция K для каждой измеренной рентгеновской линии показывают точность отдельных измерений. Построены кривые зависимости экспериментальных значений относительной интенсивности (а также рассчитанных концентраций и значений поправочных коэффициентов) от ускоряющего напряжения для каждого сплава. Различие между $C_{расч}$ и $C_{ист}$ показывает точность теоретической процедуры поправок, которая широко используется в настоящее время. Кривые зависимости отношения $I_{обр}/I_{эт}$ x $i_{обр}/i_{эт}$ от E_0 экстраполированы к потенциалу возбуждения. Это позволило установить независимое значение концентраций элементов в образцах.

Исследование выполнено на микроанализаторах с углами отбора рентгеновского излучения 18° , 40° , 75° . Величины поправок

на поглощение, атомный номер и флуоресценцию для одних и тех же образцов на этих приборах различаются. Сопоставление полученных результатов позволяет более правильно оценить вклад отдельных эффектов в суммарную ошибку определения концентраций элементов и установить оптимальные условия проведения анализа минералов платиноидов различного состава.

ИССЛЕДОВАНИЕ АРСЕНИДОВ С ПОМОЩЬЮ ЭЛЕКТРОННОГО МИКРОЗОНДА

Б. Фойт
Брно, Чехословакия

Месторождение Залеси в Силезии (ЧССР) является представителем так называемой "пятиэлементной ассоциации" яхимовского типа. В качестве преобладающей минеральной составной части второй стадии развития выступают здесь арсениды железа, никеля и кобальта.

Зональное строение агрегатов, микроскопическое чередование отдельных компонентов, взаимно близких по своему поведению в отраженном свете, тонкие прорастания и метасоматические явления не позволили исследовать эти минералы классическими методами. Для решения парагенетических проблем был поэтому использован электронный микроанализатор.

Полученные результаты позволили сделать в общих чертах реконструкцию химизма кристаллизационной среды и ее развития в отношении комплекта моно-, ди- и триарсенидов. Общее развитие химизма можно характеризовать понижением влияния никеля и мышьяка в направлении к более поздним кристаллизационным компонентам. В связи с этим явлением относительно повышается роль кобальта и, особенно, железа и серы, что свидетельствует о переходе к самой поздней сульфидной стадии. На основе количественного исследования отдельных элементов в полиминеральных зональных образованиях высказано предположение о характере метасоматических явлений и вновь образовавшихся реакционных соединений данной системы Fe-Ni-Co-Aв-S.

ВЛИЯНИЕ ФЛУОРЕСЦЕНТНОГО ВОЗБУЖДЕНИЯ НА ПРАВИЛЬНОСТЬ
В ОПРЕДЕЛЕНИИ КОНЦЕНТРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА
ГРАНИЦАХ МИНЕРАЛЬНЫХ ЗЕРЕН

А.И.Цепин

Москва, СССР

В отличие от первичного рентгеновского излучения возбуждаемого электронами в ограниченном объеме вещества (несколько мкм³), вторичное рентгеновское (флуоресцентное) излучение возбуждается в существенно большем объеме и на больших расстояниях от точки падения электронного пучка (до 100 мкм и более). При анализе однородных протяженных минеральных объектов как первичное так и вторичное излучение возбуждается в одном минерале, и вклад флуоресцентного излучения в общую интенсивность измеряемой аналитической линии учитывается программой расчета поправочных коэффициентов путем введения поправки на характеристическую флуоресценцию.

Однако при анализе малых выделений одного минерала в другом, а также измерениях вблизи контакта разного состава возникает ситуация, при которой первичное рентгеновское излучение возбуждается в исследуемом минерале, а вторичное, как в исследуемом минерале, так и в значительно* степени в минерале-соседе. Такое дополнительное излучение от минерала-соседа не учитывается программой расчета поправок и оно тем больше, чем меньше зерно анализируемого минерала или чем ближе точка пробоотбора к границе минералов. Неучет дополнительного излучения может привести к существенным ошибкам в определении концентраций анализируемых элементов. Это особенно важно при изучении явлений диффузионного перераспределения элементов между контактирующими минералами.

Автором количественно вычислены вклады флуоресценции для различных элементов (FeK, CuK, ZnK, CaK, AuL, BiL и др.) в зависимости от контактирующих пар минералов и от расстояния анализируемой точки от границы раздела минералов. Так, вклад флуоресцентного излучения FeK-линии на границе теннантита с

с пиритом приводит к кажущемуся увеличению концентрации Fe в теннантите до 1,5 вес. %.

Исследованы явления диффузии на контактах блеклых руд с различными минералами (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, борнит и др.) в зависимости от условий минералообразования. Количественно рассчитаны вклады диффузионных процессов и флуоресцентного возбуждения в общие картины перераспределения элементов между этими минералами.

МИКРОРЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ БОКСИТОВ

Л.С.Дубакина, К.С.Ершова, О.В.Шербак

Москва, СССР

Количественное определение химического состава минералов бокситов, наряду с определением их валового состава, является одной из задач, без решения которых невозможна разработка оптимальных схем технологической переработки руд. Одним из наиболее перспективных методов изучения состава минералов и характера их взаимодействий в руде является локальный рентгено-спектральный метод.

Изучен состав содержащихся в бокситах минералов: бемита, гиббсита, диаспора, каолинита и шамозита, а также форма вхождения в них сопутствующих элементов. Установлено, что состав изученных минералов постоянен, а сопутствующие элементы являются примесными.

Проведено определение воды в этих минералах по изменению интенсивности аналитической линии К алюминия за счет дегидратации минералов под зондом. Относительная ошибка определения не превышает 10-15%. Исследования проводились при рабочем напряжении 20 кВ и токе зонда 40-50 нА.

В качестве эталона использовался искусственный кристалл корунда и металлический алюминий. Образец и эталон напылялись углеродом одновременно.

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ КОЛИЧЕСТВЕННОГО МИКРОРЕНТГЕНО-СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ТАНТАЛОНИОБАТОВ И ОЛОВОТАНТАЛАТОВ

К. В. Юркина, Г. П. Луговской

Москва, СССР

Большая трудоемкость и длительность вычислений при локальном рентгеноспектральном анализе (ЛРСА) требует применения ЭВМ или упрощения расчетных формул с доведением всей процедуры до элементарных измерений по заранее подготовленным диаграммам. В первом случае максимальная эффективность достигается при наличии ЭВМ непосредственно в группе ЛРСА. Во втором случае требуются специальные расчеты, обосновывающие применимость приближенных формул для рассматриваемой системы.

В представленной работе показано, что для танталониобатов, в состав которых входят окислы $Ta_2O_5, Nb_2O_5, MnO, FeO, SnO_2$ можно рекомендовать методику графического определения поправочного множителя "F", учитывающего разницу во взаимодействии электронов и рентгеновского излучения с веществом образца и эталона.

Методика основана на использовании предложенного Лашансом и Трейлом приближенного выражения для "F" в N-компонентной системе:

$$F_i = 1 + \sum_{j=1}^N \delta_{ij} C_j,$$

где δ_{ij} - тангенс угла наклона линейной функции F_{ij} от концентрации C_j в бинарной системе i-j. Эти величины для пар окислов, входящих в состав танталониобатов, рассчитаны по методу И.Б.Боровского и В.И.Рыдника для ускоряющего напряжения 20 кВ и для двух углов выхода рентгеновского излучения из образца (20 и 40°). F_i для соответствующего окисла определяется графическим суммированием по заранее подготовленным диаграммам, содержащим семейства прямых линий. Возможность аппроксимации $F_{ij}(C_j)$ линейной функцией обусловлена отсутствием в рассматриваемой системе поправки на флуоресценцию.

Предлагаемая методика апробирована на различных модельных составах. Установлено, что относительное отличие F_i , най-

денного графическим методом, от вычисленного на ЭВМ по методу И.Б.Боровского и В.И.Рыдника не превышает 3%, а в большинстве случаев менее 1%.

Время, затрачиваемое для определения всех ρ_i в 5-ти компонентной системе, не превышает 5 минут, что сопоставимо со временем расчета ρ_i с помощью ЭВМ PDP-8P (1 мин.).

МИКРОЗОНДОВОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОДУКТОВ ДЕВИТРИФИКАЦИИ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ

Д.В.Голубятников

Ленинград, СССР

Продукты девитрификации составляют главную часть объема большинства кислых вулканитов. Микрозернистость и неясная индивидуализация минералов в них крайне ограничивают применение точных методов кристаллооптической диагностики. Микрозондовые методы позволяют с высокой локальностью исследовать в прозрачно-полированных шлифах концентрацию и распределение химических элементов в различных структурных компонентах породы, наблюдать и фиксировать их морфологические особенности и соотношения.

Установлено, что первичное обособление пепловых частиц некоторых девонских игнимбритов Казахстана есть результат хрупкой деформации стекловатой массы с образованием в ней плоских трещин. Пластическая же деформация, завершившая их формирование, имела место благодаря частичному переплавлению материала при его напластовании. Процессу переплавления сопутствовали вынос и равномерное распределение калия по периферии частиц. Об этом свидетельствует повсеместное окаймление их криптозернистым агрегатом калиевого полевого шпата.

Полученные данные подтверждают концепцию Феннера (1926), Маршалла (1935) и А.Н.Заварицкого (1947) о генезисе игнимбритов, в настоящее время отвергнутую большинством исследователей. Однако они далеко не исключают возможности других способов образования аналогичных по составу и строению пород.

МИКРОЗОНДОВОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И РУДНЫХ
МИНЕРАЛОВ НА ПРИМЕРЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД
МАССИВОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Э.А.Багдасаров

Ленинград, СССР

Микросондовое изучение породообразующих и рудных минералов в щелочно-ультраосновных породах, учитывающее динамику роста кристаллов, в координатах пространства и времени позволило получить новые данные, раскрывающие особенности онтогении минералов в зависимости от термодинамических и физико-химических условий их образования. При этом представляется возможным более достоверно определить стадии минералообразования и установить петрогенетические различия однотипных по минеральному составу пород.

Так, титаномagnetиты интрузивного комплекса пород четко различаются от таковых метасоматической серии пород по химическому и фазовому составам и закономерностям изменения, в титано-магнетитах первичных пород устанавливается более высокий объем примесей Ti , Mg и Al ; Разница в содержании их в титаномagnetитах однотипных пород (первичных и перекристаллизованных) все более возрастает в поздних сериях. В пределах каждого типа пород состав и структурные особенности титаномagnetитов эволюционируют, обнаруживая ступенчатый характер равновесия. Так в титаномagnetитах перекристаллизованных пород в составе главных фаз структур распада - ильменита и ульвошпинели все более возрастает содержание Mg в поздних генерациях, в то время, как в магнетитовой основе прогрессивно увеличивается содержание Fe . Такое сопряженное поведение этих элементов связано с переходом Fe^{+2} в Fe^{+3} и увеличением доли магнетитового минерала и параллельным высвобождением Mg из состава магнетита с фиксацией его в ильмените и ульвошпинели. Эволюция состава фаз распада и минерала-хозяина согласуется с принципом Ле-Шателье.

Перовскиты магматической и метасоматической серий пород обнаруживают резкие различия по степени однородности минерала,

закономерностям изменения состава, в особенности по таким индикаторным элементам как La, Ce, Nb, Na и др. Устанавливается полярный характер поведения их в перовскитах пород разного генезиса. Для перовскитов метасоматических пород, кроме того, обнаруживается характерная для каждого типа автономность эволюции. Это свидетельствует о многократном проявлении метасоматических процессов, сопряженных с каждой интрузивной фазой.

Эволюция состава устанавливается и в оливинах. Индикаторные свойства обнаруживают в них как главные элементы Mg и Fe, так и элементы-примеси Ca и Mn. Первые из указанных чутко реагируют на изменение температуры, в то время как содержание Ca коррелируется с фактором глубинности. Последовательность проявления метасоматических процессов в оливинсодержащих породах прослеживается по возрастанию Mn в оливинах.

КОМПЛЕКСНОЕ МИКРОРЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНОЕ И СПЕЦИАЛЬНОЕ
МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ (ПОД НАПЫЛЕНИЕМ В АНШЛИФАХ)
ИССЛЕДОВАНИЕ СКРЫТОКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВЫДЕЛЕНИЙ

О.Б.Лудкин, Л.И.Полежаева, Я.А.Пахомовский

Апатиты, СССР

Попеременный микрозондовый и специальный микроскопический анализ одних и тех же полированных образцов позволяет с большой степенью достоверности расшифровывать состав фаз тонкокристаллических агрегатов. Микрорентгеноспектральное изучение образцов проводилось с широким использованием возможностей электронного микрозонда MS-46. Полный химический анализ выполнялся с расчетом количественного химического состава фаз на ЭВМ "Наири-2". Микроскопические исследования с увеличением до 1500 проводились в темном поле и скрещенных николях (отраженный свет) на микроскопах типа NU-2 при мощных источниках света. В этих условиях наблюдались форма, размер, прозрачность, цвет и двупреломление минеральных частиц с одновременным наблюдением следа электронного пучка. Расшифрован сложный фазо-

вый состав апатит-франколитовых выделений в карбонатах, установлена природа скрытокристаллических апатит-ортоклазовых выделений в лунявритах, доказано наличие микронных включений апатита в породобразующих силикатах хибинских пород и т.п.

ОБЩАЯ СЕССИЯ

МАРГАНЦЕВЫЕ ОРЕОЛЫ, ОКРУЖАЮЩИЕ ДОКЕМБРИЙСКИЕ
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Э.Ф.Штумпфл

Леобен, Австрия

Анализы, выполненные с помощью электронного микроанализатора для минеральных ассоциаций пород амфиболитовой фации, вмещающих стратифицированные полиметаллические месторождения Кибаранского складчатого пояса (1200 млн.лет) в Южной Африке, зафиксировали вариации состава, которые ускользали от внимания при обычных микроскопических и химических исследованиях. Изучены полосчатые железистые кварциты, гранатовые кварциты, слюдяные сланцы, гранат-грюнерит-магнетитовые породы, амфиболиты и различные сульфидные руды. Интересна с генетической точки зрения находка барита в верхних частях стратиграфической колонки, если учесть, что составляющие их осадки отлагались в эпоху Хейс (2600 млн.лет).

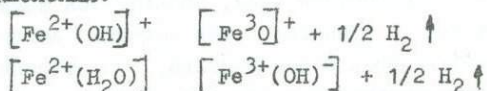
Марганец является существенной компонентой гранатов (5-40% MnO), пироксенов (5%), амфиболов (2%), стильпномелана (11%), а также сфалерита (7%) и магнетита (4%). Наблюдается заметное повышение содержания MnO в гранатах в тех случаях, когда сульфидная зона приближается к кровле или подошве. Это отчетливо контрастирует с составом минералов в железистых формациях, не ассоциирующих с полиметаллической минерализацией (Итчен-Лейк, Канада).

Сделано заключение, что метаморфизм (~ 600°C, 3-4 кбар) в изученном районе был преимущественно изохимическим и ограничивался переносом вещества лишь в миллиметровых масштабах. Пространственное распределение марганца интерпретируется как первично-осадочное. Имеется сходство состава (для силикатов, окислов, карбонатов и сульфидов) не только с другими стратифицированными месторождениями различного возраста, но также и с современными металлосодержащими илами в Красном море.

А.М.Франселе

Льенс, Бельгия

Зосфорит-чильдренитовая серия в известных пегматитах Буранги отмечалась уже давно, но лишь современные детальные исследования фосфатных ассоциаций из этих пегматитов позволили охарактеризовать их с минералогической и генетической точки зрения. Минералы зосфорит-чильдренитовой серии идентифицированы рентгенометрически и специальными оптическими измерениями и химическими анализами. В различных ассоциациях зафиксированы следующие значения отношений $Fe/Fe + Mn = 0,20; 0,33; 0,55; 0,85$, но более ощутимы их вариации в хорошо развитых монокристаллах. Оптические измерения затрудняются гетерогенностью материала, плеохроизм также незакономерен. Эта оптическая картина сходна с таковой при превращениях реддингита в ландезит. Для кристаллов $(Mn, Fe)AlPO_4(OH)_2 \cdot H_2O$ можно допустить самоокисление без значительной структурной перестройки, при этом могут быть две схемы самоокисления:



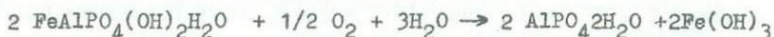
В любом случае возникает проблема оксичильдренита, но недостаток материала не позволяет разделить закисное и окисное железо.

Различные наблюдения с целью выяснения генетических вопросов показывают, что фосфаты серии $(Mn, Fe)AlPO_4(OH)_2 \cdot H_2O$ растут в тесных взаимоотношениях с ранними фазами, которые, видимо, поставляют Al на поздних этапах изменения. Большинство находок зосфорита и чильдренита приходится на контакты литиофилита с микроклином или Al-содержащего аллуодита (богатого также и Na) с альбитом. Хотя отношение Fe:Mn в первичных фазах и в серии $(Mn, Fe)AlPO_4(OH)_2 \cdot H_2O$ различно, величина этого отношения в зосфорит-чильдренитовом ряду, по-видимому, обуславливается содержанием Fe и Mn в ранних минералах.

В эволюции $Li(Fe, Mn)PO_4$ ряда образование зосфорита или чильдренита происходило после развития хуреалит-барбосалитового парагенезиса, а не вследствие вариации отношения Fe:Mn. Эта

вариация не имеет генетического значения, так как эсфорит и чильдренит являются результатом реакций между Al-содержащими силикатами и растворами, содержащими фосфор (по-видимому, в форме фосфорной кислоты). Присутствие H_2O в молекулярной форме означает, что эти минералы скорее всего заключают эволюционный ряд.

В бразилианит-троллейтовой ассоциации из пегматитов Буранги маленькие вакуоли включают крошечные кристаллы чильдренита, хотя трудно определить, является ли он продуктом изменения Al-аллуодита. Интересны примеры окисления чильдренита в розовый варисцит и лимонит. Можно предположить, что:



Таким образом, состав фосфоритов эсфорит-чильдренитовой серии - функция состава материнских фаз, который обуславливает и величину отношения Fe:Mn, а Al тесно связан с микроклином или альбитом, измененных поздними гидротермальными или гипергенными растворами, богатыми фосфором. Большинство Al-содержащих фосфатов, в том числе таких как скорцалит, берут Al из первичных фаз пегматитов.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СУБСОЛИДУСНЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ БАЗАЛЬТОВОЙ, ГРАНИТНОЙ И ЩЕЛОЧНОЙ ГАПЛОСИСТЕМАМИ ПРИ ПОВЫШЕННЫХ P-T ПАРАМЕТРАХ

Н.В.Котов, Н.Ф.Шинкарев, М.И.Домнина,
А.В.Донских, М.П.Рогозин

Ленинград, СССР

В настоящем исследовании моделировались глубинные взаимоотношения основных, кислых и щелочных пород на субсолидусной стадии. При $T = 600^\circ C$, $P_{H_2O} = 1$ кбар и концентрации Na_2CO_3 0,1 М плагиоклаз в гаплобазальте неустойчив и сменяется нефелином, а начиная с 0,5 М Na_2CO_3 появляется канкринит. Отмечается высокая устойчивость диопсида в Na-карбонатных средах, который в интервале концентраций 0,5-5 М сменяется амфиболом типа рихтерита.

В 5 М средах реализуется переход к содовым карбонатитам. Наличие в паровой фазе совместно Na_2CO_3 (0,5 М) и NaCl (1 М) существенно не отражается на синтезе щелочной минеральной ассоциации — нефелина+канкринита+диопсида+рихтерита. При тех же P-T параметрах в K-карбонатных растворах (0,1 М) плагиоклазовая ассоциация замещается ортоклазом и нефелином, а в 0,5 М растворах образуется кальсилит. Отмечается неустойчивость диопсида, начиная с 0,75 М концентрации K_2CO_3 . Вместо этого минерала формируются волластонит и флогопит. Добавка P_2O_5 к 5 М раствору K_2CO_3 приводит к появлению апатита, лейцитита и ортоклаза и к исчезновению волластонита. Помимо опытов с Na_2CO_3 и K_2CO_3 проведены эксперименты в K-Na-карбонатных средах с соотношением $\text{Na}_2\text{CO}_3/\text{K}_2\text{CO}_3 = 1/3, 1/1, 3/1$. В зависимости от соотношения K и Na и их суммарной концентрации образуются нефелин, канкринит, амфибол, плагиоклаз, ортоклаз, кальсилит, волластонит, диопсид и флогопит. Переход от гаплогранитной ассоциации к щелочной с участием нефелина, анальдима и канкринита достигается при $T = 600-700^\circ\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1-1,75$ кбар и концентрациях Na_2CO_3 1,5 М.

Воздействие щелочного карбонатного флюида на основные и кислые породы при дифференциальной дегазации и дегидратации вещества мантии может приводить на глубине, например, в пределах рифтовых зон и пр., к образованию различных разновидностей щелочных пород. Последующее плавление пород, подвергшихся такому глубинному метасоматозу, может дать щелочные магматические серии с участием нефелинитов, лейцититов, кальсилититов, объяснение генезиса которых с позиций только кристаллизационной дифференциации и парциального плавления встречается в настоящее время большие затруднения.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ И СИСТЕМАТИКА ПРОСТЫХ ВЕЩЕСТВ

А.А.Годовиков

Новосибирск, СССР

Важнейшей особенностью кристаллохимии простых веществ является однородность атомов, разность электроотрицательностей которых равна нулю.

Сопоставление свойств простых веществ с ковалентной связью и молекулярных кристаллов показывает, что как в тех, так и в других по мере роста Z увеличивается степень металличности связи, а затем происходит скачкообразный переход к кристаллам с металлической связью.

Более $2/3$ простых веществ составляют металлические кристаллы. Поэтому особое внимание уделяется генезису их структур, механизму связи в них, исходя из строения и свойств составляющих их атомов. Показано, что: а) заряды атомных остовов в металлических кристаллах должны определяться энергетическими барьерами ионизационных потенциалов; б) связь в металлах следует рассматривать как направленную, часто резонансную по природе, различающуюся (и иногда весьма значительно) по своему механизму у разных металлов; в) все фазовые переходы в металлах, определяемые изменением температуры и давления, хорошо объясняются в рамках развиваемых представлений; г) в хорошем соответствии с ними находятся закономерности изменения и других свойств металлических простых веществ — температур плавления и возгонки, теплот возгонки, энтропии и т.д.

Все остальные кристаллические простые вещества относятся либо к ковалентным, либо к молекулярным кристаллам.

Все эти данные позволяют не только по-новому понять основные закономерности генетической кристаллохимии простых веществ и изменения их свойств, но и сделать ряд общих выводов о модели химической связи в целом, в частности о необходимости учета во всех случаях не только степени ковалентности и ионности, но и металличности связи, возможность и соотношение в ряде структур ковалентной и металлической компонент связи.

Систематика простых веществ, в том числе минералов, должна опираться на характер химической связи в них, особенности их структуры.

ПРОЯВЛЕНИЯ ВЮСТИТА НА ЗЕМЛЕ

М.И.Корлетт

Кингстон, Канада

Температура и фугитивность кислорода, необходимые для формирования вюстита в системе Fe-O, близки к соответствующим параметрам базальтового расплава, и локальная контаминация при ассимиляции ксенолитов может понизить фугитивность кислорода до требуемых значений. При этом содержание SiO_2 должно сохраняться невысоким, так чтобы реакция образования оливина шла до конца. Все эти условия могут реализоваться в случае несиликатных ксенолитов в базальтовом расплаве, и вюстит может возникать как стабильная фаза.

Редкость находок вюстита на Земле обусловлена его плохой сохранностью. При температурах ниже предела его устойчивости вюстит быстро разлагается. При быстром, но непрерывном охлаждении ниже 200°C (за период от часов до дней) образуется метастабильный стехиометрический вюстит. При более медленном охлаждении эта промежуточная фаза разлагается на железо и магнетит как стабильные фазы.

Механизм образования, предложенный Валентой для нестехиометрического вюстита из Шарнхаузена (ФРГ), согласуется с этими экспериментальными данными. Такой вюстит должен фиксировать исключительно быстрое охлаждение (минуты), сохраняющее его нестехиометрический состав.

Образование вюстита в массивном сульфид-окисном блоке в базальтовой дайке из Игдлукунгуак (Гренландия) также не является неожиданным. Однако при известных размерах базальтовой дайки и скорости охлаждения тел таких масштабов все же удивительным остается сохранение промежуточного метастабильного стехиометрического вюстита. Оно может быть обусловлено влиянием других элементов или высоким давлением, возникающим при термальной контракции окружающих пирротиновых масс.

За исключением случаев сохранения вюстита в необычной обстановке, первичный вюстит в породах на поверхности сейчас должен быть представлен ассоциацией железо + магнетит.

УСТОЙЧИВОСТЬ ВЕЗУВИАНА В СИСТЕМЕ

CaO-MgO-Al₂O₃ - SiO₂-H₂O ПРИ ДАВЛЕНИЯХ ДО 5 КБАР

М.Олеш

Киль, ФРГ

Имеются сообщения о синтезе везувиана в широком диапазоне температур (450-720°C) и давлений (0,5-10 кбар), но устойчивость его не определена обратными экспериментами.

Ито и Арем предполагали, основываясь только на опытах по синтезу, что верхний температурный предел находится не выше, чем 720°C при $P_{H_2O} = 2$ кбар и определяется появлением меллита, монтичеллита и волластонита. Исследование верхнего температурного предела устойчивости синтетического везувиана Ca₁₉Mg₄Al₁₀Si₁₈O₇₀ (OH)₈ ($a_0 = 15,604$ (2), $c_0 = 11,825$ (3) Å) дает равновесные условия: 0,2 кбар, 765°C; 0,5 кбар, 820°C; 1,0 кбар, 870°C; и 2,0 кбар, 905°C при $P_{H_2O} = P_{общ}$ (давление $\pm 5\%$, температура $= \pm 10^\circ C$). Везувиан распадается на ассоциацию: богатый геленитом меллит + диопсид + волластонит + H₂O, обнаруженную в природе. В этих породах CO₂ часто играет важную роль. Предварительные данные об устойчивости везувиана в присутствии CO₂ показывают, что при $X_{CO_2} \geq 0,5$ везувиан неустойчив. В регионально метаморфизованных породах нижней температурной границей присутствия везувиана является наличие кварца. Везувиан + кварц образуют волластонит + диопсид + анортит + H₂O; это соответствует на моновариантной кривой точкам: 0,5 кбар, 515°C; 1,0 кбар, 535°C и 2,0 кбар 580°C при $P_{H_2O} = P_{общ}$ ($\pm 0,05$ кбар, $\pm 5^\circ C$).

Точке 2,0 \pm 0,1 кбар, 580 \pm 10°C отвечает невариантная ассоциация, включающая еще и гроссуляр. При более высоком P_{H_2O} везувиан разлагается на диопсид + гроссуляр + H₂O. Эта моновариантная кривая имеет отрицательный наклон и проходит через точки: 3,5 кбар, 515°C и 5,0 кбар, 490°C ($\pm 0,05$ кбар, $\pm 10^\circ C$).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ В СИСТЕМАХ
ОКИСЛЫ ЛАНТАНОИДОВ - ВОДА

М.Н.Висванатъя, Т.Р.Нароянанкатти, Дж.А.К.Тарин

Майсор, Бангалор, Индия

Результаты Шэфера и Роя (1959) по гидротермальным равновесиям в системах $\text{La}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$, $\text{Nd}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$, $\text{Sm}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ показали, что полиморфные формы окислов редких земель устойчивы в гидротермальных условиях, что позволяет предположить перспективность использования гидротермального метода для выращивания монокристаллов полиморфных форм этих окислов для исследования. Однако это затруднено отсутствием фазовых диаграмм для большинства систем $\text{Ln}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$, необходимых для установления полей устойчивости окисных фаз.

Построены фазовые диаграммы для систем $\text{Ln}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ ($\text{Ln} = \text{La}$, Pr , Nd , Sm , Eu , Gd , Tb , Dy , Ho , Er , Tm и Lu) при давлении 5000-25000 и температуре от 200 до 900°C. В этих пределах давления и температуры гексагональная форма $\text{Ln}(\text{OH})_3$ и моноклинная форма LnOОН являются единственными устойчивыми фазами для элементов от Pr до Ho . Кубическая окисная фаза ($\text{C-Ln}_2\text{O}_3$) устойчива для Er , Tm , Yb и Lu , но для более легких элементов редких земель ее полей устойчивости не обнаружено.

Полученные результаты противоречат данным Шэфера и Роя (1959), которые обнаружили поля устойчивости окислов типа С и В в системах $\text{Sm}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ и $\text{Nd}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$, что может быть обусловлено примесями CO_2 , NO_3^- , Na^+ в исходных веществах, а также в материале реактора.

Кубические окисные фазы эрбия, туллия и иттербия выращены с использованием различных минерализаторов (NaOH , NaNO_3 и HNO_3), которые влияют на морфологию получающихся кристаллов.

ПЕРЕХОД КВАРЦ-ТРИДИМИТ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

П.Е.Грэтэн-Беллю

Оттава, Канада

Определены температуры равновесия при разных давлениях и построена P-T диаграмма перехода кварц-тридимит, откуда найдена величина dt/dP , равная 0,18 град/атм. Последняя соответствует более ранним экспериментальным определениям, но не согласуется с рассчитанной термодинамической (0,85 град/атм.), что возможно, связано с ненадежностью термодинамических данных для кварца и тридимита. Тридимиты, полученные в экспериментах, были отнесены на основании рентгенографических данных к типам M, S и U или смеси этих трех типов. Тридимит типа M был изучен с помощью трансмиссионного электронного микроскопа. Было обнаружено C-повторение (период 40 Å), соответствующее политипу 5H, хотя на фотографии, сделанной в темном поле, наблюдались оторочки (80 Å), позволяющие предполагать присутствие структуры IOH. Возможно влияние примесей на стабильность тридимита.

ТЕПЛОВАЯ ЗАВИСИМОСТЬ ХАРАКТЕРА ИОННОГО ОБМЕНА В ЦЕОЛИТАХ СО СТРУКТУРОЙ СТИЛЬБИТА

Э.Пассалья

Модена, Италия

На природных образцах стильбита, Na-стильбита, стеллерита, баррерита изучены формы обмена Li, Na, K, Rb, Mg, Ca, Sr, Ba, La. Тепловая зависимость обмена определяется сжатием структуры, которое обычно происходит при высокой температуре в результате разрушения решетки. В данной работе были зарегистрированы вариации значений $d(020)$ с помощью высокотемпературного рентгеновского дифрактометра. Во всех образцах степень сжатия структуры и температура разрушения решетки зависят от обменивающихся катионов, за исключением Li и всех форм Ba. Степень сжатия понижается и

температура разрушения повышается с ростом ионного радиуса обменивающихся катионов. Различное Si/Al отношение в образцах влияет на тепловую зависимость форм обмена: повышенное содержание Si делает структуру более устойчивой к разрушению.

ПЯТНИСТЫЕ ТЕКСТУРЫ В ГНЕЙСАХ

Б.Е.Ченхолл, И.Р.Филлипс, Р.Градуалл

Воллондонд, Австралия

Пятнистые глазковые породы, состоящие из биотита, окруженного кварцем и полевым шпатом, встречаются в кварц-фельшпатоидных гнейсах, находящихся примерно на 8 км к северу от Брокен Хилла. Полагают, что пятна образовались из первоначально однородных гнейсов следующего состава: кварц 34 (объемных процента), плагиоклаз 24, К-полевой шпат Г7, биотит 20, мусковит, гранат и опал 5. Процесс образования глазков дал в результате "матричный" гнейс (кварц 35, плагиоклаз 29, К-полевой шпат I2, биотит 22, мусковит и гранат 2), несущий кварцево-полевошпатовую оболочку (кварц 4I, плагиоклаз 37, К-полевой шпат 20, мусковит 2), которая окружает ядра из биотита и реже ильменита. Соотношение оболочки к ядру в глазках составляет 4:1. Глазковые структуры имеют форму неправильного удлиненного сфероида с осью, близкой к плоскости рисунка гнейса, биотитовое ядро образует другой внутренний удлиненный сфероид с осью, расположенной под углом примерно 70° к оси окутывающей его кварцево-полевошпатовой оболочки. В целом химический состав однородного гнейса и глазкового гнейса очень похожи, как и составы всех минералов, например, кристаллы плагиоклаза соответствуют примерно An_{40} и щелочной полевой шпат $Or_{94}Ab_6$. Было высказано предположение, что биотитовые ядра были образованы при разрушении граната, но более вероятно, что его образование связано с метаморфической дифференциацией. Пятна в гнейсе несомненно связаны с аналогичными текстурами, наблюдаемыми в жилах, секущих гнейсы Пернамута Роуд, и это наводит на мысль, что эти жилы также образованы при метаморфической дифференциации. Однако второй тип жил, без биотитовых глазков, но богатых К-полевым шпатом, рассматривается как возможный продукт анатексиса.

Дж.Р.Крайг

Д.Дж.Воган

Блэксбург, США

Бирмингем, Великобритания

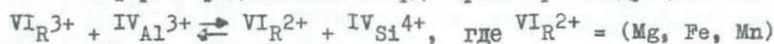
Fe-Ni-Co-Cu тиошинели являются наиболее широко распространенными, доступными и экономически важными членами этого ряда. Виоларит (FeNi_2S_4) и полидимит (Ni_3S_4) являются обычными вторичными минералами в массивных железно-никелевых рудах; полидимит, зигенит (Ni_3CoS_4) и линнеит (Co_3S_4) являются частыми спутниками в жильных месторождениях и стратиформных свинцово-цинковых рудах; кроме того, линнеит и карролит (CuCo_2S_4) являются важными рудными минералами в сингенетичном (?) Замбийском медном поясе. Распределение анализов природных тиошинелей и синтез при 300–500°C показали, что соединения: FeNi_2S_4 - Ni_3S_4 ; Ni_3S_4 - Co_3S_4 ; Co_3S_4 - CuCo_2S_4 существуют в виде твердых растворов. Природные Fe-Ni тиошинели продолжают до грейгита (Fe_3S_4), хотя синтез соединений между FeNi_2S_4 и Fe_3S_4 оказался безуспешным. Флетчерит представляет собой твердый раствор от $\text{Cu}_{1,1}\text{Ni}_{1,0}\text{Co}_{0,9}\text{S}_4$ до $\text{Cu}_{1,1}\text{Ni}_{1,0}\text{Co}_{0,9}\text{S}_4$. Размер элементарной ячейки увеличивается почти линейно от 9,464 Å для FeNi_2S_4 до 9,488 Å для Ni_3S_4 ; он уменьшается от 9,488 Å для Ni_3S_4 , достигая минимума 9,392 Å около NiCo_2S_4 и затем увеличивается до 9,405 Å, для Co_3S_4 он увеличивается линейно от 9,405 Å, для Co_3S_4 до 9,472 Å, для CuCo_2S_4 . Размер элементарной ячейки флетчерита, 9,520 Å, не зависит от состава; для Fe_3S_4 он равен 9,876 Å. Термическая устойчивость следующая: Fe_3S_4 - 200°C; FeNi_2S_4 - 461°C; Ni_3S_4 - 353°C; NiCo_2S_4 - 800°C; Co_3S_4 - 680°C; $\text{Cu}_{0,5}\text{Co}_{2,5}\text{S}_4$ - 880°C; CuCo_2S_4 - 600°C. Все эти параметры могут быть интерпретированы при анализе алектронной структуры тиошинелей.

Д.Б.Хиггинс, П.Х.Рибб

Блэксбург, США

Сапфирин - это Mg-Al силикат, встречающийся от верхов амфиболитовой до гранулитовой метаморфических фаций и описанный недавно в ксенолитах из кимберлитов и стратифицированных магматических интрузий. Экспериментальные работы по системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ трудно использовать для получения петрогенетической информации по многочисленным, описанным в последнее время ассоциациям с сапфиринном вследствие недостаточной изученности твердого раствора, упорядоченности катионов и полиморфизма в сапфирине,

Сапфирин представляет твердый раствор следующего состава:



и $VI_{R^{3+}} = (Al, Fe, Cr)$. Fe может находиться частично в форме Fe^{3+} , а частично в форме Fe^{2+} , так как $VI_{Al^{3+}}$ должен быть равен $VI_{R^{3+}}$ для сохранения баланса зарядов. Отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} , рассчитанное этим методом, хорошо согласуется с результатами, полученными методом Мессбауэра.

Упорядоченность катионов в сапфирине изучена нейтральной и рентгеновской дифракцией на образце из Бакили (Мадагаскар). Уточнение, проведенное на полиморфной модификации с пространственной группой $R\bar{2}_1/a$ и параметрами элементарной ячейки $a = 11,284$, $b = 14,438$, $c = 9,955 \text{ \AA}$, $\beta = 125,44^\circ$, дало следующие позиции катионов и средние расстояния M-O и T-O (в А):

Среднее расстояние M-O			Среднее расстояние T-O		
M_1	1,931	0,95	T_1	1,757	0,9
M_2	1,938	0,95	T_2	1,652	0,0
M_3	2,001	0,4	T_3	1,709	0,5
M_4	2,084	0,0	T_4	1,755	0,9
M_5	2,120	0,0	T_5	1,756	1,0
M_6	2,120	0,0	T_6	1,735	0,7
M_7	1,928	1,0			
M_8	1,935	1,0			

Электроннооптическое изучение полиморфизма в сапфирине на образцах из Вилсон Лэйк (Канада) обнаруживает триклинную моди-

фикацию сапфирина с анigmatитовой структурой, которая содержит две системы деформаций, вызванные дефектами упаковки по (010) с векторами Бюргера $1/2[001]$ $1/2[100]$. Дефекты упаковки по $[001]$ связаны с переходом триклинной модификации в моноклинную, в то время как дефекты упаковки по $[100]$ связаны с двойникованием триклинной полиморфной модификации.

САМЫЙ БОЛЬШОЙ КРИСТАЛЛ ДИАСПОРА ИЗ КАРЬЕРА СИВЕЦ БЛИЗ ПРИЛЕП (МАКЕДОНИЯ, ЮГОСЛАВИЯ)

Л.Л.Барич

Загреб, Югославия

Самый большой кристалл диаспора был обнаружен недавно в Македонии в карьере доломитового мрамора, где раньше находили лишь мелкие кристаллы диаспора, ориентированно нарощие на корунд. Его грани: $x\{010\}$, $k\{130\}$, $y\{120\}$, $m\{110\}$, $r\{221\}$, $s\{111\}$ и $p\{221\}$, кроме того, он представляет собой двойник по $\{061\}$. На гранях зоны $[001]$ тонкая вертикальная штриховка. Твердость 6,5-7, цвет бледный, синевато-зеленоватый:

$n_p = 1,7014$

$n_m = 1,7220$

$n_g = 1,7486$

(в n_a -свете измерены на рефрактометре Клейна). В некоторых пластинках, отколотых по совершенной спайности по $[010]$, методом Берека определен $2V = (+84)$, $(+84)$, $(+85)$. Измерена кривая абсорбции в области ИК-спектра. Желтые прозрачные кристаллы корунда из Ньюлина (США) шли в огранку как драгоценные камни, а Mn -диаспор установлен в марганцевом месторождении Постмасбург (Южно-Африканская Республика); его длина 8 см, ширина 1,5 см и толщина в направлении $[010]$ максимально 2 мм.

О ГЕОХИМИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ
СУПРАКРУСТАЛЬНОГО ПОЯСА ИСУА, ЗАПАДНАЯ ГРЕНЛАНДИЯ

Е.Ягоуц, П.В.Аппель, Х.Вэнке

Майнц, ФРГ

Супракрустальный пояс Исуа расположен среди гнейсов Амйтсок в 150 км северо-восточнее Готхаба, Западная Гренландия. Супракрустальные породы обнажаются в пределах дугообразного пояса длиной 30 км и шириной до 3 км. Радиометрический возраст супракрустальных пород так же, как и гнейсов Амйтсок, 3700–3800 миллионов лет. Rb-Sr датировка гнейсовых жил показывает, что гнейсы Амйтсок моложе, чем супракрустальные породы.

Супракрустальный пояс состоит в основном из метаосадочных пород и метаморфизованных базальтов и риолитов. Метаосадочные породы представлены главным образом кварцитами, карбонатными и полосчатыми железистыми образованиями и мощным горизонтом гранат-ставролитовых сланцев. Кроме того, имеются линзообразные интрузии ультраосновных пород. Супракрустальные породы претерпели интенсивный метаморфизм амфиболитовой фации и изоклинально смяты, по крайней мере, дважды.

Большинство ультраосновных пород, особенно во внешней части пояса, представлены тальк-актинолит-хлоритовыми сланцами. Во внутренней части пояса некоторые ультраосновные породы содержат форстерит (Fe_{90}). Кристаллы оливина обычно имеют средние или крупные размеры (0,1–30 мм) и беспорядочную ориентировку. Главная масса породы превращена в антигорит и серпентин.

Оливины обогащены Sr (360 г/т), Ni (4000 г/т) и Sc (3,8 г/т), по сравнению с оливинами из лерцолитовых нодулей.

Содержание редких земель заметно повышенное. Это указывает на то, что родоначальный для данных оливинов расплав произошел из мантийных пород, бедных гранатом. Предпринята попытка реконструировать его состав, даны пределы составов архейской мантии.

ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФТОРА В МИНЕРАЛАХ, ПОРОДАХ И СЫРЬЕВЫХ МАТЕРИАЛАХ

Х. Аккерманн

Регенсбург, ФРГ

Содержания фтора в породах, минералах и сырье представляют большой интерес не только для геохимических исследований, но и очень важны для наук об окружающей среде, обуславливая загрязнение воздуха, если фтор-содержащие материалы используются для получения промышленной продукции.

Анализ на фтор включает два этапа, во-первых, переведение фтора в раствор, во-вторых, определение прямым методом, т.е. ионно-чувствительным методом.

Нами использована комбинированная методика сплавления измельченного до 100 меш. обр. (весом 0,05–0,4 г) с 5-ти или 10-ти кратным количеством Na/K-карбоната в специальных платиново-иридиевых тиглях и последующей дистилляции перегретым водяным паром и лишенной фтора серной кислотой. Дистиллят смешивается в равной пропорции с TISAB-раствором, и содержание фтора определяется с помощью специального флюоритового ионного электрода (?). Этим методом были проанализированы образцы гранитных пород из Шварцвальда и Баварии и минералы и сырьевые материалы (т.е. глины, полевые шпаты и т.п.). Содержания фтора изменяются от низких концентраций (100–300 г/т) в основных породах до более высоких концентраций (0,1–0,5%) в гранитных породах и до очень высоких в некоторых минералах, именно сепиолитах, слюдах (1–3%). Заслуживает быть отмеченным здесь то, что в каолиновых глинах и китайских глинах из залежей различных типов установлен широкий диапазон концентрации – от 100 до 3000 г/т. Эти концентрации могли быть связаны с различными условиями образования залежей каолиновых и китайских глин, тем более, что в них наблюдалась хорошая корреляция между концентрациями Rb и Rb.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СОСТАВА И СТРУКТУРЫ АПАТИТОВ
ИЗ ФОСФОРИТОВ В ПРОЦЕССЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ И КАТАГЕНЕЗА
ПО ПРИРОДНЫМ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Ю.Н.Занин, Л.М.Кривоуцкая, А.М.Вахромеев, Г.М.Гусев,
Н.М.Лёмина, А.Г.Лундин, А.П.Ряпосов, Т.С.Юсупов

Новосибирск, СССР

Анализ апатитов из фосфоритов, прошедших стадию катагенеза (связанную с погружением на глубины до 5-10 км), показывает определенное сходство их состава и тонкой кристаллической структуры. Для этих апатитов характерно пониженное содержание CO_2 , воды (в форме H_2O) и натрия, в то время как у апатитов, не подвергшихся воздействию катагенеза, содержание указанных компонентов колеблется довольно широко и в общем более высокое. Апатиты фосфоритов, прошедших катагенез, характеризуются также более высокой степенью совершенства кристаллической структуры (большими размерами блоков когерентного рассеяния и меньшей величиной микроискажений). Воздействие в лабораторных условиях на апатиты таких факторов катагенеза, как температура и давление, привело к удалению всех указанных компонентов и увеличению степени совершенства кристаллической структуры. При этом в условиях совместного воздействия температур и давлений происходит формирование кальцита из продуктов разложения исходного апатита.

В природных условиях выветривание и воздействие на апатит агрессивных сред и сверхтонкого измельчения приводят к последовательному выносу фтора, кальция, фосфора; эти процессы также сопровождаются понижением степени совершенства кристаллической структуры апатита (уменьшением блоков когерентного рассеяния и увеличением микроискажений).

О ГЕОХИМИИ МЕТАБАЗАЛЬТОВ И МЕТАРИОЛИТОВ В РАННЕ-
ДОКЕМБРИЙСКОМ СУПРАКРУСТАЛЬНОМ ПОЯСЕ ИСУА (ЗАП.
ГРЕНЛАНДИЯ)

П.В.У.Аппель, Е.Ягоуц

Майнц, ФРГ

Супракрустальные толщи Исуа образуют среди гнейсов Амитсок дугообразный пояс длиной 30 км и шириной до 3 км (Allaart, 1976). И для тех и для других радиологический возраст в интервале 3,5–3,8 млрд. лет (Moorbath et al, 1975). Супракрустальная толща состоит из метаморфизованных осадочных, вулканогенных и интрузивных пород. Метабазальты представлены, главным образом, слоистыми (туфогенными) и массивными амфиболитами. Последние отвечают экструзивным лавам, дайкам и мелким силлам (Appel, 1977, 1978). Мощные горизонты карбонат-содержащих кремнистых сланцев, вероятно, представляют метариолиты (Allaart, 1976).

Распределение породообразующих элементов в метабазальтах Исуа аналогично другим архейским метабазальтам (Appel, 1978). Для редких элементов имеются лишь отдельные определения содержания нейтронно-активационным методом в метабазальтах и метариолитах – табл. I, где (1) – (3) – массивные амфиболиты, (4) – слоистый амфиболит.

	(1)	(2)	(3)	(4)
Co (г / т)	47,8	53,9	49,1	47,4
Ni "	140	160	160	-
Cr "	194	279	290	80

В целом геохимически амфиболиты Исуа сходны с другими архейскими метабазальтами, различия заметны только в отношении Cr. В то время как амфиболиты Исуа по содержанию Cr близки к океаническим толеитам (или беднее их), большинство других архейских метабазальтов имеют существенно большие концентрации Cr, чем толеиты.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЦЕОЛИТИЗАЦИИ В ТУФОГЕННЫХ ТОЛЩАХ

Г.Н.Киров, В.Печигаргов

София, Болгария

В распределении цеолитовых минералов туфогенных толщ обычно наблюдается вертикальная или латеральная зональность, возникающая под влиянием различных факторов — таких как температура, щелочность растворов, глубина залегания осадков и другие.

Экспериментальное исследование проводилось в термоградиентном автоклаве в интервале температур 110–260°C в растворах NaOH и KOH, при отношении стекло:раствор = 1,3:1. Анальцит, морденит, клиноптилолит и филлипсит синтезировались из стекла риолитового состава (перлита и пемзы); анальцит, филлипсит, цеолит Na-P и тоберморит — из стекла базальтового состава, а анальцит, морденит, клиноптилолит и филлипсит — из смеси базальтового стекла и опала.

Исследовано также влияние температуры и химического состава цеолитовых реакций с привнесом и выносом SiO₂, получены полевые шпаты, анальцит и морденит из клиноптилолита, эрионита, шабазита и филлипсита. Клиноптилолит синтезирован из смеси филлипсита и 30% биогенного опала.

В работе обсуждается роль таких факторов, как температура, химический состав стекол и поровых растворов, размер частиц и проницаемость породы для возникновения зональности цеолитов в вулканических туфах. Полученные экспериментальные результаты сравниваются с данными по известным месторождениям цеолитов.

НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ БОРА В СКАРНАХ

С.В.Малинко

Москва, СССР

За последние два десятилетия в скарных ассоциациях установлена серия новых минералов бора — кальциевых и магниевых-кальциевых боратов и карбонатборатов, насчитывающая 15 новых

минеральных видов. Эти минералы открыты и изучены в Советском Союзе и утверждены Международной комиссией по новым минералам и названиям минералов: кальциевые бораты - кальциборит $\text{Ca}_2[\text{B}_3\text{O}_7]_2$, сибирскит $\text{Ca}_2(\text{OH})[\text{B}_2\text{O}_4(\text{OH})]$, коржинскит $\text{CaB}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, уралборит $\text{Ca}_2[\text{B}_4\text{O}_4(\text{OH})_8]$, вимсит $\text{Ca}[\text{B}_2\text{O}_2(\text{OH})_4]$, нифонтовит $\text{Ca}_3[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_6]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, фроловит $\text{Ca}[\text{B}(\text{OH})_4]_2$, пентагидроборит $\text{Ca}[\text{B}_2\text{O}(\text{OH})_6] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, солонгоит $\text{Ca}_2[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_4] \text{Cl}$, ольшанскит $3 \text{CaO} \cdot 2\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$, гексагидроборит $\text{Ca}[\text{B}(\text{OH})_4]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; магниевые-кальциевые бораты - курчатовит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Mn})[\text{B}_2\text{O}_5]$, федоровскит-роуит $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Mn})_2\text{B}_4\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot (\text{OH})_4$; карбонатобораты - сахайт $\text{Ca}_{48}\text{Mg}_{16}(\text{BO}_3)_{28}(\text{CO}_3)_{16}\text{Cl}_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, боркарит - $\text{Ca}_4\text{MgB}_4\text{O}_6(\text{OH})_6 \cdot (\text{CO}_3)_2$.

Совокупность новых минералов бора представляет неизвестный ранее тип эндогенного борного оруденения, генетически и пространственно связанного с известковыми скарнами.

Новые бораты кальция - кальциборит, коржинскит, уралборит, вимсит, нифонтовит, фроловит, пентагидроборит и гексагидроборит характеризуются постоянным отношением $\text{CaO}:\text{B}_2\text{O}_3 = 1$ и представляют неизвестную ранее группу метаборатов кальция, для которой установлены:

закономерное изменение физических свойств минералов в зависимости от состава: понижение плотности, твердости, показателей преломления, температур эндотермических эффектов с увеличением содержания воды в минералах;

зависимость между распространенностью в природе отдельных минеральных видов и строением их борокислородных комплексов, а именно: преимущественное развитие минералов, содержащих моноядерные и диядерные комплексы бора, по сравнению с другими, включающими анионы более сложного строения.

Новые бораты магниевые-кальциевые образуют в природе изоморфные бораты магниевые-кальциевые образуют в природе изоморфные серии с переменным соотношением Mg/Mn и Mg/Fe^{2+} . Открыт и изучен изоморфный ряд роуита $\text{Ca}_2\text{Mn}_2(\text{OH})_4 \cdot \text{B}_4\text{O}_7(\text{OH})_2$ - федоровскита $\text{Ca}_2\text{Mg}_2(\text{OH})_4 \text{B}_4\text{O}_7(\text{OH})_2$. Основано существование в природе изоморфных рядов курчатовита CaMgB_2O_5 - $\text{CaMn}^{2+}\text{B}_2\text{O}_5$ и CaMgB_2O_5 - $\text{CaFe}^{2+}\text{B}_2\text{O}_5$.

Многочисленные находки новых боратов и карбонатборатов в Советском Союзе и за рубежом свидетельствуют о широком распространении этих минералов в природе.

ОНТОГЕНИЯ МИНЕРАЛОВ КАК МЕТОД ПОЛУЧЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

А. Г. Жабин

Москва, СССР

На уровне организации вещества "минеральный индивид-агрегат" онтогения минералов исследует зарождение, рост, изменение, уничтожение минеральных индивидов и агрегатов, их индивидуальную историю. Систематическое выявление стадий сингенеза, диагенеза и метаморфизма помогает обнаружить индивидуальные циклы. В природе же преобладают пслициклические горные породы и руды. Стадиальный онтогенетический анализ (сингенез, диагенез и метаморфизм) должен применяться для выявления генезиса горных пород всех типов, а не только осадочных. Систематическое применение этого анализа позволяет получать сопоставимую и легко шифруемую (кодирруемую) генетическую информацию. Выявлены физические свойства границ зерен в агрегате, обуславливающие стереометрию структур. Исследована "ячейка Коксетера", соответствующая равновесной форме монокристалльного зерна в гранобластовом агрегате. Методом измерения дигедральных углов в двухминеральных агрегатах (например, кварц-апатитовых) доказана возможность определения степени приближения каркаса границ к равновесию, т. е. признаки парагенезиса. Формированием равновесного каркаса границ зерен завершается установление полного физико-химического равновесия в агрегате. Универсальным метаморфическим эквивалентом всех первичных ростовых (сингенетичных) структур агрегатов является гранобластовая структура. Друзовые (на основе монокристалла или сферолита), параллельно-волокнистые, эвтектические (пластинчатые, стержневые и глобулярные) являются самоорганизующимися ростовыми системами, структурно-текстурная характеристика которых практически не зависит от вида слагающих минералов.

О МЕСТЕ И ВРЕМЕНИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ВКРАПЛЕННИКОВ
ПЛАГИОКЛАЗА В ПРОДУКТАХ НОВЕЙШИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ
ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

О.Н.Волынец, А.П.Хренов, Г.Б.Флеров,
А.И.Цюрупа, Ю.В.Ванде-Кирков

Петропавловск-Камчатский, СССР

Исходные материалы были получены авторами при изучении побочных извержений вулканов Алаид (1972 г.) и Тятя (1973 г.), Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. и извержения Карымского вулкана в 1970–71 гг. Были также привлечены опубликованные данные по извержениям вулканов Карымского в 1962–65 гг., Ключевского в 1945, 1966 и 1974 гг. и Безымянного за периоды с 1956 по 1976 гг.

Установлено, что самое низкое количество вкрапленников и плагиоклаз наименее упорядочен и имеет наиболее кальциевый состав в периоды максимальной эксплозивной активности и максимальных расходов лавы. Первые порции расплавов нередко характеризуются субафировой структурой.

Количество вкрапленников в бомбах систематически ниже, чем в одновременно излившихся лавах. В жидких базальтовых лавах Толбачинского извержения установлена прямая зависимость объема вкрапленников от времени пребывания расплава в движущемся лавовом потоке или трубах и "карманах" в толще лавового поля и отсутствие какой-либо связи с изменениями валового химического состава базальта.

Сделаны выводы о том, что, по крайней мере, часть объема фенокристаллов плагиоклаза образовалась в приповерхностных условиях, в случае Толбачика – непосредственно в лавовых потоках. При этом фенокристаллы полностью или частично кристаллизовались именно из того вещества, в котором они находятся.

НЕОБЫЧНЫЕ АССОЦИАЦИИ ФОСФАТНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ЮЖНОЙ АВСТРАЛИИ

Е.Р.Сегнит, Дж.Ваттс

Мельбурн, Австралия

Изучаются проявления фосфатных минералов из Южной Австралии. Одно из них находится в Мокулта, близ Ангастона, примерно в 50 км к северу от Аделаиды; другое — в Айрон Ноб, на Эйрском полуострове.

Проявление Мокулта

Большое количество небольших залежей фосфатных пород встречается в основании кембрийских известняков Южной Австралии. В районе Ангастон эти породы локально метаморфизованы, известняк преобразован в грубозернистый мрамор. Фосфатные породы уплотнились и позднее были брекчированы с соответственным перераспределением фосфора и образованием некоторых новых фосфатных минералов.

Первым из минералов кристаллизовался апатит, цементируя брекчированный фосфорит и образуя пересекающиеся прожилки, мощностью I — 2 мм, и оторочки жеод. В отсутствии железа на апатите образовывались крэндаллит и горсейксит. В присутствии железа прожилки соответственно выполнялись дафренитом и рокбриджитом, в то время как бераунит, какоксенит и пириловит кристаллизовались в жеодах. Соответственно образовывались безжелезистые фосфаты, такие как варисцит, флюэлит и минуйлит, за которыми кристаллизовался вавеллит; последние три минерала образовывали иногда прозрачные идиоморфные кристаллы величиной до 2 мм. На флюэлите откладывался белый жемчужный налет неидентифицированного алумофосфата кальция.

Проявление Айрон Ноб

Фосфор докембрийских железных руд Айрон Ноб, Южная Австралия, образовал спорадические проявления разнообразных фосфатных минералов в трещинах и пустотах, которые образовались выше уровня грунтовых вод и обычно встречаются совместно. Минеральные ассоциации включают турквизит-вардит-вавеллит, вардит-вавеллит, монтгомериит-миллисит, монтгомериит-варисцит (ярко розового цвета),

цириловит-стренгит, апатит-вардит, тирквизит-крендаллит, горсейксит (псевдоморфозы по апатиту) и неидентифицированный алюмофосфат цинка. Последний минерал встречается в виде бледно-коричневатых и желтых агрегатов очень мелких иголочек.

ПЕТРОЛОГИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ В ЗОНЕ МАЙЗУРУ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЯПОНИЯ) И ЕЕ ОКРЕСТНОСТЯХ

К. Курокава

Нагаока, Япония

В зоне Майзуру, внутренней зоне юго-западной Японии, и ее окрестностях, встречаются два типа ультраосновных массивов разного происхождения. Первый является ультраосновным тектонитом, а второй — кумулятивным типом, кристаллизовавшимся из габброидной магмы. Кумулятивный тип образует небольшой расслоенный массив с габброидами, а тектонический включает как гарцбургиты, так и верлиты. Ультраосновные тектониты обнаружены в Сангумской метаморфической пачке вдоль северного края зоны Майзуру. Они в основном состоят из серпентинизированного дунита, сопровождаемого гарцбургитовыми, лерцолитовыми, клинопироксенитовыми, амфиболитовыми породами, и габбро. Что касается Оямского (Коморского) ультраосновного массива, в нем обнаружены в довольно большом количестве (около 15%) клинопироксенитовые и амфиболитовые тела и в последних найдены реликтовые ставролит и кианит. Клинопироксен из клинопироксенитов характеризуется низким содержанием Al_2O_3 (0,58—1,69%) по сравнению с клинопироксеном лерцолита (3,27—3,88%). Замечательны фациальные изменения пород в клинопироксенитовых и амфиболитовых телах: от оливинового-клинопироксенита, клинопироксенита к метагабброидным фациям. Отношение $Mg/Mg+Fe$ изменяется в соответствии с изменением фаций; в общем оно равно 0,874—0,500, для амфиболов 0,819—0,529. Дунит и лерцолит обладают монотонным фациальным и химическим составом. Температура равновесия лерцолита, вычисленная по паре ортопироксен-клинопироксен (Wood and Banno, 1972), — $1140 \pm 60^\circ C$. Таким обра-

зом, предполагается, что в Ойском массиве при этой температуре дунит не плавился, в то время как клинопироксенитовые и амфиболитовые породы кристаллизовались из расплава или сегрегированного материала.

АССОЦИАЦИЯ МАЛАХИТ-ЦЕРУССИТ-ПИРОМОРФИТ
ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БРАУН, СЕВЕРНАЯ АВСТРАЛИЯ

Д.Х.Мак Колл

Канберра, Австралия

Описана минералогия и общая геология необычных богатых руд окисленной свинцово-цинковой ассоциации из двух горных выработок с глубины пяти метров от поверхности в субтропических условиях Сев.Австралии.

Геологические факторы, которые влияли на образование массивных малахита, церуссита и пиломорфита, заключаются в наличии непосредственно подстилающих карбонатных пород и сезонно изменчивого уровня грунтовых вод, наиболее высокого в районе в период дождей. Минералогические особенности месторождений сопоставлены с другими месторождениями мира. Предположены геохимические факторы, которые могли способствовать образованию определенных габитусов кристаллов.

ТИПОМОРФИЗМ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ КАК ИНДИКАТОР
ГЛУБИННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ
ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В.А.Калкжний, Н.М.Давиденко, А.С.Ширица

Киев, Львов, Рига, СССР

Для геологической практики необходимы сведения о глубинности гидротермального рудогенеза. В частных случаях требуется методика, позволяющая непосредственно по единичным находкам золотоносных парагенезисов минералов судить о генетической группе и глубинности образования минеральных ассоциаций. Ее разработке могут способствовать сведения, полученные для разнотермальных гидротермальных, контактово-метасоматических и метаморфогенных кварцево-жильных образований металллоносных районов Северо-Востока СССР.

О типоморфном значении флюидных включений в минералах гидротермальных золотоносных жил можно судить на примере широко известной главной россыпеобразующей в Восточной Сибири золото-кварцевой малосульфидной формации глубинного класса (Петровская, 1967).

Изучение включений в минералах золоторудных месторождений различных формаций показало, что минералообразующие флюиды, принимавшие участие в их формировании, отличаются температурами, давлением, агрегатным состоянием и химическим составом.

Самые высокие температуры флюидов (400–300°C) характерны для минеральных комплексов глубинных образований; близповерхностные месторождения золота связаны со сравнительно низкотемпературными гидротермальными растворами (около 195–170°C и ниже), средние температуры (295–285°C) свойственны слабо золотоносным жилам гипабиссального класса.

При образовании среднеглубинных золотоносных жил давление достигало 850–900 атмосфер.

Судя по результатам анализа, включения в минералах гидротермальных золотоносных жил глубинного класса содержат углекислоту (8I,27%; в ранних минералах 83,8I–95,62%), азот (II,47%; его содержание убывает в минералах ранней стадии), метан (4,15–4,67%) и другие газы.

Обычно углекислота является одним из основных газов включений в минералах золоторудных месторождений. Высокая концентрация CO_2 в минералообразующих растворах способствует миграции золота. В последующем гетерогенизация их сопровождается интенсивным выделением золота (продуктивная стадия минералообразования). Углеводороды часто присутствуют в газовой смеси растворов. Повышение содержания азота связано с уменьшением глубины. Существует определенная зависимость между содержанием золота в пробах и количественным изменением газовых компонентов, она прямо пропорциональна для золота и метана, частично – золота и азота; и обратно пропорциональна – для золота и углекислоты.

ОБ ЭВОЛЮЦИИ ФРАМБОИДАЛЬНОГО ПИРИТА

Ж. Пруво

Лилль, Франция

Исследование многочисленных пиритовых образований позволяет предположить, что эволюция кристаллов из фрамбоидальной стадии к классической кристаллической форме является одним из основных механизмов роста природных кристаллов в диагенетической обстановке.

Изучение полированных шлифов различных регионов и особенно богатой коллекции, собранной в кимериджских отложениях Булони (Па-де-Кале, Франция), показывает, что внутренняя перестройка фрамбоидов приводит в некоторых случаях к появлению кристаллических форм. Когда такие фрамбоиды соединяются между собой, они способны перестраиваться, следуя законам симметрии, и таким путем становятся крупными кристаллами. Многочисленные фотографии иллюстрируют ход этого процесса.

КУММИНГТОНИТ, ОЛИВИН, ОРТОПИРОКСЕН. ПОЛЯ УСТОЙЧИВОСТИ И
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

В.И. Фонарев, Г.Я. Корольков, Т.Н. Докина

Черноголовка, СССР

Экспериментальное изучение фазовых равновесий в системе $MgO-FeO-SiO_2-H_2O-O_2$ с участием минералов переменного состава (куммингтонитов, оливинов и ортопироксенов) проводилось в температурном интервале $560-850^\circ C$ при $P_{H_2O}=P_{общ}=1000-9000 \text{ кг/см}^2$ и летучести кислорода, фиксируемой кислородными буферами. Исследован нижний температурный предел устойчивости ассоциации $Orx+Q$ при летучести кислорода, соответствующей никель-бунзенитовому и кварц-фаялит-магнетитовому буферам. В первом случае образуется ассоциация $Cum+Mt$, во втором - $Cum+Ol$. При $P=1000, 3000$ и 5000 кг/см^2 температура равновесия первой реакции соответственно равна $725, 770$ и $780 \pm 10^\circ C$; при $P=3000$ и 5000 кг/см^2 температура равновесия второй реакции - 725 и $735 \pm 10^\circ C$ соответственно. 1. В ассоциации $Cum+Q+Mt$ железистость куммингтонита при буфере NNO уменьшается с ростом температуры и увеличивается с повышением давления. 2. Для $Orx+Q+Mt$ железистость ортопироксена увеличивается с ростом температуры и давления. 3. Для $Cum+Ol+Q$ железистость куммингтонита и оливина убывает с ростом температуры и соответственно увеличивается при повышении давления. 4. $Orx+Ol+Q$, для оливина и ортопироксена характерно существенное увеличение железистости с повышением давления и относительно слабое с повышением температуры. 5. $Orx+Cum+Q$, с увеличением температуры заметно уменьшается железистость как ортопироксена, так и куммингтонита.

На основании полученных экспериментальных данных установлено, что минералы ряда оливина близки к идеальным твердым растворам. Ортопироксеновые твердые растворы в температурном интервале $750-850^\circ C$ характеризуются слабым отрицательным отклонением от идеальности; при $T 1000^\circ C$ - отклонение от

идеальности знакопеременное (положительное в области магниезальных составов и отрицательное – в области железистых). Для куммингтонитовых твердых растворов определено существенное отклонение от идеальности, особенно в области относительно низких температур (600–700°C).

Экспериментальные данные по условиям стабильности различных минеральных ассоциаций, включающих куммингтониты, оливины и ортопироксены, и термодинамические характеристики твердых растворов этих минералов позволили установить ряд минералогических геотермометров и геобарометров и оценить летучесть кислорода и парциальное давление воды во флюиде, например при метаморфизме железисто-кремнистых пород.

КАЛИЕВЫЕ РИХТЕРИТЫ МЕЗОВОЙСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНСКОГО ШИТА

К. А. Лазебник, Ю. Д. Лазебник, Д. А. Кулагина

Якутск, СССР

Калиевый рихтерит установлен в субщелочных и щелочных мезозойских породах западного склона Алданского щита. Содержание в нем K_2O по данным химического анализа колеблется от 4,0 до 4,5%. Близкие по содержанию K_2O рихтериты до сих пор были известны только в щелочных магматических породах (Prider, 1939; Hernandez-Pacheco A., 1964; Erlank A. J., Finger L. M., 1970).

Выделены три разновидности.

Первая разновидность представлена обычно хорошо ограниченными призматическими кристаллами сине-зеленого цвета, размером до 3 мм, N_g от 1,635 до 1,649, содержание CaO в минерале не превышает 4,0%, а содержание Na_2O выше, чем содержание K_2O и достигает 5,5%, железистость – 20 мол.%.

Для второй разновидности рихтерита характерны тонкие, часто изогнутые лейсты, образующие спутанно-волокнистые или радиально-лучистые агрегаты бледного серовато-зеленого цвета, N_g – 1,632 – 1,621. Содержание CaO в этих рихтеритах более

высокое 5,5 - 6,0%, а Na_2O обычно несколько ниже, чем 5,5%, железистость - 10 мол. %.

Рихтериты, относимые к третьей разновидности, имеют вид тончайших иглоподобных призм, бесцветных, водяно-прозрачных, часто с хорошо видимой огранкой, $n_g = 1,615 - 1,623$. Они содержат максимальное количество CaO - 6,7%, тогда как содержание Na_2O в них минимальное и почти равно содержанию K_2O , составляя 4,5%, железистость 4 мол. %.

Находки различных по составу и генезису пород, содержащих К-рихтерит, в одном из районов западного склона Алданского щита, позволяют предположить существование здесь своеобразной провинции щелочных пород. Специфичность ее подчеркивается развитием на этой территории нигде до сих пор не встреченных чароитовых пород с минералами "эндемиками" - чароитом и тинанкситом.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ И РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ ОЛИВИНОВ В ГИПЕРБАЗИТАХ ОФИОЛИТНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА СИБИРИ

А.И. Гончаренко

Томск, СССР

Механизм деформации гипербазитов в офиолитах юга Сибири отчетливо проявляется в структурах оливинов.

Выделяются два типа структур - дислокационные и рекристаллизационные. I тип. Дислокационные структуры, для которых отмечаются следующие особенности: 1) Системы скольжения $[100]$, (010) , $[0k1]$, (010) ; 2) Кливажирование по (010) , (100) и др. 3) Пластический изгиб кристаллов: а) развитие S-образного кливажа; б) микроскладчатость кливажированных индивидов. 4) Пластический излом кливажированных зерен.

II тип. Рекристаллизационные структуры: 1) Блестопорфировая структура - реликты первичных индивидов оливина на фоне мелкозернистого агрегата новообразованных зерен; 2) Мозаичная (полигональная) - равновесная структура ненапряженных

зерен: 3). Структура первичной рекристаллизации, связанная с появлением отдельных необластов, растущих за счет деформированных зерен, 4). Структура вторичной рекристаллизации - гетерогранобластовая микроструктура ненапряженных оливиновых агрегатов; 5). Микроструктура отжига - возникновение на месте исходных зерен оливина закономерно ориентированных субзерен; 6). Структура турбулентного пластического течения - полигональный агрегат кристаллов длиннопризматического габитуса с изометричными зернами в интерстициях.

Особый тип представляют стресс-кристаллизационные структуры, которые характеризуются ориентированным ростом зерен оливина под действием стрессовых напряжений.

Установлено, что дислокационные структуры оливина пользуются преимущественным распространением в гипербазитовых массивах, приуроченных к областям палеозойской складчатости, а рекристаллизационные - в массивах, тяготеющих к выступам протерозойского фундамента.

ИЗУЧЕНИЕ ОДНОСЛОЙНОГО ТРИКЛИННОГО ХЛОРИТА (ПЕННИНА) МЕТОДОМ НЕЙТРОННОЙ ДИФРАКЦИИ

В.Иосвиг, Х.Фуэсс, И.Такеучи

Франкфурт, ФРГ; Токио, Япония

Нейтронная дифракция однослойного триклинного хлорита, политапа II b, применялась для получения первых надежных данных по системе водородных связей в минералах хлорита.

Было получено около 1000 отражений, $2\theta=80^\circ$ на Д8 четырехкружном дифрактометре модели LL (Тренобль), при $\omega/\chi \ominus$. Уточнение изучения занятости тетраэдрических и октаэдрических позиций; определение анизотропного температурного фактора и изотропного фактора, которые дали конечный R-фактор, равный 2,4%.

В уточненной структуре имеется четкая упорядоченность

длин связей и углов в различных слоях, сохраняющих гексагональную и тригональную симметрию, соответственно; но обнаруживается сжатие вдоль оси C . В тетраэдрической позиции нет упорядоченности Si/Al , что доказано длинами связей и уточненным разбросом длин связей, преимущественная занятость позиций Al однако, наблюдалась в октаэдрической позиции бруситового слоя. Тальковые и бруситовые слои связаны водородными связями. Три симметрично независимые $O-H$ диполя перпендикулярны бруситовому слою, но они значительно наклонены в сторону соответствующих кислородных атомов силикатного слоя. При отсутствии водородной связи $O-H$ диполи были бы перпендикулярны, как это характерно для бруситового слоя.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МАНТИЙНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ АНДЕЗИТОВ МОЛОДОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОНУСА КОТОПАКСИ

В.Наребски

Краков, Польша

Детальные геохимические исследования 27 образцов андезитов из молодого вулканического конуса Котопакси показывают, что они представлены четко различающимися типами андезитов, которые сравнимы с характеристическими типами андезитов формации Центральных Анд по Пичлеру и Зейлу. Следовательно подтверждается представление, согласно которому в Андах имеется по крайней мере два подтипа андезитов, генетически связанных с фрагментами коры из окраины континентальной плиты Южной Америки, отражающими различные наклоны зоны Беньофа. Полученные геохимические данные хорошо согласуются с геофизическими моделями и показывают, что молодой андезитовый магматизм Северных Анд генетически связан с плавлением материала верхней мантии.

СВЯЗЬ МОРФОЛОГИИ СКЕЛЕТНЫХ КРИСТАЛЛОВ С УСЛОВИЯМИ РОСТА

В.А.Петровский, В.П.Рузов, В.Ф.Михайлов

Сыктывкар, СССР

В докладе представлены результаты экспериментального материала по росту скелетных кристаллов алюмокалиевых квасцов в гравитационно-расслоенном растворе. Прослежено несколько стадий процесса перехода монокристаллического полиэдра в скелетный кристалл и последующего развития ворончатых и коробчатых образований.

Процесс кристаллизации осуществлялся в изотермических условиях путем испарения раствора. Подток концентрированного раствора к растущему кристаллу осуществлялся в основном сверху из поверхностного слоя. По данным голографической интерферометрии, раствор характеризовался постепенным изменением плотности полос по высоте кюветы с резким нарастанием в верхних слоях.

Кристаллы, выращенные в таком растворе на разных гипсометрических уровнях, оказываются морфологически различными. Для кристаллов, наиболее удаленных от поверхности раствора, характерно одинаковое развитие граней $\{III\}$, $\{II0\}$ и $\{I00\}$. По мере приближения границы фаз "раствор-воздух" нарастает скорость тангенциального роста тыловых граней. При приближении границы фаз (т.е. слоя локально пересыщенного раствора) к тыловым граням, наблюдается интенсивный процесс кристаллизации на границе фаз "кристалл-раствор-воздух" с резким преобладанием радиального роста над тангенциальным за счет разрастания ребер $(III): (III\bar{I})$, $(III):(II0)$ и $(III):(I00)$. При этом формировались карнизные формы с образованием по каждому ребру комплекса радиальных поверхностей. Нарастания наблюдались не только по ребрам, но и по вершинам. При последующем продвижении границы фаз "раствор-воздух" относительно кристалл-субстрата, трансляция реберно-вершинных разрастаний способствует формированию пустотелого воронкообразного каркаса.

В случае повторного погружения скелетного воронкообразного кристалла, слагающие его элементы реберных форм разрастаются в гранные с образованием коробчатой формы. Полученные формы представляют комбинацию внутренних и внешних скелетов.

В докладе приводятся данные о связи между внешней симметрией кристалла и кристаллообразующей средой, установленные с помощью голографической интерферометрии. Наблюдения над образованием скелетных форм способствуют пониманию особенностей роста природных скелетных кристаллов (широко распространенных, например, в открытых полостях гидротермальных месторождений и, особенно, в минеральных телах метасоматической природы).

КИНЕТИКА РОСТА КРИСТАЛЛОВ ИЗ РАСТВОРОВ, ПРИЛОЖЕНИЕ ТЕОРИИ РОСТА КРИСТАЛЛОВ К ПРАКТИКЕ ВЫРАЩИВАНИЯ КРИСТАЛЛОВ ИЗ РАСТВОРОВ

П. Беннема

Ниймеген, Нидерланды

Дается краткий обзор современным разработкам по процессу роста кристаллов в компьютерной обработке. Внимание обращается на следующее: (i) кривые зависимости от $\Delta\mu/kT$. и (ii) последние разработки концентрации грубого перехода от непрерывного роста к механизму слоевого роста.

Далее обсуждается вопрос согласования (корреляция) компьютерных данных по росту кристаллов и экспериментальных данных по росту кристаллов из раствора.

Особое внимание будет сосредоточено на том, как фактор Джексона, который определяет свойства поверхности, может быть подсчитан для истинных растворов, насыщенных по отношению к твердому веществу. Для этих расчетов мы использовали: (i) кристаллографическую морфологическую теорию Hartman-Perdok (Хартман-Пердок) (ii) термодинамические модели для раствора. Также рассматриваются пути подсчета движущей силы

кристаллизации Δ_m / K_T .

Затем будет проведено сравнение расчетов с экспериментальными данными, которые предусматривают явление огрубения поверхности.

Если время позволит, будут обсуждаться наблюдения за спиральями, которые под влиянием деформации обнаруживают очень своеобразное поведение. Это может быть объяснено последними обобщениями спиральной теории Кабрера и Левина.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛОГИИ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ (ИСТОРИЯ ВОПРОСА, СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ПЕРСПЕКТИВЫ)

С.С.Савкевич

Ленинград, СССР

Сведения о составе и свойствах органических минералов, в большинстве относятся к концу XIX в. Попытки их классификации, предпринятые в крупных сводках (Dörlter, 1931; Hintze, 1933; Орлов, Успенский, 1936; Tschirch, Stock, 1936), имели место без достаточно полной и единообразной характеристики изучаемых объектов, при отсутствии ведущих диагностических признаков. Кажущаяся "непознаваемость" этих объектов породила к середине XX в. тенденцию сохранить в числе объектов минералогии лишь природные кристаллические образования (Winchell, 1949) и как крайность - кристаллы только абиогенного генезиса (Поваренных, 1966).

В настоящее время такие ограничения вряд ли оправданы, поскольку исходя из концепции о различных геологических уровнях организации вещества (материи), помимо минералогии, нет науки, которая охватывала бы все объекты минерального (условно - надмолекулярного) уровня организации. Такой широкий подход к определению объектов минералогии был постулирован ранее В.И.Вернадским и нашел свое отражение в работах А.Г.Бетехтина, Д.П.Григорьева, Е.К.Лазаренко, Ф.В.Чухрова и некоторых других.

Изложенное дает все основания относить физически обоснованные органические соединения — продукты геологических и (космических) процессов, к числу объектов минералогии. Среди органических минералов, как и среди неорганических, есть крайние по степени упорядоченности индивиды: кристаллы и аморфные тела. Определенная разница между этими двумя системами минералов состоит в том, что большинство неорганических минералов имеет упорядоченные структуры. Среди органических минералов соотношение обратное. Природа этой разницы обусловлена химическими особенностями углерода. Поскольку подавляющее большинство органических минералов образуется путем поликонденсации или сополимеризации, преобладающую роль в этой системе будут играть минеральные виды как с расходящимися, так и с замкнутыми пределами изменчивости. Эти две гигантские по объему (и значению) системы способны давать также промежуточные соединения, к числу которых относятся органо-минеральные комплексы.

Среди известных органических минералов лучше всего изучены их немногочисленные кристаллические представители. Несоизмеримо менее-аморфные (главным образом, полимерного строения). Лишь в последнее десятилетие с привлечением новых физических и физико-химических методов стали изучать янтареподобные ископаемые смолы. Ревизия ископаемых смол, описанных ранее как отдельные минеральные виды, показала, что они представляют собой крайние или промежуточные члены переходных рядов, которые могут отождествляться с минеральными видами, обладающими разными для конкретных случаев пределами изменчивости. Весьма плодотворным оказался онтогенетический подход к изучению этих объектов.

РУДООБРАЗОВАНИЕ В УСЛОВИЯХ ДЕЙСТВИЯ ФУМАРОЛ И ИХ
ЗНАЧЕНИЕ В ГЕНЕЗИСЕ ЭКСТАЛЯЦИОННЫХ СУЛЬФИДНЫХ
ЗАЛЕЖЕЙ

А. Ваушкун

Гейдельберг, ФРГ

В настоящее время на Золовом острове Вулкано (Италия) и в горячих вулканических озерах вулканической зоны Насу (Хоккайдо, Япония) формируются залежи сливных и вкрапленных образований серы и сульфидов. Фумароловые газы в обоих районах имеют сходный химический состав.

Выделяется четыре стадии активности фумарол (с различными E_h и pH), рассматриваемые нами как ступени длительного процесса и на которых при благоприятных условиях могли образоваться залежи сульфидов. E_h и pH условия определяются взаимодействием кислотных фумароловых газов, характеризующихся низким окислительно-восстановительным потенциалом, с поверхностными или озерными водами, богатыми кислородом воздуха: 1) Разложение вулканических пород горячей серной кислотой. 2) Образование вкрапленных сульфидов в гидротермально-измененных вулканических породах. 3) Осаждение сульфидов и самородной серы в условиях повышенной кислотности. 4) Осаждение сульфидов только в слабокислых условиях.

R-модель факторным анализом были получены 144 образца, на Cu , Zn , Pb , Co , Ni , Mn , Cr , Fe , As и S . Результаты показали различное поведение этих элементов для разных фумарол. Как результат этих исследований, была определена модель образования эксталяционных сульфидных залежей, которая также объясняет образование различных типов руд для фаунистически охарактеризованных эксталяционных сульфидных залежей.

К ВОПРОСУ О СИСТЕМАТИКЕ И ИДЕНТИФИКАЦИИ
МЕТАМИКТНЫХ МИНЕРАЛОВ

А.И. Комков

Ленинград, СССР

Минералы могут находиться в различной стадии метамиктного распада, начиная от нарушения дальнего порядка в расположении атомов, и кончая полностью распавшейся решеткой, где отсутствует какая-либо "память" об исходной структуре. При этом различаются химически неизменные минералы, у которых состав близок к дометамиктному составу, и минералы, претерпевшие наряду с метамиктным превращением также вторичные химические изменения, вызвавшие изменения их исходного катионного состава.

Метамиктные минералы, которые в процессе их перехода в кристаллическое состояние восстанавливают свою исходную дометамиктную структуру, могут рассматриваться как своеобразные разновидности соответствующих кристаллических минералов, и систематика и идентификация таких метамиктных образований могут быть осуществлены на основе тех же критериев, которые используются для обычных кристаллических минералов.

Если метамиктное образование в процессе "термообработки" в момент его перехода в кристаллическое состояние обнаруживает раскристаллизацию нескольких фаз, или одной фазы, являющейся результатом раскристаллизации части метамиктного вещества, то его уже нельзя рассматривать в качестве разновидности какого-либо кристаллического минерала. Такое минеральное образование может представлять собой либо продукт полного метамиктного распада минерала с полностью распавшейся "решеткой" (если катионный состав этого образования отвечает дометамиктному составу минерала), или продукт как метамиктного, так и вторичного химического изменения какого-либо минерала (в случае измененного катионного состава).

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ
ТИПОМОРФИЗМА ЦЕОЛИТОВ И СОПУТСТВУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ
В ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

С.И. Шуменко

Харьков, СССР

С помощью сканирующего электронного микроскопа изучена кристалломорфология цеолитов в ряде месторождений осадочного и осадочно-вулканогенного типов.

Цеолиты осадочно-диагенетических месторождений образуют хорошо выраженные кристаллы с размерами, как правило превышающими 10 мкм. Они составляют ряд гейландит-кальциевый клиноптилолит с промежуточными по составу и свойствам разновидностями. Для всех кристаллов характерен определенный набор пина-коидов, реже призм (диздров). Нередко цеолиты ассоциируют с каркасными сферами тридимит-кristобалитового состава, в большинстве более поздними, чем цеолиты. Связь этого типа цеолитов с явной или "камуфлированной" пирокластикой не наблюдается.

Цеолиты вулканогенно-осадочных месторождений (клиноптилолит, гейландит, морденит) характеризуются гетероморфностью с последовательной сменой скрытозернистых масс - таблитчатыми и волокнистыми генерациями кристаллов. Преобладание той или иной генерации варьирует в различных месторождениях и горизонтах, что может сказаться на свойствах цеолитового сырья.

Для цеолитизированных туфов (включая и туфы кислого состава) не характерны каркасные сферы тридимит-кristобалитового состава.

Так называемая "сметтит-кristобалит-цеолитовая ассоциация" не может служить надежным индикатором участия в процессах минералообразования вулканогенного материала.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТА В ПРОЦЕССЕ
ОКОЛОРУДНОЙ АРГИЛЛИЗАЦИИ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬ-
НЫМ ДАННЫМ)

Е.Н.Судовикова

Ленинград, СССР

Поставлена серия опытов по экспериментальному моделированию зональности гидротермально-аргиллизированных гранитов в условиях температуры 553°K и давления 75 и 500 атм. Эксперименты производились в стальных автоклавах. Тонкораздробленный гранит плотно набивался во фторопластовую ампулу, помещенную в герметично закрытую фторопластовую пробирку с 4% солянокислым или сернокислым воздействующим раствором.

В результате диффузионного метасоматоза на заключительной стадии опыта, по истечении 144 или 192 часов, были диагностированы новообразования Na-монтмориллонита, гидрослюда, каолинита и алунита.

Парагенетический анализ диаграммы зависимости минеральных ассоциаций от химических потенциалов подвижных компонентов, построенной по методу Д.С.Коржинского, показал, что новообразования глинистых минералов происходят в условиях разложения алюмосиликатов неизмененного гранита при следующих возможных изменениях химических потенциалов подвижных компонентов: уменьшении μ_{CaO} и μ_{H_2O} для процесса монтмориллонитизации и увеличении химических потенциалов этих же компонентов - для процесса гидрослюдизации; увеличении μ_{CaO} , μ_{Na_2O} и μ_{H_2O} - для процесса каолинизации; для процесса алунитизации характерно увеличение μ_{CaO} , μ_{Na_2O} и μ_{H_2O} в системах $\mu_{CaO}-\mu_{H_2O}$ и $\mu_{Na_2O}-\mu_{H_2O}$, а также - увеличение $\mu_{(SO_4)^{-2}}$, при отсутствии зависимости от μ_{H_2O} , в системе $\mu_{(SO_4)^{-2}}-\mu_{H_2O}$.

Эксперименты показали, что в солянокислых средах образуются монтмориллонит, гидрослюда и каолинит, а в сернокислых - алунит. Причем, каолинит образуется в условиях более низкого давления (75 атм) и более высоких pH, чем гидрослюда и

монтмориллонит. Наблюдается интенсивный вынос элементов-примесей из внутренних околорудных зон. Эти выводы подтверждают наблюдения на месторождениях, связанных с гидротермальными аргиллизитами (Ю.В.Казипын, 1967; В.Д.Пампура, 1977).

$\text{FeCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ - НОВЫЙ МИНЕРАЛ

Р.Ходенберг, Г.Штруензее

Ганновер, ФРГ

В марте 1977 г. новый минерал был обнаружен в тонком прослое между коричневато-желтыми гнездами риннеита и окружающим вторичным карналлитом. На свежем изломе он представлен в виде светло-зеленой каймы, шириной от 2-х до 4-х мм. В результате химического и рентгенометрического анализов установлено, что часть этой окаймляющей зоны (около 40%) представлена $\text{FeCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

В соответствии с результатами микроскопических исследований, этот новый минерал часто развивается в виде тонких пластинок диаметром 0,15 мм, либо в виде мелких чешуек. Реже встречены идиоморфные призматические кристаллы размером до 1 мм.

Определены морфологические и оптические свойства этого нового минерала. Впервые он установлен на промежуточном уровне (915 м) калийного рудника Зальцдетфурт вблизи Хильдешайм (ФРГ).

Мы хотели бы назвать минерал рокунитом в честь профессора-доктора Роберта Кюне — в знак признания его большого вклада в исследование соляных месторождений.

УКАЗАТЕЛЬ АВТОРОВ

- Абс-Вурмбах И. 52
 Авдонин А.С. 133
 Агафонов Л.В. 60
 Акизуки М. 69
 Аккерманн Х. 161
 Алхазов В.Ю. 103
 Ануфриев А.М. 63
 Аппель П.В.У. 160, 163
 Арбуниес-андре М. 96
 Арнаудов В. 102
 Архипенко Д.К. 43
 Афанасьев В.П. 16
 Афонин В.П. 120

 Багдасаров Э.А. 142
 Баллер Т. 54
 Балицкий В.С. 99
 Барич Л.Л. 159
 Барсанов Г.П. 66, 74
 Беличенко В.П. 110
 Беляева И.Д. 70
 Беннема П. 179
 Бенс А.Е. 119
 Биленко Ю.М. 41
 Блинов В.А. 74
 Боткунов А.И. 26
 Боушка В.Л. 114
 Брадинская Е.М. 85
 Буканов В.В. 97
 Букин Г.В. 93
 Булка Г.Р. 63
 Бурмакина Г.В. 110
 Буслаев Ф.П. 89

 Ваканяц Б. 105

 Вализер П.М. 29
 Ванде-Кирков Ю.В. 167
 Васильева Э.В. 88
 Ваттс Дж. 168
 Ваушкун А. 182
 Вахромеев А.М. 162
 Вендрелл-Саз М. 96
 Вильямс К. 82
 Винокуров В.М. 63
 Висванатгья М.Н. 154
 Владимирев Б.М. 26
 Воган Д.Дж. 157
 Вольнец О.Н. 167
 Воробьев Е.И. 78
 Вохменцев А.Я. 110
 Вэнке Х. 34, 160

 Гаветт А. 128
 Ганде М. 82
 Гарни Д.Д. 15, 19
 Гаррис Д.У. 15, 19
 Геруволь М.Т. 103
 Герцберг Т.Е. 56
 Гинце Е. 47
 Годлевский М.Н. 10
 Годовиков А.А. 93, 151
 Головки М.М. 38
 Голубев Б.Ф. 107
 Голубятников Д.В. 141
 Гончаренко А.И. 175
 Гофмейстер Г. 34
 Градуэлл Р. 156
 Граменицкий Е.И. 74
 Грэтэн-Беллю П.Е. 155

Гуркина Г.А. 10
Гусев Г.М. 162

Давиденко Н.М. 171
Дамелинкур П. 113
Даннер Р. 115
Деле М.Л. 113
Добрецов Н.Л. 35
Додд Ч. 127
Докина Т.Н. 173
Домнина М.И. 149
Донских А.В. 149
Дорошев А.М. 58
Дубакина Л.С. 139
Дудкин О.Б. 143

Еременко К.Г. 12
Ермаков Н.П. 65
Ершова К.С. 139

Жабин А.Г. 166
Жаринов В.А. 6, 48

Завьялова Л.Л. 36, 85
Замалетдинов Р.С. 110
Занин Ю.Н. 162
Зарич П. 105

Иванов В.Г. 109
Инделикато Г. Дж. 119
Иосвиг В. 176
Ишбулатов Р.А. 48

Казакон Л.В. 126
Казаченко Ю.А. 85
Каликов В.Н. 107
Калинин А.А. 58
Калюжный В.А. 171

Каминский Ф.В. 10
Кано Ш. 76
Капитонова Т.А. 79
Кармайкл Д.М. 31
Карманов Н.С. 86
Кашаев А.А. 109
Квасница В.Н. 20
Кейвелл П.А. 123
Кизияров Г.П. 36
Киркинский В.А. 59
Кирикилица С.И. 12
Киров Г.Н. 164
Кирфель А. 47
Киселева И.А. 37, 74
Ключиатти Р. 128
Кляхин В.А. 93
Коицуми М. 55
Колесник Ю.Н. 43
Кононов О.В. 74
Комков А.И. 183
Коноваленко С.И. 95
Кораго А.А. 107
Корлетт М.И. 152
Корольков Г.Я. 173
Королук В.Н. 67, 130
Костровицкий С.И. 26
Котов Н.В. 149
Кошуг Д.Г. 74
Кренделев Ф.П. 86
Кривошупная Л.М. 162
Крияри Г.А. 63
Криштин Й. 75
Крочук В.М. 20
Крэйг Дж. Р. 157
Кудрявцева Г.П. 66
Кулагина Д.А. 174
Куме С. 55
Куприянова Т.А. 130

Курат Г. 34
Курокава К. 169
Кутюлин В.А. 60

Лаврентьев Ю.Г. 35, 130

Ладурон Д. 80
Лазебник К.А. 174
Лазебник Ю.Д. 174
Лангер К. 52
Лапутина И.П. 136
Лашнев И.М. 81
Лашнева З.В. 81
Лебедева С.И. 70

Леви К. 82
Ленных В.И. 29
Леротели Р.М. 20
Летников Ф.А. 110
Лёмина Н.М. 162
Липовский Ю.О. 97
Лисицына Е.Е. 99
Литвин А.Л. 22
Литвин Ю.А. 48
Лопес-Солер А. 96
Луговской Г.П. 140
Лундин А.Г. 162
Ляпичев И.Г. 125

Македон И.Д. 129
Мак Колл Д.Х. 170
МакКаллум М.Е. 23, 27
Малеев М. 64
Малинко С.В. 164
Малиновский И.Ю. 58
Мальшева Т.В. 17
Мальков Б.А. 11
Мейер Г.О. 5
Мельников Ф.П. 68

Михайлов В.Ф. 178
Миятото И. 55
Моисеевко В.Г. 73
Мофоло М.М. 8, 20

Намбу М. 76
Нарэбски В. 177
Нарояннатти Т.Р. 154
Нестеров И.В. 74
Низамутдинов Н.М. 63
Новгородова М.И. 71
Ногтева В.В. 43

Овчинников Л.Н. 79
Огородова Л.П. 74
Олеш М. 153
Орехов Б.А. 43
Островская И.В. 22

Падера К. 30
Пассолья Э. 155
Пауков И.Е. 43
Пахомовский Я.А. 143
Пелме Г. 34
Перцев Н.Н. 67
Перчук Л.Л. 53
Петровский В.А. 178
Петровская Н.В. 71
Петрусенко Св. 102
Печигаргов В. 164
Платонов А.Н. 110
Полежаева Л.И. 143
Полканов Ю.А. 12
Пономаренко А.И. 21
Похиленко Н.П. 9
Принц М. 25
Пруво Ж. 172

- Пучков В.Н. 29
- Раклидж Дж. К. 125
Ревердатто В.В. 67
Ревин Н.И. 50
Резницкий Л.З. 78
Рибб П.Х. 127, 158
Рикард Р.С. 15, 19, 42
Рогова В.П. 96
Рогозин М.П. 149
Розинов М.И. 33
Романенко И.М. 120
Ронсбо Дж.Г. 135
Россовский Л.Н. 95
Рузов В.П. 178
Ряпосов А.П. 59, 162
- Савкевич С.С. 100, 180
Саддаби П. 134
Самойлов В.С. 109
Сапожников А.Н. 109
Сафронов П.П. 73
Сахамбинский М. 106
Сегнит Е.Р. 168
Секерин А.П. 110
Сервелл Б. 82
Сергеев В.Н. 83
Сердюченко Д.П. 39
Слущкий А.Б. 50
Смирнов Г.И. 8, 20
Смит С.Б. 23, 27
Смит Дж. Р. 42
Смит Д.Г.В. 121, 123
Соболев А.В. 44
Соболев В.С. 93
Соболев К.В. 14, 41
Соболев Н.В. 8, 9
- Соловьев В.С. 133
Специус З.В. 21
Станек Й. 101
Судовикова Е.Н. 185
Сунагава И. 40
Суперчи М. 114
Сурков Н.В. 58
Сутурин А.Н. 110
Сутурина Т.А. 110
Сысоев А.Г. 125, 129
Сысоева Л.Н. 130
- Такеучи И. 176
Такубо Х. 55
Тарасюк Л.П. 38
Тарасюк О.Н. 38
Тарин Дж.А.К. 154
Татаринов А.В. 36
Теси Х.М. 5
Теплов С.Н. 86
Терада С. 49
Топор Н.Д. 37, 74
Торес Дж. 80
Тронева Н.В. 22, 132
- Уайли П. 51
Удовкина Н.Г. 22
Уилл Дж. 47
Урасин М.А. 63
Урусов В.С. 7
Уханов А.В. 17
- Флеров Г.Б. 167
Филлипс И.Р. 156
Финчер Л.В. 57
Флинт М.П. 56
Фонарев В.И. 173

Фойт Б. 137
Фонт-Альтаба М. 96
Франсола А.М. 148
Фурсенко Б.А. 59
Фуэсс Х. 176

Хазен Р.М. 57
Хаинс С.Дж. 94
Ханухова Л.Т. 6
Харлоу Г.Е. 25
Хария Ю. 49
Харькив А.Д. 16
Хасанова Н.М. 63
Хельмштедт Х. 31
Хиггинс Д.Б. 158
Хинрихсен Гн.Дж. 55
Хитаров Н.И. 50
Ходенберг Р. 186
Хотуорн Д.Б. 15, 19
Хренов А.П. 167
Хренов А.Я. 12

Цамбел Б. 75
Цепин А.И. 132, 138
Цунамото К. 40
Цюрупа А.И. 167

Чашка А.И. 38
Челищев Н.Ф. 79
Ченхол Б.Е. 156
Черепанов В.А. 129
Чистякова Н.И. 133

Шербак О.В. 139
Шерстобитова Л.А. 89
Шинкарев Н.Ф. 149
Шпетель Б. 34

Шрейер В. 52, 54.
Штруензее Г. 186
Штумпфл Э.Ф. 147
Шубнелль Х.Ш. 113
Шуменко С.И. 184
Шурман К.У. 55

Щирица А.С. 171

Эгглер Д.Х. 23,27
Эдельштейн Г.Б. 126
Эрланк А.Дж. 42

Юргенсон Г.А. 103
Юркина К.В. 140
Юрьева А.Л. 38
Юсупов Т.С. 162

Яблокова С.Б. 87
Ягоуц Е. 160, 163
Яковлева Л.Ю. 53
Ярковски Я. 75
Ярош П.Я. 89
Ясуда Т. 40

О Г Л А В Л Е Н И Е

Минералы высоких давлений.....	3
Экспериментальная минералогия и проблема верхней мантии	45
Неоднородности минералов	61
Драгоценные камни	91
Рентгеноспектральный микроанализ с электронным зондом в минералогии	117
Общая сессия	145

Технический редактор *Л.А. Жукова*

Подписано к печати 1.VIII.1978г. МН 00149.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 12,0. Уч.-изд.л. 10,0.
Тираж 990. Заказ 316. Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

Цена 70 коп.

2667