

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ), АН РС (Я), г. Мирный

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ФЛЮИДНЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Приведена характеристика нового генетического типа включений, образующихся при вскипании магм или гидротерм. Показано, что важную роль в познании природы минералов имеют форма и размеры включений вскипавших флюидов. Проанализированы примеры анализа по составу и температуре гомогенизации включений отдельных групп минералов из конкретных месторождений мира. Анализ температуры гомогенизации отдельных включений показывает, что при конкретных условиях происходит расслоение гомогенизированного магматического или гидротермального расплава на две части – силикатную и сульфатную. Большое внимание уделено минералого-петрологическим характеристикам кимберлитовых пород с различной продуктивностью, для чего приведены примеры расчетов эволюции исходного субстрата и выполнены реконструкции мантийных разрезов, что позволило высказать предположение о зональности литосферной мантии кимберлитовой провинции и её конкретных алмазоносных территорий.

Ключевые слова: химический и геохимический состав, кимберлиты, алмазоносные поля, мантийные парагенезисы, Сибирская платформа.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.45

Многолетними исследованиями кимберлитов древних платформ мира показано [3-6,12-16,19-23], что их петрогенез является многоэтапным, особенно это касается алмазоносных магматитов. Обычно этот процесс начинается с разогрева и разуплотнения мантии. В верхней мантии нижней части коры происходили всплески мантийного диапиризма, осуществлялся [9-11,17-19] плутонический подъем кимберлитовой магмы, сменившийся гипабиссальным (дайковым) периодом её жизни и заканчивался эксплозивным (диатремовым). После выхода кимберлитов на дневную поверхность осуществлялось их гипергенное изменение и формирование коры выветривания (КВ) с возникновением [24-27] вторичных породообразующих и жильных комплексов. Магматические и внутри-кимберлитовые физико-химические процессы формирования кимберлитов восстанавливаются по составу глубинных ксенолитов, алмазам и их парагенетическим спутникам – ИМК (пиропам, пикроильменитам,

оливинам, хромшпинелидам и клинопироксенам). Исследования последних подтвердили геологические данные о различиях в физико-химическом составе формировавших их магм [1-3, 7-9]. Экспериментальные исследования последних лет показали, что пикроильменит, являющийся характерным минералом кимберлитов, кристаллизуется из базальтовых расплавов в интервале 10-50 кбар при температуре до 1500°C, создавая ассоциацию гранат+клинопироксен+пикроильменит.

Дополнительные сведения о физико-химических условиях формирования кимберлитов получают [4-6, 28-30] по результатам исследований флюидных включений в кимберлитах, нодулях в мантии, алмазах и ИМК. Предполагается, что на границе кора-мантия (Мохо) происходило кипение расплавов и консервация во включениях силикатного и сульфидного расплава, а также отделившейся от них двуокиси углерода при давлении 6,5-7,5 кбар (глубина 22-25 км) при 1250°C. На неоднородность мантийного вещества и многоэтапность формирования кимберлитов указывалось исследователями на многих древних платформах мира [31-36]. Например, возраст алмазов Арканзасского месторождения, определенный по аргону, колеблется от 3,2 до 4,5 млрд лет. Из двух алмазов этого месторождения было извлечено [37-40] $3,42 \cdot 10^{-6}$ и $5,4 \cdot 10^{-4}$ газа (в основном H_2O и CO_2). В примерно аналогичных пределах колеблется и возраст, и количество аргона в алмазах из кимберлитов СП. Исследователями отмечено, что формирование коренных алмазных источников (кимберлитовых или лампроитовых диатрем) от магматической до гипергенной стадий происходит через пневматолитово-гидротермальные процессы, которые изменяли как материнские породы, так и окружающую среду. Результаты пневматолитово-гидротермального и гипергенного влияния на кимберлиты выразились на текстурно-структурных особенностях пород и их минералого-геохимических свойствах. Эти процессы осуществлялись в течение сотен миллионов лет. Разделить указанные изменения по их возрасту и последовательности – важнейшая задача, позволяющая узнать историю развития пород и выделить поисково-оценочные критерии на том или ином этапе формирования месторождений. Отмечаемая многими исследователями многоцикличность формирования алмазоносных кимберлитов обычно базируется на огромном фактическом и аналитическом материале, позволяющем выделить [8-10, 13-15] не менее восьми широко развитых эпох корообразования и связанного с ними алмазоносного магматизма. Выделение таких периодов развития земли производится по геолого-структурным, минералого-геохимическим и специальным приемам исследований кимберлитов. Кимберлитовые месторождения прогнозируются, открываются и оцениваются на сравнительно большем материале, чем лампроитовые. По

Сибирской платформе (СП), кроме геолого-структурных и минералого-геохимических исследований довольно широко используются и другие новейшие современные методики, включая и исследования флюидных включений в минералах кимберлитов. Это привело к установлению в алмазах различных диатрем первичного карбондиоксида и водного аналога компонента. На алмазах северо-востока СП выявлены внешние зоны, возникшие из флюидов, обогащенных CO_2 с примесями N_2 .

В литературе появилось немало материала по составу мантийных флюидов в минералах из кимберлитов многих других алмазоносных провинций мира. Наличие газов (CO_2 и H_2O) в алмазах из кимберлитов Заира свидетельствует [21-23] об их захвате во время роста алмазов. Внешние оболочки кристаллов алмазов из кимберлитов Сьера-Леоне также возникли из флюидов, обогащенных CO_2 и H_2O при 1050-1350°C и 4,5-5,0 ГПа. На месторождениях Ганы кристаллы алмаза содержат корки высокотемпературной разновидности кварца. Последний развит также в породах верхних горизонтов диатрем, что имеет важное практическое значение [8-10]. Наличие ильменита в алмазах Бразилии, характерного для магнезиально-железистых эклогитов, а также циркона, рутила и коэсита связано с их образованием в нижней мантии на глубинах ниже 670 км [17, 23]. В свою очередь, алмазы из кимберлитов трубки Орапа (Ботсвана) содержат включения эклогитового парагенезиса. Цементом кимберлитовых составляющих на глубоких горизонтах является рудно-силикатная масса, свидетельствующая о наличии металлоносных флюидов в алмазоносных магмах последних этапов формирования этих пород.

Очень важным аспектом генезиса отдельных типов включений в минералах является исследования вскипавших растворов, которые были проведены одними их первых на примере всемирно известного медного месторождения Бингем [14, 19], где было показана причина этого явления, обусловленная давлением. Вскипание способствовало отделению от растворов CO_2 , H_2O , HCl , изменению pH, состояния, ионного соотношения в растворах и разрушению комплексных соединений, в виде которых переносилась медь. От градиентов давления и вскипания флюидов зависел механизм локализации руд в порфирировых системах. Позже в мировой литературе была представлена модель литосферного корня очагов кимберлитовых магм под кратонами в астеносфере. Впервые данные о зависимости оруденения от перепадов давления в минералообразующей системе, приводящие к вскипанию магм, приведены А.В.Пизнюром (Пизнюр, 1986), которые позже нами [23] развивались и для кимберлитовых магм. Анализ схемы многократного кипения кимберлитовых магм и формирования флюидизатов показывает возможность вскипания алмазоносных

глубинных компонентов на самых глубоких горизонтах. После формирования кимберлитовых магм с участием глубинных компонентов и пород субстрата в зонах субдукции, богатых углеродом, могли возникать алмазы. В верхней части таких кимберлитобразующих очагов, которые просочились в тектонически ослабленные зоны (т.е. в областях пониженного давления), резко понижается давление и от кимберлитовых магм отделяются летучие, приводя к вскипанию магм. Изменяется рН кимберлитовых магм, их состояние, ионные соотношения в расплавах и разрушение комплексных соединений. Температура кипения магм здесь находится в пределах 1400-1500°C. Изменение указанных параметров резко меняет состояние магм [10, 14, 16]: они разделяются на две части – силикатную и сульфидную. Последняя дает начало образованиям магматогенных месторождений меди, никеля, платины, кобальта и др. В отличие от этого, силикатная магма стала местом зарождения алмазов и ИМК.

В середине прошлого века, после возникновения нового направления геологической науки – термобарогеохимии, в мировой литературе появилось несколько классификаций включений минералообразующих сред [7, 17-19, 23], но ни одна из них не включает такого генетического типа включений, образующихся при вскипании магм и гидротерм. Поскольку явления вскипания фиксируются полевыми геологическими наблюдениями и лабораторными исследованиями, то возможно предполагать, что признаки этого процесса широко документируются флюидными включениями. При нагревании газовой-жидких включений отчетливо видно кипение флюида [14, 18], которое объясняется неравномерным обогреванием включения. Возникающие при этом газовые пузырьки перемещаются от горячих стенок включения к холодным, подчеркивая, что данный вид кипения вызван повышением температуры.

В эндогенных условиях существует и другой вид кипения, сущность которого заключается в том, что любой минерал магматического и постмагматического происхождения возникает при понижении температуры. Обычно понижение последнего фактора осуществляется в эндогенных условиях с увеличением объема. Проникая в тектонически ослабленные зоны, гомогенные магмы и флюиды подвергаются резкому спаду давления, в результате чего отделяются растворенные в них газы, приводя к ретроградному вскипанию. Происходит разделение гомогенного флюида (раствора магмы) на две части: жидкообразную и газообразную, на что указывали многие исследователи. Поскольку магматический расплав сложен силикатными и сульфидными компонентами, образующими жидкообразную часть, то со временем из второй фазы образуются медно-никелевые месторождения. При кристаллизации минералов в такой кипящей

магме к их поверхности прикрепляются частицы этой среды – расплав и газ (магматические флюиды) или жидкость и газ (гидротермальные флюиды), формируя первичные включения. Попадая в трещины формируются вторичные включения. Пока в системе существует равновесие между породой и флюидом, до тех пор не будут происходить процессы минералобразования. Только нарушение этого равновесия дает начало зарождению и росту минералов. Толчком к нарушению равновесия является трещинообразование, за которым следовало возникновение вакуума, в который внедрялись флюиды и происходит процесс отделения от них газов, приводящие к их гетерогенизации или вскипанию.

Важную роль в познании природы минералов имеют форма и размер включений вскипающих флюидов. Форма их обычно изометрическая, удлиненная, амебовидная, реже отражает облик минерала-хозяина, в котором они заключены. Расплавные включения имеют более или менее изометрический облик. Длительное и медленное охлаждение приводит к образованию формы равновесной и энергетически выгодной с окружающим минералом. Форма включений обуславливается во многом обликом минерала-хозяина. В минералах эффузивных пород, кристаллизующихся сравнительно быстро, находятся расплавные включения перекристаллизованного расплава (чаще всего включения стекла). Они имеют неправильную форму и отражают неровности грани или трещин, в которые попала магма. Форма сингенетических газовых включений является неправильной и полностью отражает неравновесные условия их возникновения. Этот тип включений более чувствительный к резким флуктуациям температуры и давления и их форма отражает эти изменения. Часто по форме включений определяют продолжительность процесса охлаждения. Включения изометрической формы или облика отрицательного кристалла минерала-хозяина свидетельствует о длительном процессе охлаждения, а выделения неправильной формы указывают на его скоростность. В таком случае выпуклости стенок включения не успели раствориться и переотложиться на вогнутых его участках.

Размеры включений вскипающих расплавов-растворов самые разные – от миллиметровых до субмикроскопических (рис.1). Анализируя эти примеры вскипавших гидротерм и оценивая по ним давления при вскипании, можно отметить [14, 18], что фиксируются они жилками и газовыми включениями. Последние представлены углекислотными включениями (внизу слева), которые в комнатных условиях представлены высокоплотной жидкой углекислотой ($d=0,62 \text{ г/см}^3$). Жидкие включения состоят из KCl, NaCl, раствора H_2O и газового пузырька, который обрамляется жидкой CO_2 (рис.1). Данные о температуре и давлении при вскипавших

магмах играют важную петрологическую роль как признаки алмазности. Они свидетельствуют о P-T-параметрах формирования ультраосновных нодулей из кимберлитовых расплавов, роли летучих компонентов и их составе. Насыщенность мантийного флюида разнообразными углеродистыми соединениями (CO , CO_2 , CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 и др.) указывает на природный синтез алмаза в восстановительной среде в мантии и свидетельствует о существовании здесь самородных металлов, что подтверждается отделением сульфидного расплава от силикатного. Такое разделение расплава на силикатную и сульфидную части иллюстрируются примером включений в минералах медно-никелевых месторождений [8, 14, 18]. В последних обнаружены включения отликвидировавшего (разделившегося) расплава при 1500°C и давлении 1000×10^5 Па. Проведенное сравнение точности температур кристаллизации диоксида и гомогенизации в нем включений практически совпали с более ранними исследованиями [7, 19]. Расплавы кристаллизовались при температуре 1300°C , а включения в диоксиде гомогенизировались при $1300 \pm 10^\circ\text{C}$. Включения в минералах ультраосновных – щелочных пород содержали силикаты, которые по мере охлаждения и кристаллизации переходили к силикатным расплавам-рассолам и затем к расплавам-растворам в интервале $1450 \pm 30 \dots 730^\circ\text{C}$, что

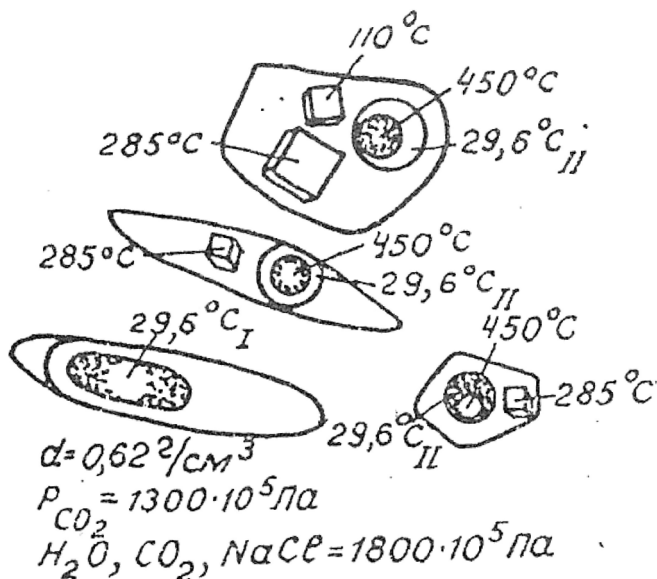


Рис. 1. Включения гетерогенизированного хлоридно-углекисло-водного флюида и пример оценки давления

позволяет допустить, что в этих же рамках происходила эволюция сульфидной части расплава.

Температуры образования отдельных минералов магматических пород (в °С) следующие [7, 14, 18]: форстерит – 1450-1280, пироксен – 1260-1040, меллитит – 1230-2106 нефелин – 1170-830, апатит – 1170-1140 и т.д. В пределах таких температур возникали месторождения Cu, Ni, Cr, Ti, Pt, алмазы, Ta, Nb, Th (Норильские месторождения, Седбери, Бушфельд, кимберлитовые диатремы и др.). В рамках указанных температур укладывается формирование минералов карбонатитовых магматических (1350-630°С и $1000-600 \times 10^5$ Па). Примерно в рамках указанных температур укладывается формирование минералов карбонатитовых магматических месторождений (1350-630°С и $1000-600 \times 10^5$ Па). Так, пироксены кристаллизовались при 1170-1140°С, нефелин – 1040-850°С, карбонаты – 750-630°С из магм карбонатного состава. При этом возникали месторождения Ta, Nb, Ti, апатита, флогопита, редких земель (Томтор, Ковдорское, Гулинское, Ально и др.). Перечисленные температурные значения получены при нагревании и гомогенизации расплавно-флюидных включений в указанных минералах. Кристаллизация последних предшествовало вскипанию магм, что фиксируется находками соответствующих включений.

Расплавная часть вскипавших магм представлена в комнатных условиях раскристаллизованными включениями. Центральная их часть полностью выполнена твердыми фазами минералов-узников. Отдельно вблизи стенок включений находится газовый пузырек, состоящий в центре из газа и обрамляемый жидкой фазой углекислоты и концентрированного водного раствора, где плавают кристаллы хлоридов калия и натрия. Температура расплавов и отделившихся от них газов определяется путем нагревания включений расплава и газов, когда они станут гомогенными. Поскольку последовательность кристаллизации из расплава соответствует их природным физико-химическим свойствам (высоко-, средне-, низкотемпературные и др.), то и последовательность кристаллизации минералов во включениях будет такой же. В лабораторных условиях, нагревая расплавные включения, мы воспроизводим общую картину: от низкотемпературных (комнатных) условий до достижения гомогенных расплавных условий, которые будут отвечать Р-Т-моментам начала вскипания магм. При нагревании подобных включений гидротерм вначале исчезает CO_2 при 29,6°С, потом растворяется при 110°С KCl, затем при 285°С NaCl и последним при 450°С исчезает газ (рис.1). Температура 450°С отвечает условиям гетеронизации (вскипания) хлоридно-натриево-углекисло-водного флюида. По этим включениям можно рассчитывать величину давления при вскипании. Величина плотности CO_2 при этом будет достигать

1300×10^5 Па. К этому значению следует добавить величину давления паров H_2O , $NaCl$ из P-T-диаграммы и суммарное давление будет достигать 1800×10^5 Па.

Важное значение для становления кимберлитов занимают постмагматические преобразования, которые претерпели породы в пневматолигово-гидротермальную стадию метаморфизма. Верхней температурной границей этого процесса считается [8-15] $600^\circ C$, т.е. температура, при которой от магматического расплава отщепляется флюид, а нижней можно условно считать температуру кипения воды, хотя некоторые минералы возникают и при более низких температурах. В этом интервале температур возникли все основные вторичные образования, и в первую очередь доминирующие для диатрем СП серпентин и кальцит. Наряду с аутометаморфическими процессами, которые протекают в обстановке, близкой к изохимической, в кимберлитовых телах довольно широко распространен метасоматоз (автометасоматоз), куда можно отнести хлоритизацию слюд и полевых шпатов ксенолитов, сопровождаемую выносом щелочей и кальция. При бруситизации оливина происходит удаление кремнезема. Оталькование серпентина предусматривает предусматривает привнос кремнезема, а окварцевание серпентина – вынос всех остальных компонентов. К метасоматическим относится также превращение серпентинов карбонатами и, наоборот, замещение карбонатом силикатов. Главным реагентом в этих процессах является вода и степень её диссоциации на H^+ и OH^- , т.е. pH раствора, который в значительной мере определяется количеством в нем сильных оснований (Na, K, Ca и др.). Последние не только влияют на реакции среды, но и входят в состав новообразований. В присутствии щелочей синтезирован [2-6, 19-23] оливин в гидротермальных условиях, а флогопит получен при температуре ниже $600^\circ C$, что позволяет предполагать образование высокотемпературных минералов в зависимости от конкретных условий и в других P-T параметрах. Поскольку остаточный расплав магнием не обогащается, образование серпентина происходит (рис.2,а-г) в основном за счет магнестии оливина. Определенное её количество заимствуется также из карбонатов (в частности из ксенолитов). Прежде чем возникнет серпентин, должен разрушиться оливин – как наименее устойчивый из силикатов и наиболее распространенный. Его разрушение возможно под действием кислых растворов и роль кислоты выполняет CO_2 , который под большим давлением создает довольно сильноокислую среду водного раствора. Перешедшие в раствор SiO_4^{4-} и магний находятся в близком соотношении (как и в серпентине) с небольшим излишком последнего. Будучи сравнительно слабым основанием, магний все же нейтрализует углекислый раствор, однако магнезит в этих условиях

сформироваться не может, так как рН раствора еще низкий. Поэтому, имея сравнительно большую положительную энергию гидратации, магний взаимодействует с отрицательно заряженными кремнекислородными тетраэдрами, которые в слабокислых условиях полимеризуются в слой с образованием двухмерного коллоида, возникновение которого возможно при сильном падении давления. При высоких давлениях подобные образования неустойчивы поскольку идет кристаллизация, сопровождаемая уменьшением объема. Разрушение оливина с образованием аморфных продуктов разложения происходит в пределах самого зерна этого минерала. О подобном ходе процесса свидетельствуют субмикроскопические размеры кристаллитов ядер многих псевдоморфоз, а также расплывчатость рефлексов на порошкограммах многих из них, хотя в данном случае в препарат для исследования попадает много более крупных индивидов, возникших вследствие перекристаллизации. В целом серпентины из псевдоморфоз, цементирующей массы и выделений серпофитов обязаны коллоидному первоначальному образованию с последующим преобразованием в гель

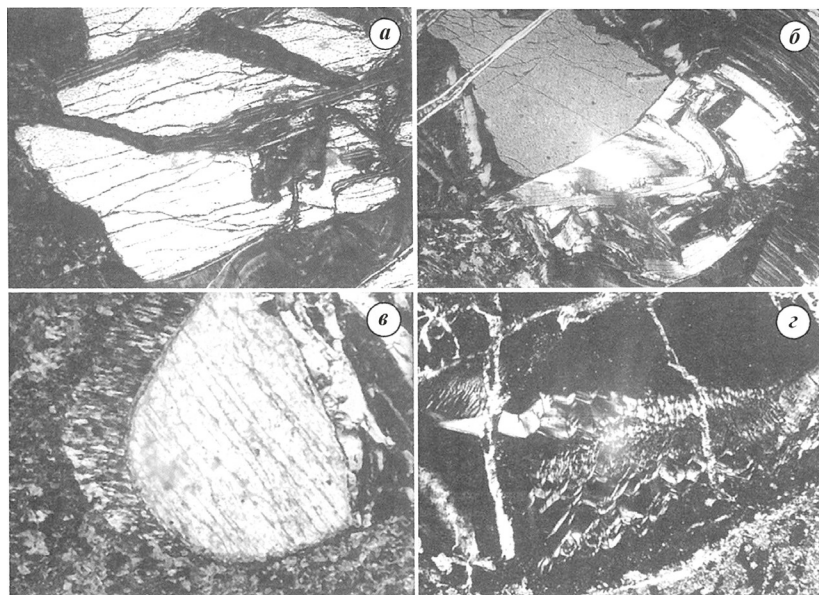


Рис. 2. Замещение оливина различными новообразованиями: а – замещение оливина (белое) серпентином (шнуры), шлиф У-4-1А; б – замещение оливина (серое, шагрень) бруситом (белое), шлиф У-36-2; в – замещение оливина (светло-серое, шагрень) серпентином (тонкая серая кайма) и бруситом (белое и кайма волокнистого агрегата), шлиф У-39-3; г – серпофит с гребенчатой структурой, шлиф У-1-3; а – г – шлифы с анализатором, увеличение 60

и его кристаллизацией. Об этом свидетельствуют трещины синерезиса, которые разбивают затвердевший гель на полигональные фигуры. В низкотемпературных серпофитах эти трещины сохранились, а у псевдоморфоз вместо них появились агрегаты из параллельно-чешуйчатых индивидов, образующих секториально гаснущую (секториальную) структуру. Это стало возможным потому, что напряжение было снято не полностью из-за нахождения породы в целом под давлением. Секториально гаснущая структура возникает [10, 15, 23] в процессе быстрого роста множества кристаллов с четырех сторон. Рост заканчивается в центре или на определенном расстоянии от него. В первом случае получается картина, напоминающая обратную сторону закрытого конверта, во втором – сохраняется не раскристаллизованное ядро. Чаще всего петельчатая структура также имеет элементы секториальной. Агрегаты из субмикроскопических индивидов псевдоморфоз чаще перекристаллизованы, чем выделения светлого серпофита, количество которого в кимберлитовых трубках сверху увеличивается. Причиной этому является уменьшение общего (статистического) давления пород в верхних горизонтах кимберлитовых диатрем.

Среди карбонатов в кимберлитах СП наиболее распространенным минералом является кальцит, чаще всего наблюдаемый в виде неправильных зерен и их агрегатов в основной массе пород (рис.3,а-г). Агрегаты кальцита неправильной формы также входят в состав псевдоморфоз по оливину [8-15]. Достаточным распространением пользуются лейстовидные и столбчатые выделения минерала, приуроченные к основной массе пород, нередко создавая своеобразную флюидалность (рис.3,а-б). Довольно часто в кимберлитовых трубках встречаются (рис.3, в-г) выделения кальцита в виде прожилков или гнезд, а в отдельных диатремах (Удачная, Юбилейная и др.) выявлены сферические выделения кальцита, размеры отдельных сфер в которых достигают иногда 1 см. Часто фиксируются концентрически-зональные полусферы, на поверхности которых вырастают корочки других минералов (кварца, сепиолита, битумов и др.). Жилы и гнезда кальцита в кимберлитовых диатремах нередко выполнены (особенно на СП) хорошо ограненными кристаллами, образующими друзы. Наиболее часто встречающимися простыми формами минерала в кимберлитах являются скаленоздры и ромбоздры. Иногда прожилки кальцита пронизывают в различной степени рыхлые выделения кимберлита. Кальцит образует здесь удлиненные зерна, ориентированные перпендикулярно к поверхности кимберлита, с которым имеют резкие контакты. Минерал в этом случае слабо окрашен в зеленоватые тона разной интенсивности. В кимберлитах глубоких горизонтов трубок Мир, Интернациональная и др. отмечаются игольчатые образования кальцита. Иголки обычно представлены мутным

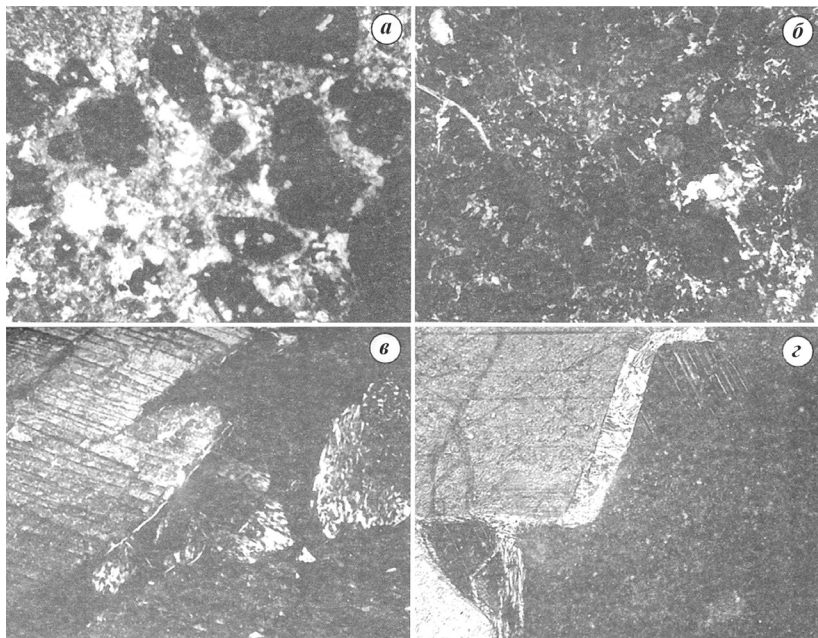


Рис. 3. Новообразования карбонатов в кимберлитах верхних горизонтов трубки Удачная:

Кимберлит с большим (а – обр.УЗ-102) и малым (б – обр.У-36-6) содержанием карбонатов в основной массе; кальцит с пироауритом (в – обр.У-36-19) и сепиолитом (г – обр.У-32-2). а – г - шлифы с анализатором, увеличение 60

кальцитом за счет включений рудных образований. В таких образованиях преобладают CaO (51,01-56,20 %) и CO_2 (33,74-43,62 %). Доминирующая масса кальцита, вместе с минералами группы серпентина, слагает основную массу пород диатрем СП, цементируя дезинтегрированные породы и минералы различного происхождения. Часть кальцита выполняет пустотно-трещинные образования, формируя в кимберлитах прожилки, друзы, жёды и щетки. Минерал известен также в виде включений в различных минералах кимберлитов. Выделяются [2, 8-10, 17-23]: а) ранний (глубинный) первично магматический кальцит (включения в глубинных минералах), образующийся из первичных водно-силикатно-карбонатной магмы; б) глубинный метасоматический кальцит – продукт верхнемантийного метасоматоза глубинных пород; в) собственно кимберлитовый кальцит, кристаллизация которого связана с различными процессами формирования кимберлитовых тел. Последний по способу и времени образования можно подразделить на: кимберлитовый кальцит, слагающий основную массу

пород; метасоматический минерал – продукт карбонатизации некоторых минералов и пород; поздний гидротермальный кальцит, выполняющий пустотно-трещинные образования. Поэтому кальциты с полным основанием можно относить к сквозным, но полигенным минералам кимберлитового процесса, всестороннее исследование которых может дать новую информацию о природе и специфике этого процесса на различных этапах. При этом важно выяснять, несет ли кальцит того или иного этапа или стадии кимберлитобразования информацию о составе глубинного водно-силикатно-карбонатного флюида или отражает только геохимическую специализацию вмещающих диатремы пород. Большинство исследователей высказываются о гетерогенном источнике Са и CO_2 в кальцитах, о многостадийности процессов кальцитообразования в кимберлитах, о сходстве изотопных характеристик минерала из кимберлитов и карбонатитов [5, 9-11]. Однако до настоящего времени остаются дискуссионными вопросы об устойчивости и равновесности минерального состава кальцитсодержащих ассоциаций. Принципиальными остаются сегодня вопросы информативности и типоморфного значения микросостава и свойств кальцита из кимберлитов, что затрудняет их использование в качестве генетических индикаторов условий кимберлитобразования. Наиболее детально нами исследованы полиминеральные кальцитсодержащие ассоциации из пустотно-трещинных образований, обносящиеся большинством исследователей к наиболее поздним продуктам кристаллизации гидротермального процесса. Одним из путей их решения может стать сравнительное исследование закономерностей распределения в кальцитах редкоземельных (TR) элементов. Однако фазовая неоднородность кальцита и наличие в нем микровключений других минеральных фаз не позволяют корректно провести такого рода исследования с помощью классических видов спектрального и других методов анализов вещества. Нам представляется, что наиболее объективное изучение микросостава и закономерностей распределения TR-элементов в кальцитах из кимберлитов можно выполнить сегодня с помощью известных люминесцентных методов исследования минералов, отличающихся высокой чувствительностью (0,000n %) к самым незначительным концентрациям примесных элементов и оптически активных центров (ОАЦ) в минералах. Следует отметить, что процесс кристаллизации кальцита даже в пределах одних и тех же изучаемых образований был достаточно сложным и многостадийным. Нередко в одной и той же жеоде выделяется до трех генераций кальцита, отличающихся размерами, морфологическими особенностями, набором включений, типом зональности, окраской и люминесцентными свойствами. Убедительным подтверждением устойчивости кальцитсодержащих образований может

служить частота встречаемости одних и тех же ассоциаций в различных кимберлитовых диатремах древних платформ мира, типах слагающих их пород, меняющихся как в плане, так и на разведанную глубину тел. Могут существенно меняться лишь количественные взаимоотношения между минеральными фазами и формы выделений минерала.

Доломит в кимберлитах образует мелкозернистые агрегаты в основной массе породы, обычно ассоциируя с кальцитом и серпентином. Встречен доломит и в жильных образованиях СП в зонах выщелачивания гипергенно измененных пород только в единичных трубках (Юбилейная, Сытыканская, Молодость и др.), где минерал содержится в концентрациях, позволяющих считать его породообразующим. Образование доломита во времени охватывает достаточно широкий интервал: начало процессов метасоматоза верхнемантийных пород (наличие включений доломита в титан-клиногумите и К-рихтерите) – заключительные стадии гидротермальных процессов и пустотно-трещинных образованиях остывающего кимберлитового расплава. Своеобразными катализаторами доломитообразования в кимберлитах могут быть различные соли и сульфаты. Этим можно объяснить повышенную частоту встречаемости доломита в виде тонкоагрегатных сростаний с ангидритом, целестином и кальцитом и чрезвычайную редкость его самостоятельных выделений в кимберлитах в целом. Арагонит образует в кимберлитах отдельных трубок прожилки, почковидные агрегаты радиально-лучистого и сноповидного строения, друзы игольчатых кристаллов. На кристаллах минерала развиты ромбическая дипирамида и призма, придающие арагониту игольчатый габитус. В отдельных случаях (трубки Юбилейная, Заполярная, Поисковая, Новинка и др.) мелкие прожилки сложены агрегатами арагонита, близкими к сферическим. Бугорчатая поверхность таких прожилков напоминает натечные агрегаты. Между отдельными сферами отмечаются агрегаты серпентина, карбонатов и других новообразований. В кимберлитах многих кимберлитовых трубок установлены [8-15, 21-23] прожилки и гнезда волокнистого и кристаллического пирроаурита, ассоциирующего с кальцитом, магнетитом и серпофитом. Во многих участках ряда кимберлитовых диатрем СП (Сытыканская, Юбилейная, Удачная и др.) минерал является породообразующим. Кроме развития в основной массе пород, в составе псевдоморфоз по оливину, в ксенолитах различных образований, отмечены голубоватые и голубовато-зеленые выделения минерала в виде прожилков и жеод (Мир, Сытыканская, Заполярная, Поисковая, Прогнозная и др.). На глубоких горизонтах многих трубок (Интернациональная, Удачная, Юбилейная и др.) в ассоциации с кальцитом и серпентином пирроаурит встречается в виде отдельных голубовато-зеленых ромбоздрических кристаллов, а

иногда и в виде сферических и отдельных жеод. В кимберлитах СП минерал отмечен в виде кристаллов двух габитусов: ромбоэдрического и пиракоидального. Образование пироаурита происходит из углекислых растворов магния пори взаимодействии их с растворимыми солями окисного железа. Стронцианит встречается в кимберлитовых породах многих диатрем как СП, так и некоторых других регионов мира. На СП минерал бесцветен и образует веерообразные друзы или сплошные скопления игольчатых кристаллов. Грани целестиновых кристаллов часто обнаруживают черты частичного растворения. Магнезит установлен в верхних горизонтах многих диатрем СП, ассоциируя с хантитом и слагая тонкие прожилки или встречается в бруситизированных кимберлитах. Гидромагнезит встречается в виде натечных рыхлых агрегатов на различных минералах и новообразованиях в верхних частях диатрем, иногда в смеси с артинитом. Обычно отмечаются жеоды гидромагнезита размером до нескольких миллиметров. Кристаллы его в жеодах водяно-прозрачные удлинено-таблитчатого лейстовидного облика. Хантит обнаружен в ряде кимберлитовых диатрем СП (Сытыкаенская, Заполярная, Маршрутная, Поисковая, Новинка, Молодость, Комсомольская, Магнитная и др.), где в верхних горизонтах выполняет многочисленные трещины. Мощность прожилков колеблется от долей миллиметра до 5 см. В отдельных диатремах (особенно в Заполярной и Новинка) прожилки встречаются в большом количестве до глубин 100 м от поверхности. Минерал в прожилках представлен тонкодисперсным белым порошоквидным агрегатом, напоминающим макроскопически мел. В приповерхностных участках диатрем он окрашен гидроокислами железа в буроватые и кремовые тона. На глубинах минерал становится плотнее, чем на верхних горизонтах.

Таким образом, проведенными исследованиями показан широкий диапазон температур, приводящих как к кристаллизации, так и к переходу в другие фазы минеральных фаз, причем аналогичные процессы осуществляются и во включениях магматогенных минералов. При их нагревании вначале исчезает CO_2 (до $31,4^\circ\text{C}$ критической температуры), легко растворимые KCl (выше 100°C) и NaCl (выше 200°C), при 600°C начинают оплавляться силикаты (оливин и пироксен), а при $700\text{--}800^\circ\text{C}$ растворяется чкаловит, который кристаллизовался из хлоридно-силикатного расплава. При $1140\text{--}1170^\circ\text{C}$ исчезает апатит, при 1170°C нефелин, при 1210°C – меллитит, при $1104\text{--}1206^\circ\text{C}$ – пироксены, при $1280\text{--}1450^\circ\text{C}$ – форстерит – конечный член ряда оливина. Дальнейшее нагревание таких включений приводит к расслоению (разделению) гомогенного магматического расплава на две части – силикатную и сульфидную. Последняя дает начало образованию сульфидных магматических медно-никелевых и следующих за ними

постмагматических пневматолитовых и гидротермальных разнометалльных (скарновых, грейзеновых, плутогенных и вулканогенных гидротермальных месторождений). Доказательством кристаллизации упомянутых минералов следуют не только лабораторные исследования, а и полевые наблюдения. Кристаллизация чкаловита осуществляется из хлоридно-силикатного расплава, в то время как лейцита из лейцитовых базальтов в широком температурном интервале – 1400-1100°C во время вскипания базальтовой магмы. Раскристаллизованные включения в оливину из нефелиновых базальтов гомогенизируются при 1290-1250°C, хотя при таких определениях не учитываются значения давления при вскипании магм, которые обычно повышают температуру гомогенизации включений и кристаллизации минералов из магм.

Составной и наиболее важной частью пневматолитово-гидротермального изменения кимберлитовых пород являются серпентинизация и карбонатизация, причем наиболее существенной частью на их интенсивность оказали вадозные термальные воды. С серпентинизацией тесно связаны процессы хлоритизации, оталькования, образования брусита и других магнезиальных силикатов. Серпентинизация оливиновых пород происходит при температурах не выше 500°C даже при высоких давлениях. Серпентин образуется даже при самых низких температурах гидротермального процесса. Второй особенностью массовой серпентинизации является обычно отсутствие в заметных количествах брусита, который должен был бы возникнуть в процессе серпентинизации оливина. Судя по изометрическим сечениям диаграммы фазовых равновесий системы $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, образование парагенезиса серпентина с карбонатами (но без брусита) возможно в довольно узких интервалах парциальных давлений H_2O и CO_2 , которые должны быть для воды сравнительно высокими, а для углекислоты – соответственно низкими. При постоянном соотношении компонентов с повышением температуры область данного парагенезиса смещается в сторону увеличения содержания обоих компонентов. В случае сравнительно небольшого парциального давления углекислоты во флюиде в зависимости от соотношения MgO:CaO:SiO_2 в твердых фазах и $\text{H}_2\text{O:CO}_2$ во флюидах при температуре 300-400°C могут возникать следующие парагенезисы: серпентин + кальцит, тальк + кальцит и тремолит + кальцит. Для образования серпентина хорошо подходит соотношение $\text{MgO:SiO}_2=2:1$ (такое же, как в оливине). В случае повышения содержания углекислоты во флюиде магний связывается в карбонат, а вместо серпентина отлагается тальк. Это позволяет утверждать, что серпентинизация больших масс кимберлитов проходила под воздействием на них флюида с довольно узким диапазоном значений отношения $\text{H}_2\text{O:CO}_2$.

При образовании позднего серпентина с офитовой структурой могли возникать различные соотношения главных компонентов. Тальк здесь не формировался, поскольку выделения серпофита появились еще при более низких температурах. При избытке магнезии получали развитие доломит и брусит, а также другие магнезиальные минералы или магний выносился. Изученные нами серпентины представлены лизардитом и хризотилом, которые образуются при температурах значительно меньших верхнего предела серпентинизации. Лизардит, отличающийся заметным количеством изоморфных примесей (железа и алюминия), формировался из офитового аморфного или слабо раскристаллизованного вещества при более высоких температурах, чем хризотил. В результате кристаллизации (или перекристаллизации) происходило очищение новообразований от примесей. Возникали параллельно слоистые агрегаты, растущие за счет кристаллизации или перекристаллизации вещества или из раствора, находящегося в пористом основании. Возникновение аморфных веществ, основу которых составляют кристаллиты слоистых силикатов (куда входят и субизотропный серпентин, и серпофит) возможно при низком давлении. Увеличение давления содействует образованию кристаллических веществ, поскольку при этом уменьшается объем породы. Однако с увеличением давления уничтожается также реликтовая структура породы. Сохранившаяся в кимберлитая реликтовая структура в значительной мере связана со сравнительно низким давлением в процессе серпентинизации. Образование серпентиновых минералов нельзя объяснить только с точки зрения магматического происхождения и тем более выделения их из остаточного расплава.

Важнейшим этапом изменения кимберлитов является карбонизация, представленная новообразованиями кальцита, доломита, арагонита, стронцианита, а также гидрокарбонатами – гидромагнезитом и пироауритом. Жильный кальцит преобладает над всеми остальными карбонатами как в плане трубок, так и на разведанную их глубину (до 1200 м). Характерной особенностью этих образований является отсутствие существенных количеств карбонатов на основе Fe^{2+} и Mg – сидерита и магнезита, что позволяет сделать определенные выводы о характере среды вторичного минералообразования в целом. Источниками CO_2 для формирования различных генераций кальцитов были вмещающие породы, глубинные эманации и углекислота, выделившаяся при окислении органических веществ. Вторичный кальцит слагает друзы, сферические почковидные выделения и зернистые агрегаты. Среди кристаллов позже всех образовались скаленоэдры. Приток слабокислых растворов затем привел к частичному растворению поверхностей кальцита с последующей регенерацией

граней. Для сферических выделений кальцита характерно лучистое и концентрически-зональное строение. Серия концентрических сфер возникает в результате резкого пересыщения раствора на определенном этапе роста кристаллов и образования множества дополнительных центров кристаллизации, из которых идет дальнейший выборочный рост лучистых индивидов. Арагонит находится в парагенезисе с доломитом, образованию которых содействует магний, концентрация которого в растворе повышена. Соотношение между карбонатами кальция и магния в стандартных условиях есть функция парциального давления CO_2 поле кальцита сменяется областью доломита и арагонита, которые затем переходят в хантит и магнезит. Стронцианит редок и обычно ассоциирует с целестином, при частичном растворении которого высвобождается стронций, образующий впоследствии карбонат. Особого внимания заслуживают гидрокарбонаты (гидромагнезит и пироаурит), относительно широко распространенные в измененных кимберлитах. Гидромагнезит широко развит в условиях низкого кальций-магниевого соотношения и низкого парциального давления CO_2 . Пироаурит образуется в аналогичных условиях с той разницей, что здесь в реакции принимают участие Fe^{2+} в виде растворимых сульфатов и хлоридов. Тесная ассоциация пироаурита с жильным скаленоэдрическим кальцитом и его неустойчивость в условиях современного выветривания позволяют предположить, что он также мог возникнуть в широком диапазоне температур. Наиболее характерна пироауритизация отмечена для глубоких горизонтов месторождений СП, где минерал нередко является породообразующим компонентом. Учитывая большую роль минерала в процессе технологической обработки месторождений, вопросам изучения пироауритизации кимберлитовых тел следует уделять пристальное внимание, что может быть достигнуто при комплексном изучении вещественного состава пород комплексом современных физических методов исследований.

Библиографический список

1. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Рылов Г.М., Томиленко А.А., Горяинов С.В., Юрьева О.П., Сонин В.М., Чеуров А.И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов У и УП разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология.-2000. №-5. С.79-97.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Минерогения древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. №-1. С.90-96.
3. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998. Т.361. №-3. С.366-369.
4. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логинова А.Н. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. №-2. С.1-13.

5. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П., Кривонос В.Ф., Яныгин Ю.Т.* Роль карста в формировании россыпной алмазоносности Муно-Тюнгского междуречья (Якутская алмазоносная провинция) // Геология рудных месторождений. 2001. Т.43. №-3. С.262-267.
6. *Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логвинова А.М., Зинчук Н.Н., Ефимова Э.С., Сафьянников В.И., Красавчиков В.О., Подгорных М.М., Пругов В.П.* Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. №-12. С.1729-1741.
7. *Братусь М.Д., Зинчук Н.Н., Аргунов К.П., Сворень И.М.* Состав флюидов во включениях в кристаллах алмаза Якутии // Минералогический журнал. 1990. Т.12. №-4. С.49-56.
8. *Братусь М.Д., Зинчук Н.Н., Краузе Г.Р., Витык М.О.* Условия кристаллизации и изотопная природа серы, углерода и серфидно-кальциевой ассоциации в трубке Удачная (Якутия) // Геохимия. 1998. №-3. С.264-270.
9. *Братусь М.Д., Сворень И.М., Зинчук Н.Н., Аргунов К.П.* Газовые компоненты включений в алмазах различных морфологических типов из Якутии // Геохимия. 1991. №-11. С.1586-1595.
10. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Красавчиков В.О., Будаев Д.А., Кузнецова Л.Г.* Критерии петрохимической идентификации кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. №-12. С.1748-1759.
11. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2000. №-3.(9). С.37-55.
12. *Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Зинчук Н.Н.* Петрохимическая фактография кимберлитовой провинции Восточной Сибири.-Новосибирск: Параллель. 2019.754 с.
13. *Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г., Серов В.П., Секерин А.П., Галенко В.П., Денисенко Е.П., Барышев А.С., Меньшагин Ю.В., Кошкарев Д.А.* Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы по итогам региональной научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК «АЛРОСА» и научно-методическое обеспечение их решений», посвященной 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Мирный: МГТ.-2003.С.50-84.
14. *Ермаков Н.П.* Геохимические системы включений в минералах.-М.: Наука. 1972. 376 с.
15. *Зинчук Н.Н.* Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых породах // Геология и геофизика. 1998.Т.39. №-12. С.1704-1715.
16. *Зинчук Н.Н.* Особенности минералов слюд в кимберлитах // Вестник Воронежского государственного университета. Геология.-2018. №-2.С.29-39.
17. *Зинчук Н.Н.* Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. 2021. №-2. С.41-56.
18. *Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н., Котельников Д.Д., Шлыков В.Г., Жухлистов А.П.* Структурно-кристаллохимические преобразования слоистых минералов на разных стадиях гипергенного изменения кимберлитов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2002. №-1. С.47-60.
19. *Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д.* Стратегия ведения и результаты алмазопроисковых работ // Горный вестник. 1997. №-3. С.53-57.

20. *Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Горшков А.И.* Идентификация и генезис лизардит-сапонитового смешанослойного образования в кимберлитах одной из трубок Южной Африки // Литология и полезные ископаемые. 2003. №-1. С.87-96.
21. *Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н.* Преобразование минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. 1982. №-2. С.42-53.
22. *Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П.* Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. №-10. С.66-72.
23. *Зинчук Н.Н., Пизнюр А.В.* О новом генетическом типе флюидных включений в минералах // Сб.: Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века.-Воронеж: ВГУ. 2003. С.209-212.
24. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Коптиль В.И., Чашка А.И., Полканов Ю.А., Палкина Е.Ю., Хренов А.Я., Шевтырёв Л.Т.* Сравнительная характеристика типоморфных особенностей алмазов из терригенных отложений Воронежской антеклизы (Липецкая область) и Украинского щита (Среднее Приднепровье) в связи с проблемой прогнозирования и поисков их коренных источников // Вестник Воронежского государственного университета. Серия геология. 2004. №-2. С.99-110.
25. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В.* Кимберлиты в истории Земли. Труды НИИ геологии ВГУ. Выпуск 68. – Воронеж : ВГУ. 2013. 99 с.
26. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. №-1. С.53-61.
27. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. №-2. С.53-63.
28. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2001. Т.76. №-1. С.45-53.
29. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2001. №-12. С.45-51.
30. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2001. №-2. С.45-51.
31. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А.* Морфогенетические разновидности каолинита в корах выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 1. Механизм образования каолинита в корах выветривания различных петрохимических типов пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2006. №-5. С.19-25.
32. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Жухлистов А.П.* Кристаллохимические и морфо-генетические особенности хлоритов в осадочном чехле земной коры. Статья 1. Источники образования и идентификация разновидностей хлорита // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2009. №-4. С.9-19.
33. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Жухлистов А.П.* Кристаллохимические и морфо-генетические особенности хлоритов в осадочном чехле земной коры. Статья 2. Минералы на основе хлоритового пакета в осадочных породах // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2009. №-5. С.12-21.
34. *Розен О.М., Левский Л.К., Журавлёв Д.З., Спецус З.В., Макеев А.Ф., Зинчук Н.Н., Манаков А.В., Серенко В.П.* Состав и возраст земной коры северо-востока Сибирской платформы: изучение ксенолитов в кимберлитах и кернов глубоких скважин // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2006. №-4. С.18-28.

35. Савко А.Д., Зинчук Н.Н., Шевырёв Л.Т., Ильяхи В.В., Афанасьев Н.С. Алмазоносность Воронежской антеклизы. Труды НИИГ Воронежского ун-та. 2003. Т.17. 121 с.
36. Харькив А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М. Петрохимия кимберлитов.-М. Недра. 1991. 304 с.
37. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. №-5. С.1228-1233.
38. Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Volkova N.I., Zinchuk N.N., Krasavchikov V.O. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // Journal of Geochemical Exploration. 2002. Т.76. №-2. pp.103-112.
39. Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Earth Sciences. 2015. Т.465. №-2. pp.1297-1301.
40. Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya. Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. Т.9. №-6. pp.576-588.

ABOUT FEATURES OF FLUID AND HYDROTHERMAL INCLUSIONS IN MINERALS IN KIMBERLITES

N.N. Zinchuk

nnzinchuk@rambler.ru

Characteristics of new genetic type of inclusions being formed during boiling up of magma or hydrotherms is given. It is indicated that the form and sizes of inclusions of boiling up fluids have important role in learning the nature of minerals. Examples of analysis by composition and temperature homogenous process of individual mineral groups' inclusions from definite deposits of the world have been analyzed. Temperature analysis of individual inclusions homogenous process indicates that under certain conditions segregation of homogenous magmatic melt into two parts takes place – silicate and sulphate. Carried out analysis of chemical and geochemical composition of kimberlites and convergent to them rocks allowed stating that evident variations in the content of petrogenic components are determined both by endogenic and exogenous factors. One should consider those parameters and processes, analysis of which may help in gaining better understanding of mechanisms of kimberlites' productivity origination. Big attention is paid to mineralogical-petrological characteristics of kimberlite rocks with various productivity, for which examples of estimates of initial substrate evolution are provided and reconstructions of mantle sections are performed, which allowed making an assumption about zonality of the lithosphere mantle of a kimberlite province and its specific diamondiferous areas.

Keywords: chemical and geochemical composition, kimberlites, diamondiferous fields, mantle parageneses, Siberian platform.