

УДК 552.323.6:553.81

Н.Н. Зинчук, М.Н. Зинчук

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

О СПЕЦИФИКЕ ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ОРУДЕНЕНИЯ

На основании анализа результатов многолетних термобарогеохимических исследований показано, что возникновение качественных промышленных руд зависит от температуры, давления, агрегатного состояния, состава и концентрации рудообразующих флюидов. Показано, что от состава и концентрации гидротерм зависит качественное и количественное образование минеральных ассоциаций во время продуктивных стадий. Разработан комплекс методов для идентификации, количественного подсчета и картирования постмагматических и гипергенных минералов кимберлитовых пород. Наряду с пневматолитово-гидротермальными процессами, которые протекали в обстановке близкой к изохимической, в кимберлитовых диатремах широко распространен метасоматоз (автометасоматоз). Предложено, что под новообразованиями кимберлитов следует понимать все минералы, сформировавшиеся из термальных растворов, под которыми подразумеваются не только постмагматические ювенильные, но и образовавшиеся как в период формирования трубок, так и на более поздних этапах их становления (в том числе и в гипергенных условиях). Приведены типоморфные особенности идентифицированных в кимберлитах минералов классов: силикаты, карбонаты, оксиды и гидрооксиды, сульфиды, сульфаты, галогениды, фосфаты и бораты. Установлены отличия в минеральном составе новообразований не только в различных трубках, но и в плане отдельных тел или блоков одной и той же диатремы

Ключевые слова: постмагматические и гипергенные процессы, типоморфизм вторичных минералов, кимберлиты, метасоматоз.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.65

Изучение минералогии и состава включений в алмазах и других индикаторных минералах кимберлитов (ИМК) представляет большой интерес для выяснения условий их образования, а также выяснения характера превращений в структуре, происходящих уже после кристаллизации, что очень важно для выяснения влияния на качество алмазного сырья. Большинство исследований, судя по опубликованным многочисленным сведениям, посвящено исследованиям твердых включений, среди которых выделяются сингенетические и эпигенетические. Эпигенетические включения представлены в основном графитом, часто ассоциирующим с сульфидами. Среди сингенетических включений установлены

минералы-узники ультраосновной (оливин, хромшпинелид, малиновый пироп, хромдиопсид и энстатит) и эклогитовой (оранжевый гранат, ом-фацит, коэсит, рутил, дистен и диопсид) ассоциаций. Сравнительно более редкими исследованиями флюидных включений в минералах показано [1-4, 16-20], что возникновение качественных руд различных компонентов в промышленных масштабах зависит от температуры, давления, агрегатного состояния, состава и концентрации рудообразующих флюидов. Существование рудообразующих флюидов в магматических источниках предполагалось многими учеными, но прямых доказательств этого обычно приводилось немного. Утверждалось [5, 14-17, 21], что рудообразующие флюиды, отделяясь от магматических источников, на первых порах являются гомогенными, а позднее разделяются на две следующие флюидные фазы: а) богатую на H_2O и CO_2 ; б) богатую на H_2O и $NaCl$. Исследования проводились в основном лишь до $450^\circ C$ и с растворами, концентрация которых достигала 20 вес.% $NaCl$, поскольку выше этих значений аппаратура для измерений из нержавеющей стали очень быстро изнашивалась и выходила из строя. Однако исследователи предполагали, что при температурах $500-600^\circ C$ и повышенных давлениях концентрация солей в рудообразующих растворах будет очень высокой. Соединяя экспериментальные сведения с материалами термобарогеохимического изучения природных минералов, показано [5-13, 22-25], что во включениях сульфидных и силикатных расплавов, выявленных в минералах из мантийных хромдиопсидовых ксенолитов, была CO_2 , захваченная при $1250^\circ C$ и 6,5-7,5 кбар (на глубинах 22-25 км). Были выявлены Ni-обогащенные сульфиды, образованные на границе кора – мантия (Мохо) при процессах кипения расплавов. Исследование искусственных гранитоидных магм в автоклавах показало [26-30], что во время кристаллизации кислых магм выделяются концентрированные хлоридные рудоносные флюиды, нижние PT-границы которых представляют $770^\circ C$ и 1,43 кбар. При этом отдельные компоненты (Fe, Zn, Na, K, Ca, Cl) распределяются между силикатным расплавом и хлоридным флюидом при $600-800^\circ C$ и 2 кбар так, что Fe и Zn переходят к водно-хлоридному флюиду в количествах, достаточных для формирования промышленных месторождений. Примерно в этот же период были предложены схемы магматической дифференциации (с флюидными включениями). Выделяя разные типы расплавов – от базальтового через гранитный к водосолевому и плотного CO_2 , а также углеводные флюиды, газы низкой плотности, было заложено начало целенаправленным поискам рудоносных флюидов среди включений, образовавшихся на стадии кристаллизационного фракционирования и несмешиваемости расплавов [31-35].

На основе многочисленных наблюдений и рассмотрения различных видов и типов флюидных включений в минералах магматических пород и месторождениях неметаллических полезных ископаемых, нами [36-41] предложена следующая схема эволюции рудоносных флюидов: W, Mo, Pb, Zn, Bi и Sb. Поводом для создания данной модели послужили находки включений, где в одной вакуоли находились кубики NaCl и жидкостная CO₂. В соответствии с этой моделью, на последних стадиях жизни магматического источника, в камерных пустотах накапливается многокомпонентный флюид. Температура в таких камерах достигает 1200-1400°C, давление – 5-6 кбар. Концентрация флюида 60-70% экв. NaCl и в нем преобладают H₂O (0,5-12%), CO₂ (0,1-0,5%), хлориды (0,1-0,3%), но значительно меньше K, Ca, Mg, F, H₂S, CH₄. Во флюиде находятся также металлы в виде комплексных соединений, которые достигают 1-2% объема магмы. Металлические высокотемпературные комплексные составы отнесены нами к рудогенным или рудообразующим компонентам флюида. Легкие и легкорастворимые компоненты, занимающие до 3-5% объема магмы, названы фоновыми или минералами-заторами. Последние стали активными мобилизаторами рудных элементов из магмы, комплексообразующими и транспортирующими металлы, регулирующими щелочность-кислотность среды, а при соответствующих изменениях температуры и давления принимающими участие в распаде комплексов и возникновении стойких ионных составов – руд. Главная роль среди них отводится хлоридам, углекислоте и воде [42-45].

При кристаллизации таких расплавов-растворов на поверхности затвердевающей фазы концентрируются определенные компоненты согласно зонной плавке [4-6, 14, 17-18], что послужило базой для понимания дифференциальной кристаллизации многокомпонентных силикатных расплавов. При этом возникает подвижная фаза – флюид, обогащенный водой и вышеупомянутыми агентами-минерализаторами. Отделение рудообразующих флюидов от силикатных расплавов и зарождение ранних минералов (высокотемпературных и высокобарических) происходит при нарушении равновесия в системе, которое осуществляется двумя способами: а) путем ретроградного закипания расплава (при высоком содержании летучих); б) постепенным, эволюционным путем отделения жидкообразного перенасыщенного флюида [46-49]. В первом случае главная роль принадлежала углекислоте, а во втором – галоидам. Обе ветки на РТ-диаграмме являются рудообразующими. При ретроградном вскипании расплавов появились углекислотные газовые флюиды (включения CO₂ с незначительным количеством NaCl). С течением времени они сжижались и минералообразование осуществлялось из углекислотных

гидротерм, периодически закипавших. Флюиды эволюционного происхождения высокоплотные и агрессивные. При самом малом понижении давления они гетерогенизировались (закипали) с образованием на гранях роста минералов включений закипавших флюидов. Это сингенетические включения чистой водносолевой и водно-углекислой разделенных частей бывшего гомогенного флюида. Гетерогенизация (закипание) флюидов осуществлялась в участках трещиноватых пород, в которых флюиды становятся неравновесными с окружающими и в них происходит поочередный распад закомплексованных металлов согласно с их устойчивостью (в данных РТ-условиях), с образованием Mo (440-340°C), W (380-300°C), Sn (360-280°C), Cu (340-260°C), Pb и Zn (280-180°C), Au (260-190°C), Hg (140-90°C) руд. Анализ опубликованных литературных материалов показал, что медно-никелевые магматические руды формировались из основных магм, где сульфидные глобулы были обогащенные CaCl-NaCl-H₂O-CO₂-CH₄. Порфировые месторождения возникли из пересыщенных флюидами магм, что эволюционируют в высокосолёные и низкоплотностные пары [50-52]. Эта эволюция документируется [17] проявлением флюидных включений высокосолёной, высокотемпературной гомогенизации, сосуществующей с богатыми парами включениями низкой плотности, что подтверждает явления кипения высококонцентрированных флюидов. При комнатных условиях жидкостные включения (как одна из составных частей кипящих флюидов) вмещают дочерние минералы NaCl, KCl, CuFeSO₄ и пр.

По включениям в минералах известного в мире Cu-порфирового месторождения Бингем выявлены [4, 19] явления кипения (в связи с перепадом давления) флюидов, как механизм локализации руд. При этом от флюида отделялись CO₂, H₂S и HCl. Из минералов отмечены молибденит, магнетит, халькопирит, пирит, борнит, кварц, сильвин, галит и ангидрит, а также газ и жидкость, температуры растворения которых (в °C): 90-130, 325-350, 600, 650 и 800-1000. Эти данные позволяют утверждать, что в конце магматического этапа указанные флюиды с рудными элементами отделились от силикатного расплава при 1000-1100°C. Явление разделения фиксируются наличием сингенетических включений силикатного и флюидного солевого расплава. Изучение флюидных включений в минералах позволило [53-56] построить пространственно-временные модели и выявить зависимость качества и количества руды от температуры, давления, агрегатного состояния, состава и концентрации рудообразующих растворов.

Температурный фактор приводит к регулированию качественного и количественного состава минеральных ассоциаций. По мере охлаждения

флюидов осуществляется очередность распада соответствующих комплексов металлов и неметаллов. Быстрое охлаждение флюидов приводит к возникновению многочисленных центров зарождения минералов к интенсивной кристаллизации массивных руд на ограниченном пространстве. Медленное их охлаждение обуславливает кристаллизацию совершенных по огранке индивидумов и сравнительно бедного оруденения на растянутом пространстве в виде вкрапленных руд. Кристаллизация минералов из магматического расплава осуществляется в определенной последовательности, причем это характерно и для гидротерм.

Барический фактор определяет умеренность или быстротечность процессов мобилизации вещества, перемещение флюидов, интенсивность распада рудомиграционных соединений и адекватные процессы рудообразования (качественные и количественные). Спад давления является функцией трещинообразования. Последнее влечет за собой увеличение объема и отделение от флюидов (магм) газовой составляющей, т.е. вскипание магм и гидротерм. При резком снижении давления происходит быстрое снижение температуры и, как следствие, быстротечная кристаллизация минералов, формирующих богатые рудные столбы на незначительной площади. Умеренное снижение давления влечет за собой спокойное охлаждение системы и медленный процесс кристаллизации минералов идеальной огранки, которые формируют бедные руды также на значительной территории.

Фактор агрегатного состояния флюидов подразумевает нахождение их в газовом, жидком или твердом виде, что устанавливается по флюидным включениям в минералах. Эти включения являются остатками первичного рудообразующего флюида и по ним судят о состоянии флюидной среды, где зарождался и рос минерал. Все минералы магматического происхождения содержат затвердевшие раскристаллизованные частицы магмы. Высокотемпературные минералы пневматолитового происхождения содержат включения первичных газов. Минералы гидротермального происхождения содержат жидкие первичные включения. В последние годы на изученных объектах [6-15, 18] выявлен новый генетический тип включений вскипавших флюидов, который пока не вошел в классификационную схему. В минералах он представлен средой, которая вскипала, а в магматогенных – включениями магматического расплава и соседствующими газовыми компонентами. В гидротермальных минералах такие включения представлены газовыми и сингенетическими с ними жидкими. При нагревании таких включений они должны гоменизироваться при температуре, которая соответствует условиям кипения минералообразующих флюидов. Кипение кимберлитовых расплавов

осуществлялось при 1420-1450°C. Кипение гидротермальных компонентов происходило в интервале от 600 до 800°C. Более узкие рамки кипящих рудообразующих гидротерм выделяются по полученным данным замеров температур гомогенизации включений того или другого минерала, возникновение которого происходило в температурных рамках, начало и завершение его кристаллизации. Начало кристаллизации обычно совпадает с распадом соединений (комплексов) в виде каких переносились металлы (хлоридных, серных, сульфатных, гидро- и оксикомплексов). Вскипание или гетерогенизация осуществляется в участках трещиноватости пород, где приток флюидов попадает в области пониженного давления и становится неравновесным с окружающими породами. Именно в таких условиях происходит распад комплексов соответственно их устойчивости по мере снижения РТ-параметров и возникают новые, устойчивые в данных условиях образования. Новообразованные минералы обычно содержат включения вскипавших флюидов (газовые+жидкие или газовые+расплавные). Такие включения являются прямыми признаками явлений вскипания и участков накопления промышленного оруденения, поскольку многочисленными наблюдениями установлено, что пространственно они совпадают.

Состав и концентрации флюидов, из которых возникли те или иные руды свидетельствует о том, какими катионами и анионами они представлены, составе солей в них, газов и их количестве, в каком виде (газовом или жидком) переносились металлы, представляют сведения о формировании геохимических барьеров и интенсивности отложения вещества на них. Металлы в гидротермах переносятся многоступенчатыми хлор-, гидроксо-, аква- и другими комплексами. Хлоркомплексы обуславливают возникновение высокотемпературных минералов метасоматитового кварц-полевошпатового состава (скарны, вторичные кварциты и грейзены), а также руд молибдена и вольфрама. Гидрокомплексы характерны, например, для переноса золота. Аквакомплексы широко распространены в природе из-за наибольшей выгодности с энергетической точки зрения, формируя внешние сферы хлоридных комплексов, свойственных переносу металлов руд телетермальных месторождений. Ранние высокотемпературные комплексы со снижением температуры гидротерм до 250°C ассоциируют на ионы металлов и лиганды. Осуществляется замена последних, сопровождаемая окислением или восстановлением центрального атома. Ниже 250°C углекислота переходит в гидрокарбонат-ион, сероводород - в гидросульфид-ион. Диссоциируют также кислоты и щелочи. При этом возникают щелочные и другие геохимические барьеры различных за контрастностью и протяженностью, которые будут

определять интенсивность кристаллизации руд, то есть происходит количественно-качественное возникновение минеральных ассоциаций на геохимических барьерах. Сравнительно высокотемпературные молибденовые и вольфрамовые руды кристаллизовались из растворов, которые в газовой-жидких включениях указанных минеральных ассоциаций имеют много твердых фаз (минералов-узников) галогенидов щелочных металлов, что свидетельствует о концентрации их в пределах 40-70% экв. NaCl. Руды золота, свинца и цинка формировались из гидротерм, насыщенных углекислотой, объемное содержание которой в газовой-жидких включениях минералов этих руд достигает иногда 83% объема всех газов, а в самородном золоте – до 90% [17-19].

Роль термобарических факторов минералообразования можно проиллюстрировать [39, 48] на примере Коростенских пегматитов Вольни (Украина), образование которых начиналось в магматический этап. Более позднее минералообразование осуществлялось пневматолитовым, а позднее и гидротермальным путем. Пегматиты являются источником россыпей мориона и горного хрусталя, топаза, берилла и других, ценных для промышленности минералов. Коростенские пегматиты, в основном, камерного типа (занорышевые). В этой полосе пегматиты имеют вид штоков разных размеров, которые пространственно находятся под габбро-лабрадоритовым экраном. Здесь, в отдельных камерах, накапливалась остаточная магма, обогащенная летучими компонентами и солями, благодаря чему могла охлаждаться до сравнительно низких температур и давлений. Пегматитовые тела имеют зональное строение, содержащее графическую и пегматитовую зоны, участки полевых шпатов, массивного кварца, а также нейтральную зону свободного роста кристаллов (ядро). Перед формированием каждой зоны и во время кристаллизации в них минералов происходили флюктуации температуры и давления. В целом схема их образования выглядит следующим образом: а) вскипание магмы – образование графической зоны; б) вскипание магмы – образование пегматоидной зоны; в) вскипание магмы – образование полевошпатовой зоны; г) вскипание флюида – образование зоны массивного кварца; д) неоднократное кипение флюида – образование минералов пустоты свободного роста кристаллов (центральной камеры). Особенно детально изучены [14, 17-19] флюктуации температур и давления при образовании массивного кварца и минералов пустоты свободного роста. Сначала образовался блочный кварц (700-600°C). Позже, при высшей и кое-где при низшей температуре инверсии $\alpha - \beta$ кварца (573°C, которая при высоких давлениях достигает 570-620°C) возник «сотовый» кварц. Еще ниже этой температуры

формировался полосатый кварц, за ним – ледниковый, дымчатый кварц, морион и топаз. В последний момент система была открытой и в ней проявлялись периоды флюктуации температуры и давления. Это явление фиксируется растрескиванием включений в морионе, что указывает на приток более высокотемпературных флюидов, чем те, которые зафиксированы в морионе. Из этих более высокотемпературных флюидов позже возник бесцветный кварц регенерации, который вмещает удлиненные (характерные для топаза) включения с углекислотой. Явление кипения флюидов зафиксированы при нагревании включений в топазе (начало кипения при 350-345°C, конец – 380,5-357°C, в кварце начало – 380-360°C, конец – 387-367°C), а гомогенизация этих включений происходила как в газовую, так и в жидкую фазы.

Существенно отличаются от охарактеризованных факторов гидротермальное выщелачивание и корообразование кимберлитов, широко развитые (рис.1-3) на диатремах древних платформ мира [5-13,15-17]. Зону развития этих процессов можно оконтурить по повышенному содержанию свободного кремнезема, что особенно характерно для кимберлитов Восточно-Европейской (ВЕП) и диатремовых частей Сибирской (СП) платформ. Зоны повышенных концентраций кремнезема возникают часто в связи с воздействием на кимберлиты кислых термальных растворов. При этом вдоль трещин произошло преимущественно выщелачивание породы, заключающееся в растворении карбонатов и частичном разрушении силикатов магния. Такое воздействие кислых растворов привело к появлению в кимберлите небольших пустот и каверн. Наиболее интенсивным выщелачивание было у контактов многих диатрем, где возникли большие пустоты с друзами кварца (рис.3), кальцита и пирита. Основная причина столь интенсивного выщелачивания здесь – рыхлое состояние самого кимберлита. Слабое выщелачивание привело к перекристаллизации карбонатов, а в жильных образованиях – к частичному растворению кристаллов кальцита. Процесс шел в восстановительной среде, что вызвало (рис.1-3) начало образования магнетита, сульфидов железа совместно с кварцем и доломитом. Под воздействием кислых растворов происходит хлоритизация и вермикулитизация триоктаэдрических слюд [20-29]. При растворении кимберлитов, сложенных преимущественно карбонатами и силикатами магния, произошла нейтрализация растворов с повышением pH, что обусловило выпадение новых карбонатов и других вторичных минералов, возникших из аутигенного вещества. Процессы растворения повторялись, о чем свидетельствуют формы возникших вторичных минералов, которые в свою очередь также изменялись в гипергенных условиях (рис.1).

Новообразования класса оксидов и гидроксидов в кимберлитовых породах представлены в основном магнетитом и минералами группы кремнезема. Гидроксиды представлены гётитом и другими гидроксидами железа, а также бруситом и амакинитом. Гематит встречается в кимберлитовых трубках в концентрациях редко превышающих первые проценты. Обычно минерал покрывает тонкой коркой кристаллы кальцита и других минералов. Гётит является довольно распространенным новообразованием в кимберлитах многих алмазоносных регионов различных платформ. В ряде кимберлитовых диатрем особенно много этого минерала в краевых частях верхних горизонтов, где он окрашивает породы в светло-коричневый цвет. Нередко пылевидные выделения минерала заполняют (рис.1,а-г) пространство между кристаллами кальцита, барита и магнетита, а в верхних горизонтах, затронутых выветриванием, ассоциируя с новообразованиями гидромагнетита, гипса и кальцита. В виде сферолитов гётит в ассоциации с гематитом часто нарастает на грани

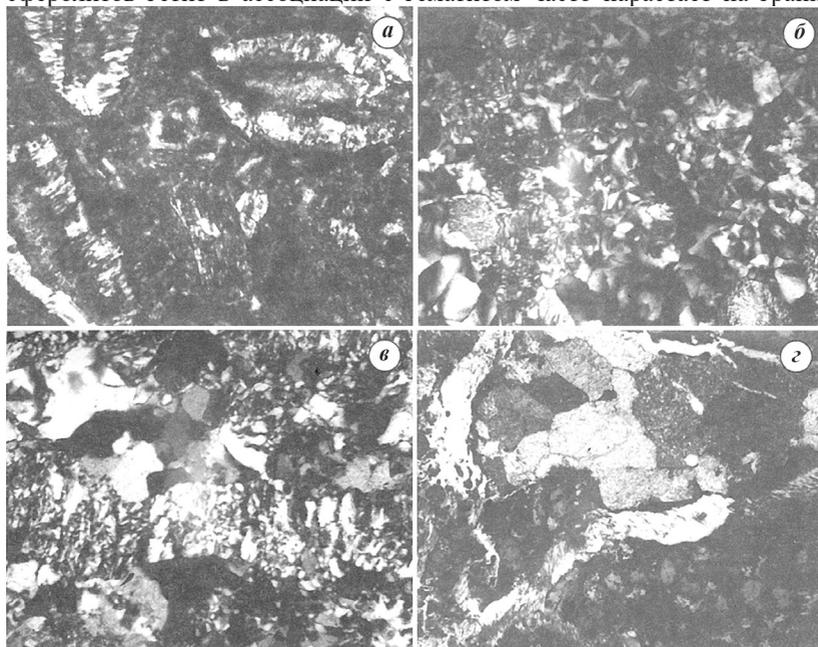


Рис. 1. Кимберлитовые породы верхних горизонтов трубки Удачная, обогащенные новообразованиями:

Доминирующие минералы: а – гидромагнетит (шлиф У-3-2); б – сферолиты халцедона (шлиф У-26-10); в – прожилки гипса в кварце (шлиф У-26-8); г – серия прожилков гипса в кимберлите (шлиф У-28-3а).а – г – шлифы с анализатором, увеличение 60

кристаллов других минералов. В верхних частях диатрем гидроксиды железа пропитывают породу, окрашивая её в различные оттенки коричневого цвета. Амакинит встречается в ряде диатрем СП (Мир, Интернациональная, Юбилейная, Удачная, Сытыканская и др.) в виде зеленоватых кристаллов или их сростков размером до 5 мм. На дневной поверхности минерал быстро изменяется и покрывается буроватой корочкой гидроксидов железа, ассоциируя с кальцитом, серпентином, пироауритом и другими минералами. Магнетит широко распространен в кимберлитовых породах многих трубок различных платформ мира, где зачастую распылен в основной массе пород, отмечается (рис.2,а-в) в виде неправильных выделений, конкреций и жезд, а также в отдельных серпентиновых псевдоморфозах. Он образует также мелкие (1,0-2,5 мм) или ветвящиеся прожилки (до 5 мм) с нечеткими очертаниями. В жездах и конкрециях октаэдрические кристаллы этого минерала ассоциируют обычно с кальцитом, баритом и серпентином. Вокруг вкрапленников и по краям прожилков серпентина иногда также отмечается пелитоморфный магнетит. С сульфидами железа у магнетита в большинстве случаев наблюдаются взаимные переходы. В отдельных диатремах преобладают ветвящиеся прожилки магнетит-серпентинового состава мощностью до 5 мм. В пироаурит-кальцитовых и кальцитовых прожилках встречается [10-13] ряд морфологических простых форм кристаллов. В кимберлитах Алакитского, Далдынского, Верхнемунского, Мирнинского и Накынского кимберлитовых полей СП выделяются две важнейшие морфологические разновидности магнетита: а) крупнозернистые агрегаты (радиально-лучистого строения), кристаллы или их сростки; б) скопления мелкозернистого магнетита, которые либо образуют в породе неправильные гнезда, полосы и линзы, либо равномерно в ней распределены.

Кварц и халцедон являются широко распространенными вторичными образованиями кимберлитов, которые могут влиять на надежность процессов извлечения алмазов из пород [14-17]. Повышенные концентрации кварца приурочены обычно как верхним частям диатрем (затронутых процессами корообразования), а и к приконтактовым зонам на более глубоких горизонтах тел. Кварц часто встречается (рис.3,а-в) вместе с кальцитом и другими вторичными образованиями, образуя щетки, жилы и прожилки. Нередко кристаллы кварца на кварц-опал-халцедоновой подложке можно наблюдать непосредственно на измененной в различной степени кимберлитовой породе. Размеры, форма и морфология кварцевых индивидов самые разнообразные. Характерная особенность большинства изученных кристаллов кварца – скульптурированность всех граней, обусловленная [18-23] процессами растворения, а

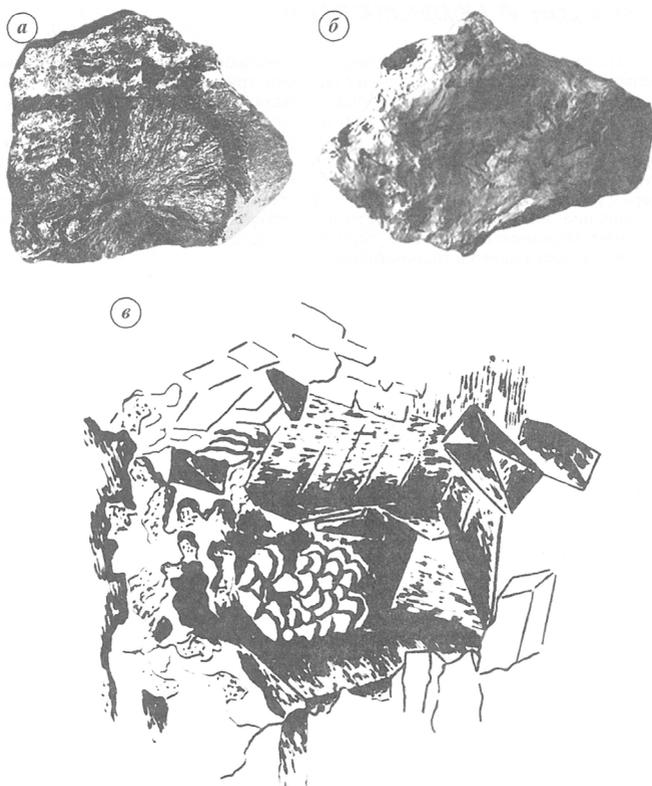


Рис. 2. Формы выделений магнетита в кимберлитах трубки Удачная:
 а – радиально-лучистые выделения (обр.УЗ-77-41, натуральная величина; б – скелетные формы роста магнетита в серпентите (обр.УЗ-77-40, натуральная величина); в – октаэдрические кристаллы магнетита и друза черного барита (обр. УЗ-236, увеличение 5)

также наличием многочисленных включений пирита, марказита, гётита и других вторичных образований. Встречается как бесцветный кварц, так и окрашенный в различные оттенки бурого, серого и фиолетового цвета. Бурые и серые цвета минерала аллохроматические и обусловлены механическими примесями гидроксидов железа (бурые) или микровключениями сульфидов Fe (серые). На многих изученных кристаллах минерала наблюдается слабо плеохроическая полоса поглощения с максимумом в области 535-540 нм, что обычно характерно для классических аметистов. Аметистовидная окраска кварцев с увеличением температуры отжига

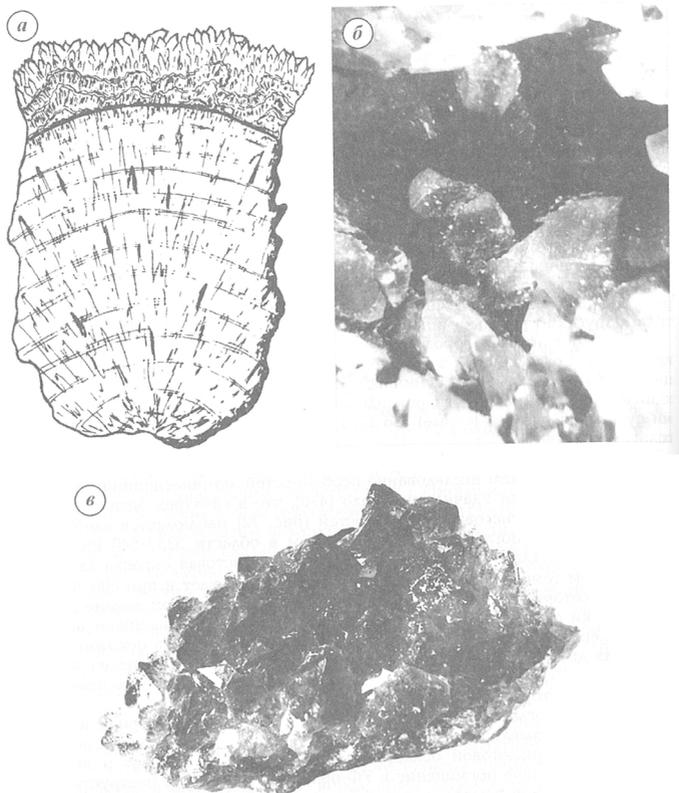


Рис. 3. Форма выделений кварца в кимберлитах трубки Удачная:

а – фрагмент сферического образования кальцита с коркой халцедона, на которую нарастают друзы кварца; б – друза фиолетового кварца с вростками сульфидов железа; в – выделения полупрозрачного кварца в пустотах кимберлита (а – в – натуральная величина)

постепенно ослабевает и при 600°C исчезает. При сравнительном изучении кварца наиболее информативными являются его люминесцентные характеристики, отражающие особенности структурной и примесной микродфектности его природных образцов и соответственно физико-химические параметры кварцеобразующих сред. Изучение состава газовой фазы включений в кварце из кимберлитовой трубки Удачная СП показало, что главными компонентами в составе газовых включений являются CO_2 (до 92,16%), N_2 (до 70,11%) CH_4 (до 5%) и H_2 (до 40%). В прозрачных скелетных кристалликах кварца, характеризующихся пониженным

содержанием CO_2 , в отличие от аметистовидных выделений минерала, установлено повышенное содержание CH_4 (66,67%) и H_2 (до 40%). Довольно широко распространен (особенно в приконтактных частях верхних горизонтов диатрем) в кимберлитах халцедон, представленный в виде необычайных друз, сложенных не кристаллами, а своеобразными псевдоморфозами по ранее проявившимся минералам. Обычно такие псевдоморфозы образуются в полностью измененной породе. В результате наложения различных процессов возникли не только выделения минерала в породе, а и по трещинам и жилам. Обычно такая порода светлая, содержащая много гипса и сравнительно мало гидроксидов железа. В гипергенно измененных кимберлитах верхних частей диатрем нередко кварцевая зона переходит в халцедоновую, приобретающую очертания кристаллов кремнеземных минеральных выделений. Из-за сильно измененных неоднократно наложенными процессами изменений кимберлитов верхних частей диатрем, нередко затруднительно выделять стадии таких преобразований и даже исходные минералы. Асбестовидные жилки светло-серого брусита (немалита) были отмечены в кимберлитовых породах СП, являясь наиболее характерными для отдельных диатрем (Удачная, Новинка, Заполярная, Сытыканская и др.) Далдынского, Алакит-Мархинского и Верхнемунского полей. Нередко брусит, образующийся в заключительную стадию формирования кимберлитов из магматического раствора, образует самостоятельные блоки сравнительно плотных пород. В процессе комплексного изучения вещественного состава кимберлитовых диатрем СП нами [16-23] получены новые данные об относительно широком распространении брусита, а новые сведения о физических свойствах и химическом составе этого минерала позволили высказать некоторые соображения о генезисе брусита в кимберлитовых породах. Брусит обнаружен в виде породообразующего минерала в отдельных блоках трубок Удачная, Юбилейная, Сытыканская и др. Размер блоков пород в центральных частях диатрем, обогащённых бруситом, достигает 50-60 м. Содержание минерала в таких участках нередко превышает 60%. Брусит образует здесь волокнистые агрегаты, напоминающие асбест. Кристаллы минерала редки. В шлифе он часто отмечается в виде параллельно-волокнистых агрегатов, которые, кроме волокон, могут представлять торцевые срезы разбитых по спайности таблитчатых индивидов. Брусит либо развивается по оливину непосредственно, либо между ними образуется узкая прокладка серпентина. Нередко брусит замещает не только оливин, но и частично зерна других минералов кимберлитов (гранаты, пироксены и др.), основную массу породы, а также ксенолиты глубинных пород ультраосновного состава. Отдельные прожилки

брусита пересекают ксенолиты вмещающих карбонатных пород и кристаллических сланцев фундамента. В отличие от серпентинизации, в процессе полного замещения бруситом исходных минералов кимберлитов, реликтовая текстура и структура практически не сохраняются, свидетельствуя о полной перекристаллизации исходной породы, сопровождаемой выносом кремнекислоты.

Таким образом, проведенные исследования позволяют утверждать, что с началом кристаллизации магмы (800°C) от неё отделяется рудоносный флюид (700-600°C), который к началу образования руд (400°C) находится в виде комплексных соединений. В начале процесса рудообразования комплексные металлоносные соединения переходят в ионные, которые вступают в реакцию с кислородом и серой, формируя на первых порах сульфиды и оксиды, а позднее (в границах 100° и ниже) – карбонаты. Иначе ведут себя в этом процессе другие элементы. Так, молибден в ранних щелочных растворах (рН=9) переносился в виде молибдатов и окситиомолибдатов (гидроксокомплексов). В присутствии серы при 470-450°C и 1,2-1,1 кбар эти комплексы разрушались и вслед за калишпатизацией пород кристаллизовался крупночешуйчатый молибденит (при 440-390°C и 1,0-0,9 кбар из нейтральных или слабощелочных растворов при повышении активности серы). В молибдатных комплексах возможно замещение кислорода галоидами с образованием оксигалоидномолибдатных (гидроксохлоридных) комплексов, стойких в кислых грейзенизирующих (450-400°C) и серицитизирующих (400-350°C) растворах со следующей кристаллизацией мелкочешуйчатого молибденита из близнеутральных растворов при температуре 370-340°C. Минералы золотоперспективных зон интенсивно насыщены углекисловодными включениями, что свидетельствует о наличии в этих участках преимущественно золотоносных рудных тел. От состава и концентрации гидротерм прямо зависит качественное и количественное образование минеральных ассоциаций во время продуктивных стадий. Все перечисленные факторы приложимы и к магматогенным кимберлитовым образованиям и могут использоваться как поисково-оценочные признаки на алмазоносных полях. Показанный на примере Коростенских пегматитов процесс происходил при эпизодическом вскипании сначала магмы, обогащенной летучими и минерализаторами, а позже – флюидов, которые отделялись от неё и формировали минералы, размещенные в занорышевой части пегматитов.

Установлена различная степень устойчивости ИМК к процессам гидротермального и гипергенного преобразования. Основные первичные минералы кимберлитов по степени возрастания устойчивости образуют

следующий ряд: пироксены – оливин – пикроильменит – хромшпинелиды – пироп – алмаз. Устойчивость различных генетических групп одного минерала определяется степенью и характером дефектности структуры. Пневматолитово-гидротермальное и гипергенное преобразование первичных минералов кимберлитов происходит путем диффузионного выноса вещества по дислокациям и дислокационным блоковым границам, так как для них энергия активации значительно понижена. Широко развиты явления адсорбционного понижения прочности, приводящего к диспергации вещества кристалла и соответственно к повышению темпом преобразования (выветривания). Обогащенность верхних горизонтов КВ кимберлитов фиолетовыми гранатами связана с различной устойчивостью в этом процессе различных цветовых разновидностей минерала. Повышенная устойчивость пикроильменита и хромшпинелидов относительно пироба приводит к изменению их соотношения в пользу рудных минералов в КВ по сравнению с неизменными кимберлитами. Поведение минералов в процессе выветривания кимберлитовых пород в некоторой мере являются сходными с их преобразованием под действием пневматолитово-гидротермальных процессов. Показана неустойчивость в процессе выветривания кимберлитов сопутствующих алмазу пироба, пикроильменита, пироксенов и оливина. Последние в сильно измененных кимберлитах практически полностью замещаются вторичными образованиями (серпентин и монтмориллонит), сильно корродируются гранаты пиробового ряда. Особенности изменения первичных минералов во многом обусловлены степенью их дефектности. Специфические условия генезиса и эволюции кимберлитового расплава до момента становления кимберлитовых диатрем определяют для всех первичных минералов кимберлитов высокую дефектность структуры. Пикроильменит, являющийся одним из самых распространенных минералов кимберлитов, парагенетически связан с оранжевыми пиробами и также характеризуются чрезвычайно высокой степенью дефектности структуры. Обладая избыточной энергией, связанной с дефектами структуры, часть зерен пикроильменита в благоприятных условиях проходит рекристаллизацию, в результате которой образуется равновесный агрегат бездефектности зерен. Характерной особенностью выветривания пиробов можно считать образование трахитических (волосовидных) каналов травления и более крупных клиновидных впадин, являющихся одновременными нарушениями структуры – дислокациями и благодаря избыточной энергии обеспечивают повышенную миграцию вещества кристалла по ним. Гранаты в КВ более трещиноваты, чем в кимберлитах, отчего значительная их часть при обработке проб переходит в мелкие гранулометрические классы. В зоне гипергенеза кимберлитов образуются так называемые

кубоиды, имеющие обычно бугорчатую поверхность и пирамидальный рельеф, подчеркивающий их блоковое строение.

Растворение в гидротермальных и гипергенных процессах кимберлитов и крупных ксенолитов происходило под воздействием угольной и серной кислот. Под большим давлением углекислота создает сильно кислую среду. Образование серной кислоты происходило за счет сероводорода вмещающих диатремы пород, а также окисления сульфидов. В постмагматическую стадию растворялись породы на наиболее слабых участках, отчего возникли пустоты, в которых впоследствии и отложились хорошо ограненные кристаллы вторичных минералов. Чаще всего они приурочены к местам раздува трещин. Однако встречаются и слепые обособленные пустоты. Доказательством формирования их вследствие растворения породы является наличие среди вторичных выделений обломков труднорастворимых минералов (гранаты и др.). Вадозные термальные воды – явление довольно обычное для кимберлитовых диатрем. В них часто присутствуют барий и стронций, отчего не случайна барит-стронциевая минерализация как в кимберлитах, так и во многих осадочных образованиях околотрубочного пространства. Поскольку размер трубок небольшой, то вторичную минерализацию кимберлитов нельзя рассматривать отдельно от процессов, протекавших во вмещающих осадочных породах. Под давлением вадозные термальные воды проникали в сравнительно рыхлую массу кимберлитов, разрушая малоустойчивые минералы, а при изменении условий – откладывая по трещинам свои компоненты. С вадозными гидротермами в диатремы попадали битумы и другие органические соединения, а также растворимые соли, которые частично содействовали разложению ранее образовавшихся минералов, а потом отлагались в трещинах диатрем. Поскольку дегазация магматических пород – длительный процесс, то вадозные гидротермы периодически находились под воздействием глубинных эманаций, хотя последние были стерильны и представлены в основном углекислым газом и водяными парами, которые все же приводили к локальному повышению температуры, а также интенсивному растворению кимберлитов, образуя зону выщелачивания. Поэтому возможно объединение ювенильных и вадозных составляющих в единую пневматолитово-гидротермальную систему. Присутствие среди кварцев из кимберлитов различных диатрем значительного числа аметистовидных образцов позволяет с полным основанием относить эту разновидность минерала к низкотемпературным образованиям. На низкотемпературный характер кристаллизации кристаллов кварца в кимберлитах указывает также присутствие во многих изученных кристалликах включений гётита – минерала, обычно

образующегося при температурах ниже 200°C. Эти данные хорошо согласуются и с некоторыми результатами исследований температур гомотенизации газовой-жидкой включений в кальците из этих же диатрем, по которым верхний температурный интервал кристаллизации кальцита обычно не превышает 350°C. Довольно характерный для верхних горизонтов кимберлитовых диатрем халцедон встречается как в виде псевдоморфоз, так и мелких кристалликов, образующихся вместе с кварцем и кальцитом. Зоны волокнистых выделений халцедона бесцветна, что свидетельствует о срастании отдельных разновидностей минерала, образующий мелкие друзоподобные агрегаты. Обнаружение кристалликов этих минералов в осадочных толщах можно успешно использовать при определении источников сноса этих минералов в бассейны седиментации преотложенного материала.

Процесс бруситизации происходил в иных условиях, чем массовая серпентинизация кимберлитов. Однако, если при серпентинизации брусит образует примесь, то при бруситизации содержание серпентина невелико. Встречаются также отдельные блоки пород, в которых в одинаковой степени развиты серпентин и брусит. Последний слагает прожилки в частично серпентинизированных кимберлитах и является более поздним образованием. Обычно бруситизация приводит к полному уничтожению структурно-тектонических особенностей первичных пород и только на некоторых (переходных) участках сохраняются очертания первичных минералов, представленных оливином. Наличие псевдоморфоз брусита и довольно распространенных реликтов оливина свидетельствуют о том, что образование минерала происходило не только в пустотах или по трещинам, но и путем замещения всей породы. Возможно, образованию брусита в породе предшествовало частичное её растворение по всему объему. Образование минерала может идти в относительно широком температурном интервале. В стандартных условиях гидроксид магния формируется в щелочной среде в условиях очень низкого парциального давления CO_2 . По мере повышения температуры гидролиз происходил в более кислых условиях. В кимберлитах брусит образуется в процессе проявления двух этапов постмагматической переработки породы. С первым этапом связано формирование брусита при серпентинизации оливина. Он слагает здесь агрегаты в смеси с серпентином и другими сходными минералами, а поэтому трудно диагностируется обычными петрографическими методами. В отличие от этого сложная сеть прожилков брусита, развитая в кимберлитах трубок Удачная, Заполярная, Новинка и др., возникла в процессе воздействия на породу гидротермально-метасоматических растворов на заключительном этапе

постмагма-тической переработки кимберлитов. Несмотря на то, что брусит частично образуется во время серпентинизации кимберлитов, бруситизация представляет собой отдельный метасоматический процесс, для которого характерен вынос кремнекислоты и железа, а также появления чисто магнезиального гидроксида, представленного агрегатами из ориентированных индивидов.

Образование сульфидов (в первую очередь сульфидов железа) происходит и в настоящее время, поскольку заражение трещинных вод сероводородом в некоторых трубках достаточно велико. Несомненно, сульфиды выделялись и в гидротермальную стадию при довольно высоких температурах, и даже в гипергенных условиях при специфических геохимических условиях среды минералообразования. Доказательством этому могут быть образования пирита и кварца в отдельных участках разрезов и профилей. Главным источником серы для сульфидов были вмещающие диатремы вмещающие породы нижнего палеозоя, трещинные воды которых были обогащены сероводородом. Об этом свидетельствуют габитус цинковой обманки, а также отсутствие среди вторичных образований сидерита. Поступление в кимберлитовые трубки тяжелых металлов не обязательно должно быть связано только с магматическим очагом, а могли (особенно цинк и свинец) частично мобилизоваться из вмещающих диатремы осадочных образований. Отсутствие изоморфных замещений и повсеместная нестехиометричность магнетита в кимберлитах указывают на образование его при относительно низких термобарических параметрах среды, в постмагматическую стадию изменения пород. Первичный же гипогенный нестехиометрический магнетит возникает, согласно фазовой диаграмме Fe – O, при температуре выше 1200°C. Стабильность фаз в отношении окисления различных разновидностей магнетита определяется не только парциальным давлением кислорода и температурной среды, но и скоростью протекания при этом соответствующих реакций при диффузионных процессах. Полученные данные о кристаллохимических особенностях магнетитов с учетом стадийности их изменения рекомендовано для практического использования как при картировании кимберлитовых тел и приуроченных к ним коренным месторождениям алмазов, так и при поисках вторичных коллекторов и связанных с ними алмазных залежей россыпного типа.

Библиографический список

1. *Аргунов К.П., Зинчук Н.Н.* Онтогенез алмазов // Исследование высокобарических минералов. -М.: ИФЗ АН СССР. 1987. С.166-186.
2. *Аргунов К.П., Зинчук Н.Н., Ваганов В.И.* Мелкие алмазы из кимберлитов и эклогитов // Геология, минералогия и методы прогнозирования алмазных месторождений. Труды ЦНИГРИ. 1984. Вып.188. С.40-45.

3. *Аргунов К.П., Зинчук Н.Н., Вержак В.В., Махин А.И., Миронов В.П.* Сравнительная характеристика алмазов из кимберлитов Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Природные ассоциации, особенности состава и свойства минералов-спутников алмаза. Труды ЦНИГРИ. 1988. Вып.229. С.10-15.
4. *Аргунов К.П., Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Квасница В.Н., Мельников В.С.* Карбонадо и дефектные кристаллы среди мелких алмазов // Минералогический журнал. 1985. Т.7. №-2. С.95-98.
5. *Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Рылов Г.М., Томиленко А.А., Горяйнов С.В., Юрьева О.П., Сонин В.М., Чепуров 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.
6. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Минерагенез древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. №-1. С.90-96.
7. *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.
8. *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.
9. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П., Кривонос В.Ф., Яныгин Ю.Т.* Роль карста в формировании россыпной алмазности Муно-Тюнгского междуречья (Якутская алмазная провинция) // Геология рудных месторождений. 2001. Т.43. №-3. С.262-267.
10. *Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логинова 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 алмазносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. №-12. С.1729-1741.
11. *Бардухинов Л.Д., Зинчук Н.Н.* Алмазы из древних осадочных толщ и их поставщики (на примере Якутской кимберлитовой провинции) // Руды и металлы.-2022. -№-2.-С.65-86.
12. *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.
13. *Братусь М.Д., Зинчук Н.Н., Краузе Г.Р., Витык М.О.* Условия кристаллизации и изотопная природа серы, углерода и кислорода сульфидно-кальциевой ассоциации в трубке Удачная (Якутия) // Геохимия. 1998. №-3. С.264-270.
14. *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.
15. *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.
16. *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.
17. *Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Зинчук Н.Н.* Петрохимическая фактография кимберлитовой провинции Восточной Сибири.-Новосибирск: Параллель. 2019.754 с.
18. *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.* Перспекти-

- вы 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.
19. *Ермаков Н.П.* Геохимические системы включений в минералах.-М.: Наука. 1972. 376 с.
20. *Зинчук Н.Н.* О минеральном составе келифитовых кайм на гранатах из кимберлитов // ЗВМО. 1981.Ч.110. Вып.1. С.70-76.
21. *Зинчук Н.Н.* Распределение вторичных минералов в кимберлитовых породах Якутии // Известия АН СССР. Сер. геол. 1990. № 5. С.70-83.
22. *Зинчук Н.Н.* Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых породах // Геология и геофизика. 1998.Т.39. №-12. С.1704-1715.
23. *Зинчук Н.Н.* Особенности минералов слюд в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология.2018. №-2.С.29-39.
24. *Зинчук Н.Н.* Коры выветривания как основные поставщики местного материала в мезозойские алмазоносные россыпи // Известия ВУЗов. Геология и разведка.-2018.-№-2.-С.24-31.
25. *Зинчук Н.Н.* О литолого-минералогических особенностях древних алмазоносных толщ // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2018.-№-3.-С.15-23.
26. *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.
27. *Зинчук Н.Н.* Особенности флюидных включений в минералах // Вестник Пермского университета. Геология.-2021.-Т.20.-№-2.-С.110-124.
28. *Зинчук Н.Н.* О специфике глинистых минералов в осадочных формациях // Вестник Пермского университета. Геология.- 2022.-№-1.-С.10-23.
29. *Зинчук Н.Н.* Роль петролого-минералогических исследований при оценке потенциальной алмазоносности кимберлитов // Отечественная геология. 2022. №-1. С.59-70.
30. *Зинчук Н.Н.* Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы.-2022.-№-2.-С.100-120.
31. *Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д.* Алмазы из низкопродуктивных кимберлитов // Руды и металлы.-2022.-№-1.-С.77-93.
32. *Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д.* О специфике докембрийских источников алмазов в россыпях // Вестник Пермского ун-та. Геология.-2022.-Том 21.-С.149-166.
33. *Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д.* Алмазы из полупромышленных кимберлитов // Вестник Воронежского ун-та.Геология.-2022.-№-2.-С.32-45.
34. *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.
35. *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.
36. *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.
37. *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.

38. *Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П.* Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. №-10. С.66-72.
39. *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.
40. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Коптиль В.И., Чаика А.И., Полканов Ю.А., Палкина Е.Ю., Хренов А.Я., Шевырёв Л.Т.* Сравнительная характеристика типоморфных особенностей алмазов из терригенных отложений Воронежской антеклизы (Липецкая область) и Украинского щита (Среднее Приднестровье) в связи с проблемой прогнозирования и поисков их коренных источников // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. 2004. №-2. С.99-110.
41. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В.* Кимберлиты в истории Земли. Труды НИИ геологии ВГУ. Выпуск 68. – Воронеж : ВГУ. 2013. 99 с.
42. *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.
43. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. №-1. С.53-63.
44. *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.
45. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А.* Морфогенетические разновидности каолинита в корях выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 1. Механизм образования каолинита в корях выветривания различных петрохимических типов пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2006. №-5. С.19-25.
46. *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.
47. *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.
48. *Пизнюр А.В., Зинчук Н.Н.* Термобарические факторы оруденения // Сб.: Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века.-Воронеж: ВГУ. 2003.С.108-111.
49. *Розен О.М., Левский Л.К., Журавлёв Д.З., Снециус 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.
50. *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.
51. *Толстов А.В., Зинчук Н.Н.* Вклад Алмазной лабораторию ЦНИГРИ в научную кладовую Якутии // Руды и металлы.-2022.-№-2.С.25-35.
52. *Харькин А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М.* Петрохимия кимберлитов.-М. Недра. 1991. 304 с.
53. *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.

54. *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. T.76. №-2. pp.103-112.
55. *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. T.465. №-2. pp.1297-1301.
56. *Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya.* Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // *Petrology*. 2001. T.9. №-6. pp.576-588.

ABOUT THERMOBARIC FACTORS OF MINERALIZATION

N.N. Zinchuk, M.N. Zinchuk

nnzinchuk@rambler.ru

Basig on the of resulti-year thermobarageochemical investigations it has been shown that the origin of gualitative industrial ores depends on temperature, pressure, aggregate condition, composition and concentration of ore-forming fluids. It has been shown that gualitative and formation of mineral associaons directiy depends on composition and concentration of hydrotherms during productive stages. Depending on specific conditions of mineral formation, secondary minerals emerged on each specific site of diatremes by initial magnesia silicates, occurrence of which took place either without carry-over of material from parent rock, or with carry-over (partially or completely) of magnesium or oxide of silicon. A complex of methods was worked out for identification, quantitative estimation and mapping of postmagmatic and hypergene minerals of kimberlite rocks. Together with pneumatolytic-hydrothermal processes, which occurred in situation close to isochemical, metasomatism (auto-metasomatism) has been widespread in kimberlite diatremes. It was proposed that all minerals that formed from thermal solutions should be perceived as kimberlite new formations, which are supposed to be not only postmagmatic juvenile, but also those formed both in the period of pipes origination, and at much later stages of their formation (including hypergene conditions). Typomorphic features of identified in kimberlites minerals of classes are provided: silicates, carbonates, oxides and hydroxides, sulfides, sulfates, halogenides, phosphates and borates. Distinctions were established in mineral composition of new formations not only in various pipes, but in plan of individual bodies or blocks of one and the same diatreme as well.

Keywords: postmagmatic and hypergene processes, typomorphism of secondary minerals, kimberlites, metasomatism.