

ТРУДЫ
XI МЕЖДУНАРОДНОЙ
КОНФЕРЕНЦИИ
ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

8-12 сентября 2007 года

Александров

Б. ИСИМС

Министерство природных ресурсов Российской Федерации
Российская Академия Наук
Российская Академия Естественных Наук
Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова
Всероссийский научно-исследовательский институт синтеза
минерального сырья

ТРУДЫ

XI МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

8-12 сентября 2003 г.



Александров
ВНИИСИМС

**Труды XI Международной конференции по
термобарогеохимии.
8-12 сентября 2003 г.
Александров: ВНИИСИМС, 2003. 582 с.**

В сборнике представлены новые материалы по геохимии, минералогии, петрологии, и генезису месторождений полезных ископаемых, полученные в результате различных исследований флюидных включений в минералах.

ТРУДЫ

**XI МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ
8-12 сентября 2003 года
Александров**

Редактор Ю.А. Белякова

Оригинал-макет Терешков Н.Д.

Сдано в набор 6.04.2004. Подписано в печать 10.04.2004.
Гарнитура «Таймс». Печать офсетная. Тираж 150 экз. Заказ 185
Отпечатано в типографии Патриаршего издательско-
полиграфического центра
г. Сергиев Посад (тел/факс 721-26-45)

О НЕКОТОРЫХ ДОСТИЖЕНИЯХ И ПРОСЧЕТАХ МИКРОФЛЮИДОЛОГИИ (ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ) ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ XX ВЕКА

И.Н. Кугай

Краткое содержание

1. Танталовое оруденение литий-фтористых гранитоидов связано во времени и пространстве с образованием штокшайдеров – внутригранитных пегматоидных образований магматического генезиса – в апикальных частях гранитоидных тел. Альбитизация была наложенной и приводила лишь к ограниченному перераспределению минерализации. Поэтому от представлений об «альбититовой формации» редкометальных месторождений следует отказаться.

2. Гидротермальное оруденение, сопряженное с кислотными метасоматитами, формировалось в условиях длительного существования гетерофазных минералообразующих флюидов, и поэтому определяемые для него температуры гомогенизации флюидных включений во многих случаях соответствуют истинным температурам минералообразования.

3. Идентификация сассолина во флюидных включениях открывает новую страницу изучения проблемы флюидной гетерофазности и давления флюидов на оловянных месторождениях, связанных с турмалинитами.

4. Определение давлений минералообразования так называемым методом «Леммлейна-Клевцова» (в упрощенном варианте А.В. Пизнюра) по включениям с NaCl является методически ошибочным. Применение метода Наккена также не оправдано.

5. Руды Джебказгана и Джайрема формировались не рудными магмами, как полагают Ю.С. Парилон и М.К. Сатпаева, а рассолами седиментационного бассейна в аридных условиях, в соответствии с гипотезой В.М. Попова.

6. Образование «кристаллизационных двори́ков» вокруг растущих кристаллов неправомерно использовать для отрицания представительности флюидных включений, если сравнить скорости роста минерала-хозяина и скорости диффузии компонентов в растворе и расплаве.

Введение

Более полувека прошло со времени публикации монографии в то время еще мало известного львовского исследователя Н.П. Ермакова «Исследования минералообразующих растворов» (1950). Она произвела сенсацию в геологических кругах СССР, была удостоена Сталинской премии и вызвала бурный всплеск исследований минералообразующих флюидов по включениям в минералах в нашей стране и вскоре затем во всем мире.

Хорошо известно, что пионером исследования включений растворов в минералах был ученый середины XIX века сэр Генри Клифтон Сорби, Президент Королевского общества Великобритании, который посвятил этой теме свой президентский адрес Обществу (Sorby, 1858). Но тогда еще не было разработано удобной аппаратуры для массовых исследований, не все интерпретации Сорби были методически правильными, и уже у его современников возникли сомнения в корректности методов реконструкции температуры и состава растворов по включениям в минералах, не нашедшие тогда убедительного ответа. Поэтому, хотя некоторые исследователи в Европе и продолжали работы в этом направлении, исследования флюидных включений стали настоящим инструментом реконструкции параметров минералообразования лишь во второй половине XX века.

В связи с 90-летним юбилеем Н.П. Ермакова хотелось бы в кратком обзоре показать на некоторых важных (в основном советских / российских) примерах, что геологам удалось решить с помощью включений флюидов и что «не удалось» из-за досадных методических ошибок или заблуждений. Данную статью можно рассматривать как некоторое фрагментарное дополнение к фундаментальной сводке методов и результатов изучения флюидных включений, опубликованной выдающимся зарубежным исследователем Эдвином Реддером (1987).

1. Штокшайдеры и так называемая «альбититовая формация» тантал-ниобиевых месторождений в «апогранитах».

Для гипабиссальных лейкократовых, в особенности литий-фтористых, гранитов - конечных дифференциатов послескладчатых гранитоидных комплексов - весьма характерно формирование в эндоконтактной зоне оторочек так называемых «штокшайдеров». Этот термин используется в Германии применительно к контактовым пегматоидным оторочкам гранитных тел. Однако *штокшайдерами целесообразно называть не только приконтактные, но и внутригранитные согласные пегматоидные тела, образованные в процессе ритмичной кристаллизации гранитоидных тел, в отличие от секущих пегматитовых тел, которые образовались после кристаллизации непосредственно окружающей их части тела гранитов.*

Штокшайдеры - сравнительно маломощные, но довольно протяженные (десятки-сотни метров по латерали в обе стороны) плащеобразные тела. В гранит-порфирах Mo-W рудных полей (Повилайтис, 1990; Kirkham & Sinclair, 1988; Lowenstern & Sinclair, 1996) это многочисленные (мощностью от 1 –3 мм до 2 м) ритмичные фестончатые слои параллельно-шестоватого кварца, субпараллельные контактам интрузивного штока и ошетиленные ограненными головками ромбоэдров внутрь него. В гранитоидах Sn-W месторождений Германии они представлены одиночными гигантокристаллическими приконтактными оторочками (крупноблоковые микроклиновые штокшайдеры месторождения Эренфридерсдорф и поперечно-столбчатые топаз-циннвальдитовые «пикниты» Альтенберга). В литий-фтористых гранитоидах Орловского и Этыкинского танталовых месторождений в Забайкалье - это многочисленные гигантокристаллические кварцамазонитовые (иногда с топазом, циннвальдитом и даже бериллом) плащеобразные тела мощностью от 3 –4 см до 30 – 40 см. Пачки таких внутригранитных штокшайдеров, начиная от непосредственного эндоконтакта гранитоидных тел, распространяются вниз на расстояния более сотни метров от него.

Геология Орловского танталового месторождения описана в работах Беуса (1968), Гребенникова (1995), Бескина и др.(1994). Про-

мышленное танталовое оруденение (вкрапленность колумбит-танталита, микролита) локализовано в эндоконтактной части штока амазонит-альбит-лепидолитовых гранитов. Рудоносные граниты Хуху-Челотуйского штока (западного выступа Хангилайского плутона) залегают непосредственно выше биотитовых гранитов основной фазы Хангилайского плутона и под экраном ороговикованных песчаников и сланцев триаса. По нашим наблюдениям, на месторождении имеется не менее 14 согласных (никогда не пересекающихся) плащеобразных тел штокшайдеров. Они развиты на расстояние примерно до 140 м вниз от контакта гранитного штока с роговиками и чередуются с более мощными пачками мелкозернистых аплитовидных лейкогранитов. И те, и другие местами грейзенизированы.

В штокшайдерах крупнокристаллические агрегаты микроклина (амазонита) растут веерами вниз, обнаруживая в своем верхнем основании совершенно типичные зоны геометрического отбора, указывающие на кристаллизацию сверху вниз. Зоны геометрического отбора переходят в радиально-лучистые агрегаты тонкопризматических кристаллов с их с постепенным утолщением книзу, в направлении роста. Наряду с микроклином в штокшайдерах развиты агрегаты крупнокристаллических (подчас тоже поперечно ориентированных) кристаллов кварца, циннвальдита, топаза и даже берилла.

Чередование полос штокшайдеров с более мощными полосами аплитовидных гранитов, как и в случае фестончато-зубчатых кварцевых полос в гранит-порфирах Mo-W рудных полей Забайкалья (Повилайтис, 1990) и Канады (Kirkham & Sinclair, 1988; Lowenstern & Sinclair, 1996), указывает, по мнению канадских исследователей, на несомненную связь формирования как штокшайдеров, так и аплитовидных гранитов с периодическим сбросом давления и удалением флюидной водной фазы из кристаллизующегося гранитоидного очага. Такое объяснение вполне соответствует всем наблюдаемым геологическим соотношениям, и с ним можно согласиться.

Как известно, недифференцированные анатектические гранитные магмы всегда изначально водой недосыщены (Wyllie, 1977). По мере

кристаллизации наиболее поздних лейкократовых дифференциатов гранитной магмы, ее остаточный расплав постепенно обогащается водным флюидом. При этом происходит периодическая кристаллизация кварца, микроклина, топаза или слюды (по одному или в разных комбинациях, в зависимости от того, какие компоненты являются в данный момент избыточными по отношению к составу эвтектики). По мере увеличения концентрации водного флюида, растущие сверху вниз в расплаве кристаллы постепенно укрупняются. Давление водного флюида растет с ростом его объема и периодически достигает величины, достаточной для гидроразрыва (т.е. превышающей сумму литостатического давления и прочности пород кровли интрузива на разрыв). Тогда флюиды вырываются наружу по подновленным (контракционным и тектоническим) и вновь образованным трещинам, значительно увеличиваясь в объеме. Давление флюидов резко падает, приводя к быстрой кристаллизации расплава с образованием мелкозернистого аплитовидного гранита. Трещины залечиваются продуктами кристаллизации, система снова герметизируется, и опять начинается постепенное наращивание флюидного давления в магматической камере с результирующим ростом все более крупнокристаллических агрегатов штокшайдеров.

По мнению Ловенштерна и Синклера (Lowenstern & Sinclair, 1996), фестончатые плащеобразные тела «гребешковых» или «зубчатых» кварцев (“comb quartz” или “crenulate quartz” layers) в гранит-порфирах вольфрамо-молибденоносных рудных полей росли в избыточном водном флюиде, периодически возникавшем между закристаллизованной коркой интрузива и остаточным магматическим расплавом. Но наблюдения М.М. Павлийтис (1990) показывают, что иногда отламывавшиеся части кварцевых слоев цементировались мелкозернистой основной массой гранит-порфира. В случае штокшайдеров Орловского месторождения интерпретации канадских геологов противоречит *постепенное* укрупнение агрегатов книзу, что может быть объяснено ростом кристаллов в *магматическом расплаве* при постепенном увеличении в нем содержания воды.

Магматический генезис штокшайдеров, помимо изложенного выше, доказывается обнаружением расплавных включений в кварцах и топазах штокшайдеров Орловского месторождения (Reif et al., 2000), а также в топазах пикнитов Альтенберга (Р. Зелтманн, устное сообщение) и в микроклинах штокшайдеров Эренфридерсдорфа (Webster et al., 1997). Периодический сброс давлений в процессе формирования Орловского месторождения был выявлен при исследовании флюидных включений З.В. Котельниковой (1999).

Весьма важно заметить, что в тех же зонах роста кварца штокшайдеров Орловского месторождения, что и расплавные включения, Ф.Г. Рейф обнаружил включения колумбит-танталита, что доказывает образование танталовой минерализации месторождения уже в магматическую стадию (Reif et al., 2000). По данным геологической службы Орловского ГОК (устное сообщение А.М. Гребенникова, 1990), все промышленное тантало-ниобиевое оруденение развито лишь в пределах той прикупольной части рудоносного штока, в которой развиты тела штокшайдеров. Но альбитизация распространена в Хангилайском плутоне значительно глубже и шире. Это позволяет считать, что само формирование танталовой минерализации и место ее локализации были определены магматическим процессом, хотя, судя по минералогическим наблюдениям (Беус, 1968, Гребенников, 1995), альбитизация могла повлиять на некоторое изменение состава рудных минералов и незначительное их перераспределение в пределах первоначальной сферы рудонакопления. Важно подчеркнуть, что в восточном выступе Хангилайского плутона, где также широко развита альбитизация, наблюдается сопряженное с грейзенизацией вольфрамитовое оруденение Спокойнинского месторождения, но нет танталового, поскольку нет штокшайдеров. На Этыкинском месторождении, где развиты и штокшайдеры, и альбитизация, танталовое оруденение имеется (Левицкий и др., 1963; Бескин и др., 1994).

Магматический генезис танталовой минерализации убедительно обоснован Луи Рембо с соавторами для литий-фтористых гранитов массива Бовуар в Центральном массиве Франции, которые практиче-

ски аналогичны рудоносным гранитам Орловского месторождения (Raimbault et al., 1995). Французские геологи осуществили детальный петрологический анализ на основе материалов глубокой (900 м) скважины, пересекающей гарполитовидное рудоносное гранитное тело до подстилающих его пород. Они показали, что высокая обогащенность плюмазитовых гранитных расплавов фтором, фосфором (активными деполимеризаторами расплавов) и глиноземом способствовала весьма эффективной дифференциации гранитов с неуклонным ступенчатым обогащением остаточных расплавов танталом (от 9 до 300 г/т), оловом и литием.

В течение многих лет исследования группы сотрудников ИМГРЭ бывшего Мингео СССР под руководством А.А. Беуса были посвящены исследованию и обоснованию связи тантал-ниобиевого оруденения Орловского и Этыкинского месторождений в Забайкалье и других подобных месторождений в Казахстане, Сибири, на Украине, в Нигерии, Ю. Америке с процессами гидротермальной альбитизации, с так называемыми альбитизированными «апогранитами». Альбитизация, наряду с более ранними грейзенизацией и микроклинизацией, действительно широко и интенсивно проявлена на ряде таких месторождений (см. Беус, 1968). Но, как убедительно следует из приведенных выше данных, включая в особенности результаты исследования расплавных включений, не альбитизация, а магматический процесс был причиной возникновения танталового оруденения в гранитах. При этом сами рудоносные гранитоиды уже содержали в избытке магматический альбит, поскольку, по экспериментальным данным, обогащение расплавов фтором сдвигает котектические равновесия в них в сторону альбитового угла треугольника калишпат-альбит-кварц (см. Raimbault et al., 1995; Manning, 1981).

Таким образом, некогда общепринятые представления об «альбититовой формации» танталоносных «апогранитов» приходится признать несостоятельными.

2. О формировании гидротермальных месторождений, сопряженных с кислотными метасоматитами, при участии гетерофазных газожидких флюидов. Где, как и когда кипит «чайник» Уайта-Кигая? Каковы следствия из этого для термобарогеохимических интерпретаций и прогнозных рекомендаций?

При детальном исследовании околорудных турмалиновых метасоматитов Приморья автор выявил парадоксальное поведение кремнезема. Оно заключалось в выносе этого самого кислотного породообразующего компонента из вмещающих пород при турмалинизации (в первую, кварц-касситерит-турмалиновую стадию минерализации) и серицитизации (во вторую, арсенопирит-пирротин-халькопиритовую стадию). При этом в тыловой части колонки возникали, соответственно, мономинеральные турмалиновая и серицитовая зоны, а не монокварцевая, как ожидалось, исходя из теоретических предпосылок. В последующем, при рудоотложении и кристаллизации кварца в жиле, указанные мономинеральные бескварцевые зоны подвергались постепенному окварцеванию, с последовательным превращением их в биминеральные кварц-турмалиновые или кварц-серицитовые и далее в мономинеральные кварцевые метасоматиты (Кигай, 1966). Затем аналогичное поведение кремнезема при формировании кислотных метасоматитов было выявлено наблюдениями автора в грейзенах вольфрамитовых месторождений Забайкалья, Чукотки и Казахстана, турмалинитах оловянных месторождений Хабаровского края, Якутии и Чукотки, а также при внимательном анализе литературных данных О.Д.Левицкого (1939) и В.Ф. Барабанова (1961) для Забайкалья, Н.И. и М.Б.Бородаевских (1947) для березитов знаменитого Березовского золоторудного месторождения на Урале и ряда других российских геологов.

Длительное время такое поведение кремнезема не находило убедительного объяснения, пока автор не ознакомился со статьей известного американского гидрогеолога Д.Уайта с сотрудниками (White et al., 1971) о модели пародоминирующих гидротермальных систем вулканических областей. В этой работе была показана возможность длительного сосуществования паровых резервуаров с подстилающими

их резервуарами горячих термальных вод и рассмотрены возможные процессы минералообразования в различных этажах таких гетерофазных систем. Авторы модели предполагали, что она применима для объяснения условий формирования некоторых ртутных и, возможно, медно-порфировых месторождений. Но они не указали достаточно надежных геологических данных в обоснование этого, особенно для медно-порфировых месторождений.

Но если распространить модель Дональда Уайта на палеогидротермальные рудообразующие системы, в которых оруденение сопряжено с формированием кислотных метасоматитов, то сразу обнаруживаются простые ответы на давно мучившие автора данной статьи вопросы. Если допустить возможность достаточно длительного для рудообразования сосуществования пространственно (поэтажно) разделенных жидкой и газовой фаз изначально надкритического флюида, то становятся понятными три основные закономерности гидротермального процесса, много лет назад установленные автором, а именно.

(1) Запаздывание рудоотложения каждой стадии минерализации относительно начала формирования предрудных кислотных метасоматитов (Кигай, 1966). Ранее такое запаздывание было теоретически предугадано Д.С. Коржинским (1958) в гипотезе об опережающей волне кислотных компонентов, хотя в своей основе (в исходных предпосылках) гипотеза эта и ошибочна (см. Кигай, 1979).

(2) Вынос кремнезема при формировании кислотных метасоматитов (Кигай, 1966, 1979).

(3) Закономерное появление первых жил заполнения в связи с кислотными метасоматитами (грейзенами) в каждый цикл минерализации, когда возникают ряды многостадийных месторождений различных металлов. Оруденение, сопряженное со всеми до-грейзеновыми метасоматитами (скарнами, микроклинитами и альбититами) формируется исключительно метасоматически (Кигай, 1974, 1979).

Рассмотрим основную фактическую основу и аргументацию этих закономерностей.

Вывод о запаздывании оруденения относительно метасоматитов той же стадии следует из детального анализа возрастных и простран-

ственных взаимоотношений метасоматитов и оруденения каждой стадии минерализации на любом послескладчатом жильном гидротермальном месторождении. Детальными исследованиями зональных метасоматических колонок, произведенными автором на оловянных месторождениях (Кига́й, 1966), и экспериментально (Жариков, Зарайский, 1973) были полностью подтверждены представления Д.С. Коржинского (1946) о механизме формирования околотрещинных метасоматических колонок. В каждой колонке от фронтальных зон к тыловым (т.е. в направлении от неизменных вмещающих пород к трещине, в которой позднее формируется рудная жила) происходит закономерное уменьшение количества минералов вплоть до формирования мономинеральной тыловой зоны. При этом все зоны колонки изначально возникают одновременно. В дальнейшем они лишь пропорционально увеличиваются в мощности, как бы раздвигаясь наподобие мехов аккордеона, только каждая передовая зона мощнее соседней тыловой. К фланговым, структурно более пережатым, частям трещинных структур, куда флюиды просачивались с трудом, обычно происходит сокращение числа зон в колонке за счет выпадения тыловых зон. Но что особенно важно, практически в каждом рудном поле можно найти случаи, когда рудная жила, не меняя своего состава (т.е. будучи сложена минералами одной и той же парагенетической ассоциации), контактирует с различными зонами метасоматической колонки — от мономинеральной тыловой до практически неизменных боковых пород (Кига́й, 1966; Чуриков, 1969). Это однозначно свидетельствует о одновременности формирования жилы и метасоматитов. Если бы они были строго синхронны, то жила одного и того же состава всегда сопровождалась бы колонкой метасоматитов той же стадии минерализации с полным и одинаковым набором зон.

Чтобы объяснить запаздывание оруденения относительно метасоматитов, Д.С. Коржинский (1958, 1963) разработал гипотезу опережающей волны кислотных компонентов. Согласно этой гипотезе, в восходящей волне фильтрации минералообразующих растворов кислотные компоненты фильтруются быстрее оснований, и возникает волна кислотности, производящая кислотное выщелачивание пород. В

том же месте позднее из отстающих щелочных растворов происходит отложение руд.

Но у гипотезы возникли серьезные противоречия с геологическими наблюдениями. Самые ранние кислотные метасоматиты каждого цикла минерализации – грейзены – тесно ассоциируют с жилами заполнения. Притом хорошо известно, что рудные жилы, как правило, контролируются трещинами, потому что скорость перемещения растворов по трещинам намного выше скорости их фильтрации через поры пород. Но при движении флюидов по открытым трещинам роль фильтрации минимальна или равна нулю. В то же время при образовании скарнов и таких щелочных метасоматитов, как микроклиновые и альбитовые, когда метасоматоз нередко носит объемный характер и связан со значительной ролью фильтрации, никаких кислотных метасоматитов не образуется.

Бытовавшая в 1960-70х г.г. (у Д.С. Коржинского и многих его учеников и последователей) трактовка кварц-полевошпатовых метасоматитов как продуктов кислотного выщелачивания оказалась ошибочной. Это мнение основывалось на присутствии кварца в этой ассоциации. Действительно, кварц – «кислотный» минерал, он эффективно растворяется щелочными растворами и устойчив в кислых (см. Балицкий и Зубкова, 1974). Но интенсивные микроклинизация и альбитизация в гранитах, как правило, заканчиваются формированием тыловых микроклиновой или альбитовой мономинеральных зон, при образовании которых кварц из гранитов полностью выщелачивается, что доказывает щелочной характер ранних (послескарновых, но догрейзеновых) флюидов (Кига́й, 1974).

В то же время и запаздывание рудоотложения относительно метасоматитов, и вынос кремнезема при кислотном выщелачивании, и связь появления первых жил заполнения с грейзенизацией – все это самым естественным образом может быть объяснено моделью минералообразования при участии гетерофазных газовойжидких флюидов (White et al., 1971; Кига́й, 1979). Кратко рассмотрим ее.

Причина многостадийности магматогенного минералообразования заключается, с одной стороны, в изначальной водонедосыщенно-

сти гранитоидных и иных рудоносных магм на уровне их становления (каждый новый акт образования самостоятельной водной фазы в остаточном расплаве требует кристаллизации значительной части расплава после отделения предыдущей порции флюидов, - см. Кига́й, 1990), а с другой – в гетерогенизации изначально надкритических магматогенных флюидов при понижении их температуры и давления вследствие значительного увеличения занимаемого ими объема при вступлении в сферу рудоотложения.

После гетерогенизации в начале каждой стадии минерализации, флюид разделяется на жидкий солевой раствор, обогащенный нелетучими гидроксидами и хлоридами щелочей (NaOH, KOH и др.), кремнеземом и рудными компонентами внизу и газ, обогащенный летучими кислотными компонентами (CO_2 , H_2S , HCl, HF, H_3BO_3) – в верхнем этаже. Конденсаты газовой фазы (или кислые продукты поглощения кислых газов близнеитральными поровыми растворами вмещающих пород) взаимодействуют с породами, образуя кислотные метасоматиты (грейзены, турмалиниты, серицитолиты, березиты, листвениты). Но остаточный жидкий раствор при дегазации ошелачивается и поэтому сначала не способен отлагать руду, поскольку практически у всех рудообразующих компонентов (вследствие характерных для них амфотерных свойств) растворимость минимальна в близнеитральной области, но увеличивается при росте как кислотности, так и щелочности (см. Charlot, 1957; Кига́й, 1966, 1979; Мелентьев и др., 1968). Взаимодействие этого раствора с вмещающими породами (с образованием ореолов щелочных элементов) и разбавление его вадозными водами приводит к понижению его щелочности и к отложению руд. Но эти процессы требуют некоторого времени, на которое начало рудоотложения отстает от начала формирования метасоматитов. Растворимость кремнезема в газовой фазе намного ниже, чем в жидкой (Стырикович, 1959). Поэтому конденсат газовой фазы в верхней части системы будет недосыщен в отношении SiO_2 , чем и обусловлен вынос кремнезема из вмещающих пород при кислотном выщелачивании.

Что же касается связи грейзенизации с появлением жил заполнения, то эта закономерность объясняется следующим. Когда давление

флюидов окажется достаточным для гидроразрыва, они могут вырваться из материнского очага и значительно увеличиться в объеме, заполнив открытые трещины. Только тогда создается возможность гетерогенизации надкритического флюида и пространственного разделения газовой и жидкой фаз. Это условие необходимо как для обособления обогащенного кислотными компонентами газа (конденсат которого является единственным природным флюидом, способным производить грейзенизацию), так и для появления открытых трещинных полостей, в которых возможно отложение жильного вещества.

Будучи доложена в 1976 г. в Ленинграде на конференции по метасоматизму, модель автора вызвала возражения со стороны теоретиков и даже экспериментаторов, полагавших, что придуманный Уайтом и Кигаем «чайник» кипеть не будет. На совещании по основным параметрам гидротермального минералообразования в Новосибирске в 1976 г. ее ожидал более дружелюбный прием и интересное обсуждение. В последующем были опубликованы экспериментальные данные М. Герига (Gehrig, 1980) и расчеты Т. Бауэрс и Г. Хелгесона (Bowers, Helgeson, 1984), которые показали возможность геологически длительного существования гетерофазных газожидкостных систем состава $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ в широком диапазоне температур и давлений. Но именно таков типичный состав рудообразующего флюида в отношении главных компонентов. После этого, судя по публикациям, число сторонников гетерофазности минералообразующих флюидов в мире значительно возросло, в том числе и за счет бывших критиков «чайника».

Гетерофазность рудообразующих флюидов выявлена изучением флюидных включений в минералах грейзеново-рудных ассоциаций на ряде месторождений олова и вольфрама в Боливии (Kelly & Turpeauge, 1970), России, Киргизии и Португалии (Наумов и др., 1979; Кигаи и Самоваров, 1989; Kelly, 1974), на медно-порфириновых месторождениях США (Roedder, 1971), на золоторудных месторождениях Узбекистана (Коваленкер и др., 1997) и на многих других гидротермальных месторождениях жильного типа. Правда, в большинстве случаев авторы объясняют ее кипением флюидов в открытых системах. Однако в природе процессы рудообразования чаще всего происходят в условиях

длительно экранированных систем, только изредка подвергающихся разгерметизации и пузырьковому вскипанию. Иначе трудно было бы объяснить наличие часто регистрируемых флюидных давлений, превышающих литостатические и в несколько раз – гидростатические (Kigai, 1978; Andrew et. al., 1986; Кига́й и Самоваров, 1989; Коваленкер и др., 1997), а также свидетельства конвективного усреднения состава растворов в сфере рудоотложения с гравитационным усилением окварцевания сверху вниз (Кига́й и Николаев, 1965).

Прямым доказательством существования закрытых гетерофазных рудообразующих систем можно считать наблюдаемую на некоторых месторождениях резко меньшую солевую концентрацию грейзенообразующих флюидов (первые вес.проценты экв. NaCl) по сравнению с рудоотлагающими (десятки вес. %), что связано с низкой летучестью хлоридов в присутствии паров воды. Такие соотношения были установлены Кига́ем и Самоваровым (1989) на месторождении Трудовое в Киргизии и Ф.Г. Рейфом (устное сообщение) на месторождении Акчатау в Казахстане. Выявление реликтов грейзенообразующих флюидов обычно представляет собой нелегкое дело. При наложении рудного процесса минералы грейзенов часто перекристаллизуются и замещаются поздней низкотемпературной слюдой (жильбертитом) и рудным кварцем, а флюидные включения в них метаморфизуются (перенаполняются), приобретая состав, аналогичный таковому включений в минералах руд.

В зависимости от особенностей развития рудовмещающих трещинных структур в период минералообразования и водонасыщенности вмещающих пород, возможны различные пространственные соотношения между ареалами прерудного метасоматоза и рудоотложения каждой стадии минерализации.

Так, на месторождении Акчатау оруденение в вольфрамитовых жилах смогло подняться только до уровня развития кварц-топазовых грейзенов, не дойдя до развитых выше кварц-мусковитовых грейзенов. Поэтому в минералах последних и можно найти реликты флюидных включений грейзеновой подстадии процесса, не искаженных наложением рудных флюидов. Значит, на этом месторождении во время от-

ложения руды подток экзогенных (вадозных, по В.И. Вернадскому) вод оказался недостаточным для поднятия зеркала жидких рудообразующих растворов до уровня зоны мусковитовых грейзенов.

Наоборот, в первую продуктивную стадию на Дубровском оловорудном месторождении в Приморье зона интенсивной турмалинизации вмещающих пород осталась на уровне около 160 м ниже современной эрозионной поверхности. Оруденение той же стадии в ходе прогрессивного развития рудовмещающих трещин поднялось не менее, чем на 200 м выше. Об этом можно судить по образованию промышленных делювиальных и аллювиальных россыпей касситерита, источником которых, несомненно, были верхушки срезанных эрозией рудных жил месторождения. Следовательно, в этом случае зеркало термальных вод смогло, благодаря подтоку вадозных вод, подняться намного выше верхней границы предрудных изменений вмещающих пород. На однотипном Дубровском Депутатском месторождении в Якутии ареал рудообразования тоже распространился шире турмалинизации, но в горизонтальном направлении, на фланги (см. Кига́й, 1966; Дубровский и Кига́й, 1974).

Подобные соотношения необходимо анализировать и использовать при прогнозировании оруденения на глубину и по простиранию рудных тел.

Важное следствие из рассмотренного в этом разделе: *Связь формирования кислотных метасоматитов с гетерофазными флюидными системами объясняет, почему на соответствующих гидротермальных месторождениях температуры гомогенизации флюидных включений оказываются очень близкими к предполагаемым истинным температурам рудообразования. Ведь температуры гомогенизации «кипящих» систем не нуждаются в поправках на давление.*

Но сказанное, разумеется, не относится к танталоносным штокшайдерам, пегматитам и молибденовым или бериллиевым жильным метасоматическим рудам, связанным с калишпатизацией или альбитизацией. Они формировались либо водонасыщенными литий-фтористыми магмами (штокшайдеры) и надкритическими флюидами (пегматиты), либо ранними щелочными флюидами. Их давление было

еще недостаточно для раскрытия трещин гидроразрывом и, следовательно, для гетерогенизации и вертикального пространственного разделения газовой и жидкой фаз, даже если точечная гетерогенизация (в ранний щелочной период) иногда и возникала (см. Кигаи и Самоваров, 1989).

3. Новая страница термобарогеохимии – открытие борной кислоты (сассолина) в рудообразующих флюидах пегматитов и оловянных месторождений.

Во флюидных включениях в минералах пегматитов и гидротермальных месторождений российские геологи (Смирнов и др., 2000; Прокофьев и др., 2002) открыли недавно сассолин - минерал, который ранее пропускался или ошибочно идентифицировался другими исследователями. О большой роли бора в рудообразовании, геологи, разумеется, знали и до этого, - по минеральному составу руд и метасоматитов. Однако выявление истинной роли бора в эволюции гидротермального процесса – еще впереди. Задержка с открытием борной кислоты во флюидах была обусловлена вполне объективными причинами (трудность идентификации сассолина при комнатной температуре, недоступность или отсутствие достаточно локальных и чувствительных аналитических приборов). Но теперь можно ожидать быстрого прогресса в этом направлении. Не останавливаясь на этом подробно, автор хотел бы просто отослать читателей к указанным работам и исследователям за более полной информацией.

При изучении флюидных включений Дубровского оловорудного месторождения (Приморье) автору пришлось столкнуться со следующим явлением. Наиболее ранние включения в минералах первой (кварц-турмалин-касситеритовой) стадии минерализации взрывались при температурах выше примерно 360°C, не достигая полной гомогенизации, хотя в них практически не было углекислоты. Притом давления, реконструированные по водно-солевым включениям, в которых дочерние кристаллики галита растворяются до гомогенизации газовой и жидкой фаз, были крайне низкими, чтобы объяснить такие взрывы. Но теперь у автора нет никаких сомнений в том, что дальнейшие ис-

следования позволят установить *громадную роль соединений бора (в первую очередь, борной кислоты) в создании гетерофазных флюидных систем и высоких флюидных давлений на оловянных месторождениях турмалинового типа*. Все характерные черты этих месторождений, выявленные при детальных исследованиях, и в особенности поведение кремнезема при турмалинизации и серицитизации в первые две стадии, свидетельствуют в пользу этого (Кига́й, 1966, 1979, 1989).

4. О некоторых прежних ошибках в определениях давлений минералообразующих флюидов и необходимых коррективах. О так называемом «методе Леммлейна-Клевцова» и методе Наккена.

Большинство определений давления минералообразующих флюидов, опубликованных в литературе (преимущественно советской) в 1960-1985 г.г. было сделано так называемым методом Леммлейна-Клевцова, т.е. с использованием газово-жидких включений с дочерним кристаллом NaCl, который растворялся позже гомогенизации газовой и жидкой фаз включения. Название метода было предложено А.В. Пизнюром, который широко пропагандировал его и, на самом деле, был его изобретателем.

Сущность предложенного А.В. Пизнюром метода заключалась в следующем. В процессе нагрева включения, содержащего жидкость, газовый пузырек и кристалл соли, определяют температуру гомогенизации жидкой и газовой фаз $T_2(Г/Ж)$. При дальнейшем нагреве регистрируют температуру исчезновения твердой фазы включения $T_2(Ж/Т)$. Взяв РТ диаграмму раствора NaCl соответствующей концентрации, по первой температуре $T_2(Г/Ж)$ находят точку на двухфазовой кривой и отходящую от нее изохору. Следующая температура позволяет найти на этой изохоре точку, соответствующую полной гомогенизации включения, ордината которой дает искомое значение давления.

Но, как резонно заметили Э. Реддер и Р. Боднар (Roedder & Bodnar, 1980), прием этот методически ошибочен. Упомянутая изохора соответствует полю чистого раствора NaCl постоянной концентрации, а не двухфазовой системе раствор-соль, в которой концентрация раствора непрерывно увеличивается по мере растворения твердой фазы.

Поэтому вторая температура гомогенизации ($T_2(J/T)$) не может соответствовать точке на этой изохоре. Для этого случая нужна совсем другая и гораздо более сложная диаграмма.

Детально проведенный Э.Реддером и Р. Боднарсом анализ (ibid) показал, что определенные методом «Леммлейна-Клевцова» (т.е. А.В. Пизнюра) давления могут непредсказуемо по знаку ошибки и значительно по величине отличаться от действительных давлений, определенных другими надежными методами. Зачастую они завышаются в несколько раз.

Хотя А.В. Пизнюр (1968, 1986), говоря о методе «Леммлейна-Клевцова», ссылаясь на известную статью Клевцова и Г.Г. Леммлейна (1959), эти исследователи, за отсутствием нужных экспериментальных данных, провели специальные эксперименты, чтобы найти параметры солевой системы для равновесия соли и раствора в их конкретном случае для включений в кварце с Памира. Ввиду отсутствия уравнений состояния для сложных систем, исследователи сделали ряд условных (и достаточно спорных) допущений, используя простые уравнения. Поэтому их результаты были оспорены Реддером и Боднарсом. Но А.В. Пизнюр (1968) еще более «упростил» задачу, сделав эксперименты и сложные расчеты ненужными. Далее В.Б. Наумов (1982, таб. 1) на основе этого «метода» рассчитал и опубликовал специальную таблицу для упрощенной оценки давлений. Понятно, что впредь пользоваться данными этой таблицы не следует.

В настоящее время самым надежным методом оценки давлений по флюидным включениям следует считать метод, предложенный В.А. Калужным (1982). Если в одной зоне роста минерала-хозяина обнаружена серия первичных включений с составами, переходными от чисто водно-солевых растворов до чисто углекислотных включений, то нужно гомогенизацией углекислотного включения найти его плотность (лучше по табличным данным Вукаловича и Алтунина, 1965), а на РТ диаграмме - соответствующую ей изохору. Среди синхронных с включением CO_2 газожидких включений нужно найти включение солевого раствора, наименее загрязненное углекислотой, т.е. включение с наименьшей температурой гомогенизации. Фигуративная точка

для него на обычной прямоугольной диаграмме: состав (раствор $\text{NaCl} - \text{CO}_2$) – температура будет дальше всего отстоять от вершины купола несмесимости. По температуре гомогенизации этого включения на РТ диаграмме CO_2 нужно найти пересечение соответствующей изотермы с найденной ранее изохорой. Ордината точки пересечения дает величину искомого давления. Поскольку наблюдаемая серия включений соответствует их захвату из гетерофазной среды (состояние «кипения»), то поправки на давление к температуре гомогенизации включения солевого раствора не требуется. К недостаткам указанного метода можно отнести лишь то, что чисто углекислотные включения можно обнаружить не на каждом месторождении.

Метод определения давлений, предложенный Наккеном (Nacken, 1921), также основывается на нахождении синхронных включений углекислоты и раствора, Необходимо совместить РТ диаграммы солевого раствора и углекислоты (наложить одну на другую) и далее найти точку пересечения *изохор* CO_2 и солевого раствора. Понятно, то этот метод приведет к гораздо более высоким значениям давлений и температур, чем метод Калюжного. Ведь для раствора берется не изотерма, а отходящая от точки пересечения изотермы с кривой двухфазового равновесия наклонная изохора.

В основе метода Наккена лежит предположение о синхронном захвате включений углекислоты и солевого раствора, которые имели одинаковую плотность и потому находились в момент захвата на одном гипсометрическом уровне. Однако одинаковая плотность сосуществующих раствора и углекислоты вряд ли часто встречается в природных условиях. Но она и не обязательна. К грани растущего кристалла могут прилипнуть пузырьки углекислоты, неизбежно выделяющиеся при росте кристалла из насыщенного углекислотой раствора, поскольку углекислота не входит в состав растущего кристалла и прилегающая к грани часть раствора пересыщается ею. Кроме того, пузырек может захватываться кристаллом, оказавшись под растущей гранью, т.е. в гравитационной ловушке, даже если плотность его намного ниже, чем у раствора. Наконец, если раствор действительно пересыщается углекислотой, то могут и должны захватываться включения с раз-

личными объемными соотношениями солевого раствора и углекислоты, которые свидетельствуют о состоянии гетерофазного равновесия или, в частном случае, - кипения. Тогда низшая температура гомогенизации у включений солевого раствора, синхронных с углекислотным включением, близка к истинной температуре минералообразования и не требует поправки на давление, а давление может быть найдено методом Калюжного. Если же постепенных переходов не наблюдается, и есть только соседствующие в кристалле включения солевого раствора и CO_2 , то возникает сомнение в их синхронном захвате из гетерофазного флюида. Одно из этих включений может быть на самом деле вторичным.

Автор имел возможность оценить давления и температуры минералообразования обоими методами – Калюжного и Наккена - для флюидных включений оловорудного месторождения Трудовое в Киргизии. Для начала минералообразования грейзеновой стадии метод Калюжного привел к температуре 450°C и давлению 2 кбар, т.е. к довольно резонным результатам для высокотемпературного постмагматического процесса на глубине порядка 6 км (с учетом прочности пород кровли). Но метод Наккена дал совершенно нереальную температуру (1300°C) и крайне высокое давление (5,1 кбар), что в два раза превышает возможную температуру водонасыщенного гранитного расплава и соответствует глубине формирования месторождения порядка 20 км, т.е. по меньшей мере в три раза превышает глубину, допустимую по геологическим данным (Кигаи и Самоваров, 1989).

Все сказанное убеждает в том, что определять давления минералообразования методом Наккена не следует.

5. О «рудных магмах» Джезказгана и Жайрема.

Генезис известного Джезказганского месторождения меди в Казахстане давно был предметом дискуссий. Академик К.И. Сатпаев считал его оруденение гидротермальным. В.М Попов в своей докторской диссертации (которую благосклонно оппонировал К.И. Сатпаев, несмотря на расхождение в трактовках) реконструировал палеоклиматические условия района в карбон-пермское время и показал, что ору-

денение формировалось в седиментационном бассейне в условиях аридного климата (см. Попов, 1951).

В принципе геология и минерализация района Джезказгана, где сосредоточены громадные запасы меди, свинца и цинка, за многие годы изучена весьма детально. Приводимые ниже сведения заимствованы в основном из фундаментальной монографии М.К. Сатпаевой (1985).

В пользу гипотезы В.М. Попова о сингенетическом осадочном накоплении руд Джезказгана свидетельствуют довольно многочисленные факты и соображения:

(1) отсутствие в районе месторождения каких бы то ни было проявлений магматизма;

(2) строго стратифицированное расположение всех рудных залежей в десятках горизонтов серых песчаников (ареал распространения которых со всех сторон окружен синхронными красноцветными осадочными породами);

(3) нахождение всех рудных минералов в цементе конгломератов и песчаников;

(4) не свойственное гидротермальным рудам удивительно четкое пространственное разобщение медных, цинковых и свинцовых руд (хотя встречаются и цинково-свинцовые залежи);

(5) поразительная (на многие сотни метров и километры, без заметных пустых интервалов) выдержанность оруденения в пластах по простиранию лентовидных залежей, а также (хотя и на меньшее в несколько раз расстояние) в поперечном направлении;

(6) отсутствие неизменно наблюдаемой в гидротермальных (даже стратифицированных эпигенетических) залежах прямой вертикальной зональности оруденения (снизу вверх: медь, цинк, свинец в виде сульфидов, а выше \pm сульфосоли и/или венчающая баритовая шляпа): наоборот, максимум накопления цинка и свинца расположен в разрезе ниже такового меди;

(7) отсутствие зональных околорудных метасоматитов типа безрезитов, серицитолитов или хлоритолитов с мономинеральными серицитовой или хлоритовой тыловыми зонами, которые всегда сопровож-

дают гидротермальные залежи полиметаллических руд;

(8) чрезвычайная мелкозернистость индивидуальных зерен даже главных сульфидных минералов (0,1 – 0,2 мм) в пластовых залежах без заметных следов собирательной перекристаллизации, свойственной гидротермальным образованиям;

(9) весьма характерное для рудных тел, по данным Л.В. Копятевич (1964), тупое, резкое выклинивание, что, на наш взгляд, проще всего объяснить наличием на дне седиментационного бассейна резких тектонических уступов, но плохо согласуется с избирательным метасоматическим замещением цемента конгломерато-песчаников сульфидами;

(10) весьма своеобразные особенности зональности оруденения в плане каждой залежи, описанные Т.А. Сатпаевой (1958): в центральной части каждой залежи сосредоточены сульфиды, наиболее богатые медью (халькозин, борнит), которые окружены со всех сторон ареалом развития железосодержащих сульфидов (халькопирита и пирита); симметрия подобной зональности скорее отвечает центробежной симметрии изолированных впадин седиментационного бассейна;

(11) на месторождении наблюдаются залежи, на всю мощность (1-15 м) сложенные лишь одним сульфидом – халькозином, галенитом, борнитом или халькопиритом, что не имеет аналогов в месторождениях гидротермального и магматического генезиса.

Признаков эпигенетичности руд по отношению к вмещающим породам сравнительно немного:

(1) отсутствие в районе обогащенных медью, цинком и свинцом пород, которые могли бы быть источником сноса в седиментационный бассейн; притом указанные металлы бывают обычно связаны с базитовыми изверженными породами, а преобладание кислых плагиоклазов среди кластического материала рудовмещающих песчаников указывает на снос в основном продуктов разрушения гранитоидов;

(2) проникновение тонких прожилков от рудного цемента в обломочные частицы пород и иногда наблюдаемое замещение обломков полевых шпатов сульфидами (что можно объяснить ремобилизацией вещества при диагенезе или метаморфизме);

(3) статистически выявляемое преимущественное (по массе) накопление рудного вещества в шарнирах синклиналей, антиклиналей и во флексурных перегибах слоев осадочных толщ, а также некоторое тяготение оруденения к дизъюнктивным структурным элементам (К.И. Сатпаев и некоторые другие исследователи месторождения говорили о контроле оруденения структурами);

(4) крайне низкое и практически одинаковое содержание органического вещества в оруденелых и безрудных породах рудовмещающей свиты осадочных пород и, стало быть, отсутствие всяких следов восстановителя, который обелил красноцветы в сфере рудоотложения и осадил сульфиды металлов;

(5) на месторождении обнаружены трещинные жилы, сложенные как массивными сульфидными рудами, так и крустификационными корками кварца, кальцита и хорошо окристаллизованных сульфидов. Такие жилы рассматривались Т.А. Сатпаевой (1949) в рамках гидротермальной концепции как подводящие каналы для пластовых тел. Но они вполне могли быть связаны с наложением метаморфогенных гидротермальных процессов на ранее образованные сингенетичные осадочные руды пластовых залежей, материл которых подвергся растворению и переотложению.

М.К. Сатпаева (1985) выдвинула третью, рудно-магматическую гипотезу. Согласно ее интерпретации, руды Джебказгана образованы как силлы - инъекцией высококонцентрированных флюидов типа сульфидных расплавов (рудной магмы) в толщу переслаивающихся песчаников и алевролитов. Сульфидные массы расслаивались и внедрялись в слоистые толщи в следующей возрастной последовательности: галенитовые - халькозиновые - борнитовые - халькопиритовые - сфалеритовые, накладываясь на более ранние или образуя самостоятельные мономинеральные тела. В пользу такого вывода, по мнению автора гипотезы, свидетельствуют наличие упомянутых выше трещинных жил, обнаружение в рудах кубического халькопирита (который устойчив при температуре выше 500°C) и высокие (до 600-700°C) температуры минералообразования, полученные Ю.С. Париловым

(1980) методом вакуумной декрепитации минералов с флюидными включениями. Сундучные складки, флексуры, межслоевые срывы и надвиги трактуются как результаты динамического воздействия сульфидной магмы, двигавшейся под давлением насыщавших ее флюидов, на вмещающие породы. В рамках этой гипотезы легко объяснимо осветление красноцветных пород.

Тем не менее далеко не все в этой гипотезе естественно и привычно.

Во-первых, ликвационные сульфидные расплавы норильского типа тогда и образуются в базитовых магмах, когда магмы эти *недосыщены водой*. В противном случае все сульфиды уходят в самостоятельный («несмесимый») водный флюид и дают начало обычному постмагматическому гидротермальному сульфидному рудообразованию. Третьего, вроде бы, не дано.

Во-вторых, вакуумная декрепитация – ненадежный метод изучения флюидных включений. Температура декрепитации при прочих равных условиях (один и тот же минерал-хозяин) сильно зависит от размера взрывааемых включений. И если включения очень малы, то и температуры декрепитации могут быть очень высокими. Например, взрывы включений размером 1 мкм требуют внутренних давлений до 6 кбар, что может быть достигнуто только при очень высокой температуре (Реддер, 1987, т. 1, с. 131, рис. 3-21). В то же время ознакомление с работой Ю.С. Парилова (1980) показывает, что наблюдаемые в минералах Джезказгана флюидные включения очень разнообразны по их агрегатному состоянию и фазовым соотношениям. Сам Ю.С. Парилов сообщает, что в период рудоотложения флюиды были пересыщены солевыми и рудными компонентами и гетерогенны, на что указывает одновременное присутствие «газожидких, твердогазожидких и практически твердофазовых включений». Так что гетерогенность флюидов в период рудообразования сомнений не вызывает. Но она могла (и, скорее всего, была) результатом гетерогенного захвата кристалликов галита, росших в рапе низкотемпературного солеродного седиментационного бассейна и захватывавшихся растущими кристалликами кварца и кальцита в различных пропорциях с рассолом. А определение

температуры гомогенизации включений, которые состоят из кристалла галита и небольшого объема солевого раствора, может привести к очень высоким температурам, в пределе близким к 800°C, т.е. к температуре плавления галита. И это ни в коей мере не будет говорить о формировании минерала-хозяина при такой температуре из сульфидных рудных магм. Очень странно, что даже для крупнокристаллических жильных минералов секущих тел температуры минералообразования приводятся Ю.С. Париловым по данным вакуумной декрепитации, а не гомогенизации.

Термобарогеохимические исследования Ю.С. Парилова для Джезказгана (и аналогично для Джайрема, см. Митряева и др., 1979) выглядят методически некорректными, а интерпретация их результатов – тенденциозной и необидительной.

Что же касается генезиса Джезказгана в интерпретации М.К. Сатпаевой, то практически все наблюдаемое можно было бы объяснить осадочным происхождением руд с последующим их некоторым преобразованием и переотложением при умеренном метаморфизме. Правда, несколько озадачивает присутствие в рудах кубического халькопирита.

Добавим, что на фотографиях М.К. Сатпаевой показаны округлые «шлаковидные» сульфидные агрегаты из жил Джезказгана с типичными трещинами усыхания (*ibid.*, фото на вкладке перед стр. 193 монографии). Но трещины усыхания коллоидно-дисперсных систем возникают только в низкотемпературной субаэральной обстановке (Кигаи, 1974), а шлаковые бомбы не могут образоваться при силовом межпластовом внедрении магм в условиях отсутствия свободного воздушного пространства, - они растрескиваются только на земной поверхности, и особенно после падения на нее.

И, наконец, что приходит в голову относительно агентств-восстановителей и причин появления кубического халькопирита при допустимой чисто седиментационной трактовке генезиса руд Джезказгана. (1) Источником сероводорода, как поставщика сульфидной серы (осадителя металлов в форме сульфидов), и таких восстановителей, как метан, могли быть углеводородные газы. Ведь не так далеко от Джез-

казгана расположены Карагандинский угольный бассейн и Тенгизские нефтяные залежи. Но бывают и седиментационные бассейны (черноморского типа) с придонным сероводородным заражением. (2) Было бы интересно ознакомиться с тем, где и в какой обстановке встречен в рудах кубический халькопирит. Не могли ли иметь отношение к его появлению такие современные события, как рудничные пожары или проводившиеся в забое выработки газосварочные работы? Интересно, что, по свидетельству М.К. Сатпаевой (1985), «кубический халькопирит слагает сплошные тонкокристаллические жилы и *покровы на стенках пород* мощностью от 2 – 5 мм до 2 – 6 см» (ibid., стр.107, курсив мой, - И.К.). «На стенках пород» не означает ли «на стенках подземных выработок»? (Известно, что все рудные тела Джезказгана были слепыми и на поверхность не выходили).

М.К. Сатпаева описывает «рудоподводящие» жилы, сложенные как крупнокристаллическими, так и скрытокристаллическими и колломорфными агрегатами сульфидов, Но если жилы формировались рудными магмами, внедрявшимися в холодные вмещающие породы, то почему не упоминаются ею зоны закалки в массивных жилах? Наблюдаются ли таковые?

В рудных жилах, согласно описаниям того же автора, встречаются остроугольные обломки вмещающих пород. Они плохо согласуются с гипотезой силового внедрения высокотемпературных водонасыщенных рудных магм. При таком внедрении обломки должны были тереться друг о друга, окатываться и подвергаться интенсивным гидротермальным изменениям.

Остроугольные обломки обычно характерны для гидротермальных рудных жил заполнения, приуроченных к трещинам отрыва, в которых стенки трещин и поверхности обломков вмещающих пород только отходили друг о друга по мере заполнения интерстиций между обломками постепенно отлагающимся минеральным веществом, не испытывая поступательного движения и взаимного трения. Брекчии такого типа автор когда-то предложил называть мозаичными (Кигай, 1966). Если брекчиевые жилы Джезказгана формировались таким же путем, обломки в них, расположенные на разных гипсометрических

уровнях, должны строго коррелироваться по составу с горизонтами осадочных пород, которые пересекаются жилами. Если такая корреляция будет обнаружена, то от гипотезы динамического внедрения рудных магм придется отказаться.

Описанная исследователями Джекказгана интенсивность гидротермальных изменений вмещающих пород и их обломков в рудах слишком ничтожна по сравнению с возможным воздействием на них обогащенного водой сульфидного расплава при температуре 500-600°C.

Во всяком случае, здесь еще есть над чем поразмышлять, хотя интерпретации Ю.С. Парильным включений методически ненадежны и, скорее всего, ошибочны, а первично седиментационный генезис руд Джекказганского месторождения наиболее вероятен, если учесть все приведенные выше «pro» и «contra». Ведь для сравнения есть Удокан, медистые песчаники Европы и полиметаллические месторождения «миссиссипского» типа в США.

6. Снова к вопросу о представительности флюидных включений в отношении температур и агрегатного состояния минералообразующих флюидов: кристаллизационные дворники и их влияние на включения.

За прошедшие полтора столетия вопрос о представительности флюидных включений неоднократно поднимался в литературе и находил достаточно убедительные положительные ответы (см. Реддер, 1987). Но он периодически возникает снова в связи с развитием смежных наук (в частности, физики твердого тела), появления новых экспериментальных данных или поднимается исследователями, которые не работали непосредственно с флюидными включениями, но пытаются возродить сомнения, исходя из общенаучных соображений и собственных результатов из иной области. К таким сомнениям необходимо прислушиваться, поскольку они могут помочь в поисках более убедительной аргументации или переосмыслении некоторых принятых ранее критериев.

Способы захвата флюидных включений растущим в магматиче-

ском расплаве или гидротермальном флюиде минералом и размеры самих включений могут быть достаточно разнообразны. Происхождение включений и их последующие преобразования детально рассмотрены во 2-й и 3-й главах известной монографии Э. Реддера (1987). Захват даже первичных включений всегда связан с разнообразными нарушениями в нормальном росте кристалла-хозяина (возникновение дислокаций или вакансий в кристаллической решетке, начиная с атомного и молекулярного размера, ускоренный скелетный рост, недостаточное питание граней по сравнению с ребрами, присутствие на грани твердого включения, препятствующего ее нормальному питанию и росту и т.п.).

Если захваченные первичные включения имеют размеры 5 – 15 мкм и больше, имеют достаточно равновесную форму (изометричную округлую или ограненную в виде отрицательного кристалла) и не подвергались существенной перешнуровке с изменением первичного соотношения фаз, то они доступны для прямого исследования методами термометрии и криометрии. При этом, хотя для измерений, особенно криометрических, выбирают обычно наиболее крупные включения, они должны быть в достаточной мере представительными, т.е. характеризоваться такими же соотношениями фаз, как и синхронные с ними многочисленные мелкие.

Наибольшие сомнения в представительности включений могут возникать в двух случаях: (1) когда включения первоначально были приурочены к атомного размера вакансиям и дислокациям и многоступенчато подвергались затем слиянию в более крупные; (2) когда включения были очень тонкими и длинными (трубчатой или пластинчатой формы) либо амёбовидными, с многочисленными длинными тонкими отростками, и неизбежно при дальнейшей перекристаллизации подвергались перешнуровке с превращением в группы изометричных, но более мелких включений.

В первом случае включения со статистически наиболее типичными соотношениями фаз могут рассматриваться как представительные, т.к. конечное крупное включение должно было сохранить состав и соотношения фаз, типичные для подвергавшихся коалесценции мел-

ких. Во втором случае возможен более широкий разброс в фазовых соотношениях, но допустимо или игнорировать эту серию включений или выбрать наиболее типичные. При этом следует иметь в виду, что перешнуровка обычно происходит при температуре, не очень сильно отличающейся от температуры захвата первичных включений, т.к. растворимость вещества минерала-хозяина во флюиде включения снижается по мере падения температуры. Если во время перешнуровки включение было еще гомогенным, то все результирующие включения будут иметь аналогичные состав и соотношения фаз и могут считаться вполне представительными. Если же в какой-то части большого исходного включения образовались уже кристаллик соли или газовый пузырек, то все равно результирующие включения могут отличаться не очень сильно и разброс параметров будет сравнительно небольшим. При этом сообщества включений, перешнурованных после возникновения в одной их части газового пузырька, бывают нередко вполне диагностируемы. Например, вы наблюдаете пары сближенных включений, в которых одно гомогенизируется в газовую фазу (обычно при температуре выше температуры захвата), а другое в жидкую фазу при температуре градусов на 20-40 ниже (эта температура соответствует моменту перешнуровки). Приняв среднее из этих температур за температуру минералообразования, вы не очень сильно погрешите против истины, тем более, что точность в 10-20°C при этом обычно вполне устраивает геологов.

Возможны, конечно, и другие осложнения. Например, Я.Е. Гегузин (1985) описывает эксперимент с газожидким включением в кристалле поваренной соли. Под влиянием созданного температурного градиента раствор перемещался в сторону тепла (из-за растворения им более нагретой передней стенки включения и переотложения его на более холодной задней), а маленький пузырек газа – в противоположном направлении, и в результате получилось два изолированных включения – существенно газовое и жидкое. Подобные условия, конечно, могут возникать и в природных условиях, например, при внедрении внутриминерализационных даек. Близко расположенные к ним включения в жилах будут вообще взорваны, а более удаленные – могут

подвергнуться перекристаллизации, даже с изменением фазовых соотношений и состава. Но подобные аномалии можно исключить при внимательном анализе геологической обстановки. Во всяком случае, сам Я.Е. Гегузин (1987) довольно оптимистически оценивает возможности «пузырьковедения».

Другой часто дискутируемой проблемой является возможное несоответствие захваченного растущим кристаллом включения среднему составу магматического расплава или минералообразующего флюида вследствие захвата включений из граничного слоя, непосредственно окружающего растущий кристалл. Конечно, при росте вкрапленника, отличающегося от среднего состава расплава и не содержащего в своем составе воды, граничный слой расплава будет обогащаться водой и другими компонентами, не входящими в состав минерала вкрапленника. Будет ли такой аномальный по составу расплав захватываться минералом, зависит от ряда условий, среди которых наиболее важными являются скорость роста минерала, ширина аномального граничного слоя (которая зависит от вязкости расплава и скорости диффузии компонентов) и размер включения. Чем меньше включение и ближе по величине к ширине граничной зоны, тем более вероятно отличие его состава от среднего состава расплава. Однако притом важно знать, насколько велико будет это отличие, т.к. пока точность определения составов и концентрации воды в расплаве довольно низка (десятые доли процента) и для многих геологических интерпретаций вполне достаточна, так же как определение температуры гомогенизации расплавных включений с точностью до 10-25°C и флюидных с точностью 2°C. В сводке Э. Реддера (1987, с. 32 - 89) эти вопросы также довольно подробно рассмотрены и показано, что ширина граничного слоя невелика (порядка 1 мкм), и влияние его на состав включения может быть учтено, хотя при исследованиях нужно его иметь в виду и отмечать, для включений какого размера приводятся данные о температуре гомогенизации и составе.

Джон Клеменс (Clemens, 1984) также рассматривал вопрос о представительности расплавных включений относительно содержаний воды в гранитоидных расплавах. Он показал, что, включения вполне

периментов.

Проведенный нами анализ еще раз показал, какую неоценимую помощь оказывает геологам исследование флюидных (в том числе расплавных) включений в минералах. Можно не сомневаться, что XXI век откроет новые горизонты раздела науки, который Н.П. Ермаков предложил называть термобарогеохимией. Правда, термин этот не точен. Флюидные включения дают сведения не только о температурах и давлениях процессов минералообразования. А температуры и давления можно определять не только по флюидным включениям. Не лучше ли использовать термин «микрофлюидология», а по-английски - microfluidology или fluidinclusionology?

1. *Балицкий В.С. и Зубкова Е.И.* (1974) Аккумуляция кремнезема в гидротермальных растворах // В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука. С. 114-119.

2. *Барабанов В.Ф.* (1961) Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья // Л: Изд-во ЛГУ. Т. 1. 360 с.

3. *Бескин С.М., Гребенников А.М., Матиас В.В.* (1994а) Хангилайский гранитный плутон и связанное с ним Орловское месторождение тантала в Забайкалье // Петрология. Т. 2. № 1. С. 68-87.

4. *Бескин С.М., В.Е. Загорский, Кузнецова Л.Г., Курсинов И.И., Павлова В.Н., Прокофьев В.Ю., Цыганов А.Е., Шмакин Б.М.* (1974б) Этыкинское редкометальное рудное поле в Восточном Забайкалье (Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. Т. 36. № 4. С. 310-325.

5. *Беус А.А.* (1968) Альбититовые месторождения // В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. Под ред. В.И. Смирнова. М.: Недра. С. 303-377.

6. *Бородаевский Н.И. и Бородаевская М.Б.* (1947) Березовское рудное поле // М: Металлургиздат. 264 с.

7. *Воробьев Ю.К.* (1990) Закономерности роста и эволюции кристаллов минералов // М.: Наука. 184 с.

8. *Вукалович М.П. и Алтунин В.В.* (1965) Теплофизические свойства двуокиси углерода. М.: Атомиздат. 455 с.

9. *Гегузин Я.Е.* (1985) Пузыри // М.: Наука. Библиотечка «Квант», вып. 46. 174 с.

10. *Гегузин Я.Е.* (1987) Живой кристалл. Изд. 2-е. М.: Наука. Главн. редакция физ.-мат. литер. 192 с.

11. *Гребенников А.М.* (1995) Орловское танталовое месторождение // Месторождения Забайкалья. Чита-Москва: Изд. РАН-Роскомнедра. Т. 1, книга 2. С. 96-107.
12. *Ермаков Н.П.* (1950) Исследования минералообразующих растворов (температуры и агрегатное состояние) // Харьков: Изд-во Харьковского Гос. университета. 460 с.
13. *Жариков В.А., Зарайский Г.П.* (1973) Экспериментальные исследования метасоматизма: состояние, перспективы // Геология рудных месторождений. Т. 15. № 4. С. 3-18.
14. *Калюжный В.А.* (1982) Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наукова Думка. 238 с.
15. *Кига́й И.Н.* (1966) Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования // М: Наука. 248 с.
16. *Кига́й И.Н.* (1974-а) О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального минералообразования // В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука. Т. 2. С. 164-195.
17. *Кига́й И.Н.* (1974-б) О роли коллоидов в рудообразовании // В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М.: Наука. С. 32-67.
18. *Кига́й И.Н.* (1979) Модель многостадийного минералообразования, согласующаяся с вариациями основных параметров гидротермального процесса // В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука. Т. 2. С. 7-34.
19. *Кига́й И.Н. и Николаев С.В.* (1965) О влиянии физических свойств гидротермально-измененных пород на метасоматическое рудоотложение // Геология рудных месторождений. Т. VII. № 2. С. 25-37.
20. *Кига́й И.Н., Самоваров Ю.В.* (1989) Минералообразование при участии гетерофазных флюидов на примере оловорудного месторождения Трудовое в Киргизии // Зап. ВМО. Ч. 118, вып. 2. С. 8-24.
21. *Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Наумов В.Б., Русинов В.Л.* (1997) Эпитермальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. Т. 39. № 2. С. 127-152
22. *Копяткевич Л.В.* (1964) Характер выклинивания и рациональные принципы оконтуривания рудных тел месторождений джекказганского типа // Изв. АН Каз. ССР. Сер. Геол. № 5. С. 101-108.
23. *Клевцов П.В. и Леммлейн Г.Г.* (1959) Определение минимального давления образования кварца на примере кристаллов с Памира // Зап. ВМО. Ч. 88, вып.6. С. 661-666.
24. *Коржинский Д.С.* (1946) Метасоматическая зональность при около-

трещинном метаморфизме и жилы // Записки ВМО. № 4.

25. *Коржинский Д.С.* (1958) Гидротермальная кислотнo-щелочная дифференциация // Докл. АН СССР. Т. 122. № 2. С. 267-270.

26. *Коржинский Д.С.* (1963) Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах // В сб.: Проблемы постмагматического рудообразования. Прага: Изд. АН ЧССР. Т. 1. С. 429-433.

27. *Котельникова З.В.* (1999) Флюидные включения в литий-фтористых редкометалльных гранитоидах Орловского месторождения (Восточное Забайкалье) // Труды IX Международной конференции по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС. С. 90-98.

28. *Левицкий О.Д.* (1939) Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья // В кн.: Месторождения редких и малых металлов СР. Т. II. М.: Изд-во АН СССР.

29. *Левицкий, О.Д., Аристов В.В., Константинов Р.М., Станкеев Е.А.* (1963) Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья // М.: Изд-во АН СССР. 124 с.

30. *Мелентьев Б.Н., Иваненко В.В. и Памфилова Л.А.* (1968) Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях // М.: Наука. 104 с.

31. *Митряева Н.М., Паршов Ю.С., Михалева В.А.* (1979) К условиям образования сульфидных руд Джайрема // В кн.: Металлогения и рудообразование. Алма-Ата: Изд-во «Наука» Каз. ССР. С. 197-209.

32. *Наумов В.Б., Иванова Г.Ф., Моторина З.М.* (1979) Условия образования вольфрамовых, олово-вольфрамовых и молибден-вольфрамовых месторождений // В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука. Т. 2. С. 53-62.

33. *Наумов В.Б.* (1982) Возможности определения давления и плотности минералообразующих сред по включениям в минералах // В кн.: Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Недра. С. 85-94.

34. *Паршов Ю.С.* (1980) К генезису руд Джекказгана (по результатам изучения флюидных включений) // Докл. АН СССР. Т. 253. № 6. С. 1432-1435.

35. *Пизнюр А.В.* (1968) О давлениях при формировании Жирекенского молибденового месторождения (Забайкалье) // Докл. АН СССР. Т. 179. № 5. С. 1186-1188.

36. *Пизнюр А.В.* (1986) Основы термобарогеохимии // Львов: Изд-во Львовского гос. унив-та. С. 75-78.

37. *Повилайтис М.М.* (1990) Ритмично-расслоенные гранитные интрузии

и оруденение. М: Наука. 483 с.

38. Попов В.М. (1951) О происхождении месторождений медистых песчаников гидротермального типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. С. 8-17.

39. Прокофьев В.Ю., Акинфиев Н.Н., Грознова Е.О. (2002) О концентрациях бора и его формах нахождения в гидротермальных рудообразующих флюидах // Геология рудных месторождений. Т. 44. № 5. С. 386-397.

40. Реддер Э. (1987) Флюидные включения в минералах. М.: Мир. Т. 1. 558 с.

41. Сатпаева М.К. (1985) Руды Джекказгана и условия их формирования // Алма-Ата: Изд-во «Наука» Каз.ССР. 208 с.

42. Сатпаева Т.А. (1949) Рудообразующие минералы Джжкказганского месторождения (состав, структуры и парагенезис) // Алма-Ата: Изд-во АН Каз.ССР. 138 с.

43. Сатпаева Т.А. (1958) Минералогические особенности месторождений типа медистых песчаников. Алма-Ата: Изд. АН КазССР. 228 с.

44. Смирнов С.З., Перетяжко И.С., Прокофьев В.Ю. и др. (2000) Первая находка сассолина (H_3BO_3) во флюидных включениях в минералах // Геология и геофизика. Т. 41. № 2. С. 194-206.

45. Стырикович М.А. (1959) Исследование растворимости малолетучих соединений в водяном паре высокого давления // В сб.: Термодинамика и строение растворов. М.: Изд-во АН СССР. С. 158-166.

46. Чуриков В.С. (1969) Петрографо-минералогические особенности процесса грейзенизации в Восточно-Коунрадском гранитном массиве // В кн.: Вопросы магматической геологии. М.: Наука. С. 131-172.

47. Andrew A.S., Pollard P.J., Taylor, R.G. & Groves D.I. (1986) Closed-system behaviour for the tin-tungsten system at Zaaipplaats, South Africa // In: Genesis of tin-tungsten deposits and their associated granitoids. Proceed. IGCP Project 220 Conference, Canberra. Pp. 5-6.

48. Bowers, T.S. & Helgeson, H.C. (1983) Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures // Geochim. et Cosmochim. Acta. V. 47. No. 7. Pp. 1247-1275.

49. Charlot, G. (1957) L'analyse qualitative et les reactions en solution. 4-me ed. Paris: Masson et Cie.

50. Eadington, P.J. (1983) A fluid inclusion investigation of ore formation in a tin-mineralized granite, New England, New South Wales // Econ. Geol. V. 78. Pp. 1204-1221.

51. *Gehrig, M.* (1980) Phasengleichgewichte und PVT-Daten ternärer Mischungen aus Wasser, Kohlendioxid und Natriumchlorid bis 3 kbar und 550°C. // HochschulSammlung Naturwissenschaft, Chemie, Band 1.HochschulVerlag: Freiburg. 104 S.und 47 S. Anhang. (University of Karlsruhe, doctorate dissertation).
52. *Clemens, J.D.* (1984) Water contents of silicic to intermediate magmas // *Lithos*. V. 17. No. 4. Pp.273-287.
53. *Delaney, J.R. & Karsten, J.L.* (1981) Ion microprobe studies of water in silicate melts: concentration-dependent water diffusion in obsidian // *Earth and Planet. Sci. Lett.* V. 52. No. 1. Pp. 191-202.
54. *Karsten, J.L., Holloway, J.R. & Delaney, J.R.* (1982) Ion microprobe studies of water in silicate melts: temperature-dependent water diffusion in obsidian // *Earth and Planet. Sci. Lett.* V. 59. No. 2. Pp. 420-428.
55. *Kelly, W.C. & Turneaure, F.S.* (1970) Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the Eastern Andes, Bolivia // *Econ. Geol.* V. 65. No. 6. Pp. 609-680.
56. *Kelly, W.C.* (1974) Panasqueira, Portugal – an unorthodox case of hydrothermal tin-tungsten mineralization // *Econ. Geol.* V. 69. No. 7. P. 1182.
57. *Kigai, I.N.* (1978) Two hydrodynamic types of ore-forming systems // In: Metallization associated with acid magmatism. Prague: Academia 1978. V. 3. Pp. 343-348.
58. *Lapham, K.E.* (1983) Water diffusivity in silicate melts: a review of experimental and analytical methods and results // *EOS*. V. 64. P. 339.
59. *Lowenstern, J.B. & Sinclair, W.D.* (1996) Exsolved magmatic fluid and its role in the formation of comb-layered quartz at the Cretaceous Logtung W-Mo deposit, Yukon territory, Canada // *Trans. Royal Soc. of Edinburgh, Earth Sci.* V. 87. Pp. 291-303.
60. *Kirkham, R.V. & Sinclair, W.D.* (1988) Comb quartz layers in felsic intrusions and their relationship to porphyry deposits // In: Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits. Proc. of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy Conference, September 1985. The CIM Special Volume 39. Edited by R.P. Taylor & D.F. Strong. Pp. 50-71.
61. *Lapham, K.E.* (1983) Water diffusivity in silicate melts: a review of experimental and analytical methods and results // *EOS*. V. 64. P. 339.
62. *Manning, D.A.C.* (1981) The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb // *Contrib. to Mineral. and Petrology*. V. 76. Pp. 206-215.
63. *Nacken, R.* (1921) Welche Folgerungen ergeben sich aus dem Auftreten von Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralien? // *Centralbl. Mineral.* S. 12-20, 35-43.

64. Raimbault, L., Cuney, M., Azencott, C., Duthou, J.-L. & Joron, J.-L. (1995) Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central // *Econ. Geol.* V. 90. Pp. 548-576.

65. Reif, F.G., Seltmann, R. & Zarskiy, G.P. (2000) The role of magmatic processes in the formation of banded Li,F-enriched granites from the Orlovka tantalum deposit, Transbaikalia: microthermometric evidence // *The Canadian Mineralogist.* V. 38. Pt. 4. Pp. 915-936.

66. Roedder, E. (1977) Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado // *Econ. Geol.* V. 66. No. 1. Pp. 98-120.

67. Roedder, E. & Bodnar, R.J. (1980) Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* V. 8. Pp. 263-301.

68. Sorby, H.C. (1858) On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks // *Geol. Soc. London Quart. Jour.* V. 14. Pt. 1. Pp. 453-500.

69. Swanson, S.E. (1977) Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures // *Amer. Mineral.* V. 62. No. 9/10. Pp. 966-978.

70. Webster, J.D., Thomas, R., Rhede, D., Förster, H.-J. & Seltmann, R. (1997) Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: Geochemical evidence for strong tin enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids // *Geoch. et Cosmoch. Acta.* V. 61. No. 13. Pp.2589-2604.

71. Wyllie, P.J. (1977) Effect of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle // *J. Geol. Soc. London.* V. 134. Pt. 2. Pp. 215-234.

On some achievements and errors of fluid inclusion studies in the second part of XX century

I.N. Kigai

(a review)

Abstract

1. Tantalum mineralization of lithium-fluorine granitoids was found to be related in time and space to stockscheiders – intragranite pegmatoid bodies of magmatic origin – formed in apical parts of the granitic bodies. The albitization was a superimposed process able only to slightly remobilize the magmatic mineralization. So “the albitite (or “apogranite”) rare-metal ore type” concept by A.A. Beus (1968) should be neglected.

2. A hydrothermal mineralization conjugated with acid metasomatites

(greisens, tourmalinites, beresites etc.) was formed under environments of long-term coexistence of heterogeneous gas-liquid fluids, therefore the homogenization temperatures determined for it are in many cases corresponding to real filling temperatures.

3. Discovery of sassolite (H_3BO_3) in fluid inclusions by V.Yu. Prokofiev et al. opens a new page in the investigations of fluid heterogeneity and fluid pressure determinations for tourmaline-related hydrothermal tin deposits.

4. Pressure determinations by so-called "Lemmlein-Klevtsov method" (simplified by A.V. Piznyur, 1968) with the use of daughter NaCl crystal-bearing fluid inclusions is erroneous because is based on a wrong diagrams. The use of Nacken method to determine fluid pressures and temperatures by isochors interception for coexisting brine and CO_2 inclusions is also unjustified and gives incredible results.

5. The ores of Jezkazgan copper and Jairem base-metal deposits (in Kazakhstan) were formed by brines of sedimentation basins under arid environment (as was described by V.S. Popov, 1951) rather than by sulfide ore magmas suggested by Yu.S. Parilov (1980) and M.K. Satpaeva (1985).

6. The use of boundary layers around the crystals growing in melt or hydrothermal fluid to throw discredit on fluid inclusion studies is unjustified if we compare mineral growth rates with the diffusion rates of components in silicate melt or hydrothermal fluid and consider accuracies sufficient for geologists.

О СХОДСТВЕ И РАЗЛИЧИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И «ТИПИЧНЫХ» ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНО- МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Б.М. Тишкин, Л.Н. Хетчиков

Общепринято считать, что оруденение ассоциирующее с интрузивным магматизмом базит-гипербазитового и гранитоидного состава существенно различается по условиям образования, отношению к магматитам, температурам и агрегатному состоянию рудообразующего вещества, а также строением рудно-магматических систем. Однако накопленные к настоящему времени многочисленные данные показывают, что разделение рудно-магматических систем на собственно магматические и «типично гидротермальные» может быть в ряде случаев в значительной мере условным. Об этом и идет речь в данной статье.

Строение рудно-магматических систем

Ритмичная расслоенность, хорошо известная для базит-гипербазитовых и щелочных интрузивов известна и для гранитоидных массивов [6,31,32, 39,46 и др.].

Общей характерной особенностью рудно-магматических систем с магматическим и «типично» гидротермальным оруденением является структурная упорядоченность интрузивных образований, выраженная в ритмичной организации пород и руд в пространстве, что чаще всего наблюдается для щелочных и базит-гипербазитовых систем, а также во времени, что характерно для гранитоидных систем. Пространственные закономерности организации рудно-магматических систем базит-гипербазитового, щелочного и др. составов охарактеризованы [18, 31, 35 и др.]. Ритмичность организации пород и руд во времени выражается в закономерном проявлении малых интрузивных тел определенного состава и оруденения. Так, например, на основе статистической обработки данных по нескольким сотням месторождений была показана однотипность структуры магматических ритмов, развитых с различной

полнотой и положением в этой структуре оруденения [20].

В работах [26,28] была показана возможность отображать строение отдельных интрузивных тел в петрохимических координатах. При этом обнаружилось, что получаемые графики, отражающие структурно-химическое состояние полно дифференцированных магматических тел оказываются однотипными для любых составов исходных магм и принадлежат к двум основным типам: V и Z (Рис.1). Кроме этих типов, выделяется кольцевой тип (IB) для ферродиоритов Скергаарда, в котором изменение состава пород, начинаясь от подошвы горизонта последовательно изменяясь, приходит в исходную точку в кровле.

Как видно из приводимых графиков структурно-химического состояния и гранитоидные интрузивные тела, сформированные в одну интрузивную фазу, и классические расслоенные массивы обладают сходным строением. При этом замечено, что с V-типом интрузий ассоциирует оксифильная минерализация, с Z-типом – сульфурофильная.

Различный наклон элементов структур в петрохимических координатах указывает на различную динамику дифференциации магм, что связано с геодинамическими параметрами развития тектономагматических систем [27-29] и должно сказываться на составе, количестве и соотношении различных типов включений в минералах [33].

В простом случае, основные элементы графиков отражают пространственные соотношения главных структурных элементов интрузии (Рис.2). В данном случае, пачек пикрита и гарцбургита. Тогда, когда процесс дифференциации прошел более глубоко с образованием тонкой расслоенности, картина расположения фигуративных точек на графике и в пространстве будет более сложной.

Графики, аналогичные приведенным на Рис.1 и 2 дают и комплексы даек, ассоциирующих с различными типами оруденения [28]. Примечательно, что в расслоенных интрузивах (Салминский, Коростеньский) согласно залегающие и ритмично переслаивающиеся породы, по данным Е.В.Шаркова [12], могут иметь рвущие контакты. В этом случае они секут друг друга в последовательности, соответствующей положению пород в общем разрезе, т.е. ниже лежащие породы пересекают лежащие выше.

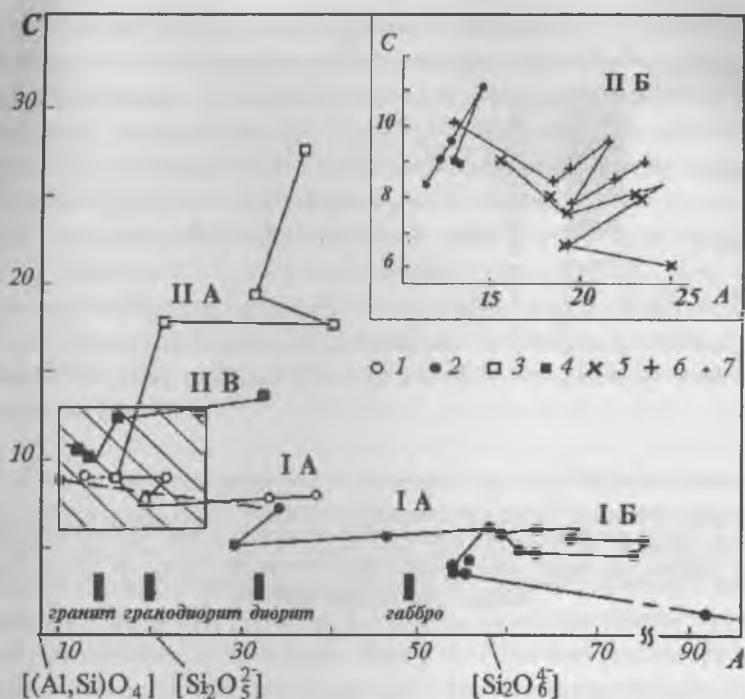


Рис. 1. Два структурно-химических типа (I - Z тип, II - V тип) интрузивов с ассоциирующей сульфурофильной (I) и оксифильной (II) минерализацией.

1-7 - классические расслоенные (2,3) и зональные массивы: 1- Джалиндинский с сульфидами и золотом; 2- Скергаардский (фрагмент) с магнетитом и сульфидами [31]; 3- Илимауссакский с редкими металлами [7]; 4 - Марикиканский с оловом, молибденом и вольфрамом [21]; 5- Шивкинский с сульфидами и вольфрамом [22]; 6- Курумский шток с золотом и вольфрамом; 7- Забытый шток с оловом, бериллием и вольфрамом; А, Б, В - структурно-химические подтипы; штриховая линия - участок неуверенной интерпретации; заштрихованная область - место врезки; в квадратных скобках - преобладающая структурная единица расплава, согласно [15]. $A = B + C = (E_{\text{акт}} - a) / b = 100(\Sigma \text{TiO}_2, \text{FeO}, \text{MgO}, \text{CaO}, \text{MnO}, \text{H}_2\text{O} / \Sigma \text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{P}_2\text{O}_5) + 100(\Sigma \text{K}_2\text{O}, \text{Na}_2\text{O} / \Sigma \text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{P}_2\text{O}_5)$, где $E_{\text{акт}}$ - энергия активации вязкого течения; а, b - эмпирические коэффициенты.

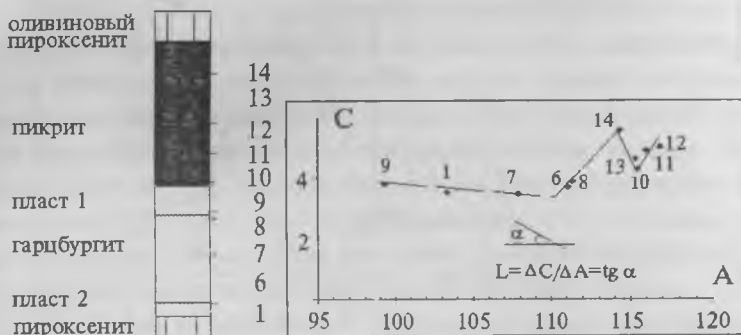


Рис. 2. Схема расположения пород в разрезе ритма 2 скв.11 участка Хартли и график их структурно-химического состояния. Цифрами на рисунке обозначены номера проб [5].

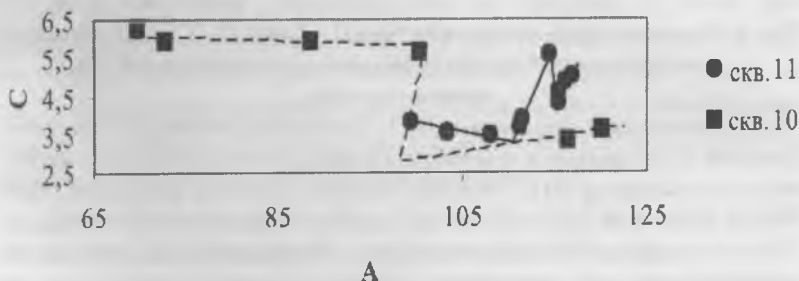


Рис. 3. Графики структурно-химического состояния ритма 2 Великой Дайки по скважинам 10 и 11; расстояние между скважинами – 9 км (по данным [5]).

В заключение раздела, несколько отвлекаясь от основной темы, отметим, что в зависимости от того, меняются или не меняются в пространстве камеры геодинамические параметры (однородное или неоднородное геодинамическое поле [27,29]), графики структурно-химического состояния интрузива могут быть тождественными, однотипными и разнотипными. Первый случай показан на рис.1, а последний - представлен на рис.3. Как видно, один и тот же ритм характеризуется различными графиками и динамикой изменения состава, а пачки в пределах ритма различаются по химическому и модальному составам. При этом мощность ритма по скв.11 значительно выше, чем по скв.10. В плане мощность дайки в р-не скв.11 несколько меньше, чем в р-не скв.10.

Взаимоотношения магматических и рудных образований

По нашим наблюдениям характерной чертой гранитоидных массивов сформированных в одну фазу внедрения и ассоциирующих с рудной минерализацией различного типа, является наличие ритмической расслоенности. К этому же выводу, на основе многолетних исследований пришла М.М.Повилайтис [29]. Ритмично расслоенные гранитоиды вмещающие оруденение известны на месторождениях Клаймакс, Ред-Маунтин, Рудные горы, Заайтплатс (граниты Бушвельдского комплекса), Джидинское и ряд других [13,19,41,44]. Рудные тела на таких месторождениях, часто в виде согласных и субсогласных тел пегматоидов, грейзенов, штокверков или кварцевых тел, часто приурочены к межфазовым границам, обычно с проявленной ритмической расслоенностью, и могут образовывать, как и в случае классических расслоенных интрузивов, несколько ярусов.

На некоторых золоторудных и молибденовых месторождениях в дайках отмечался постепенный переход гранитов к пегматитам и затем к кварцевым телам с рудной минерализацией. Известны дайки ритмично-полосчатых аплитов с вольфрамитом (Монмин, Франция[19]), риолитов с сульфидами (Арсеньевское касситерит-кварц-сульфидное месторождение, Приморье[14]), альбитофиров с магнетитом (Ярышкoльское, Саяны [9]) и др.

Комплексы даек, как уже отмечалось, ассоциирующие с различными типами оруденения также образуют в координатах А-С упорядоченные структуры, характерные для расслоенных интрузивов. При чем, комплексы даек ассоциирующих с одним и тем же типом оруденения имеют одинаковые (или подобные) геодинамические параметры формирования [28]. В гранитах комплекса даек, с которым ассоциирует жильная турмалиновая минерализация, были обнаружены турмалиновые шпидеры, содержащие золото в количестве 6 г/т, а турмалины из гранитов и жил оказались схожими по составу [28].

С классическими расслоенными интрузивами известны, наряду с вкрапленным, гнездово-прожилковым, также проявления и жильного оруденения, например, Мончетундровский массив, где в жильных телах наблюдались постепенные переходы сульфидных руд в пегматоидные алюмосиликатные породы [35]. Состав рудных минералов таких жил коррелирует с составом минералов вкрапленных руд интрузива [18]. Следует также отметить, что с такими интрузивами известны и экзоконтактовые руды (Норильский рудный район). Медно-никелевая минерализация накладывается на контактовые роговики, магнезиальные и известковые скарны, щелочные метасоматиты и обладает характерной зональностью относительно сплошных руд [18].

В расслоенной серии Бушвельдского массива широко распространены ультраосновные пегматиты [30], которые секут слоистость, и содержат (с низу вверх по разрезу) никелевую, хромитовую, платиновую, магнетитовую (иногда мономинеральную) минерализации. Некоторые магнетитовые трубки как бы берут начало от магнетитовых пластов.

В расслоенной интрузии Пенникат (Финляндия) известны рудные жилы плагиоклаз-авгит-бронзитового состава с пирротин-халькопирит-пентландит-пиритовым, халькопирит-пентландит-пиритовым парагенезисами, которые содержат минералы (до 30 наименований) платиновой группы [42]. Образование рудных жил связывается с подъемом интеркумулусного расплава, богатого флюидом.

В офиолитовом комплексе Воуринос (Греция) известны вертикальные хромитовые тела с согласной магматической слоистостью,

образованные при внедрении дунитовой хромитсодержащей магмы в полузатвердевшую магму ультраосновного состава [10]. В этом же комплексе проявлены месторождения хромита, который концентрируется в виде шлиров. В шлирах часто отмечаются структуры течения.

Из приведенных примеров видно, что гранитоидные рудно-магматические системы могут обнаруживать строение аналогичное строению классических расслоенных интрузивов. Но пространственная ритмичность пород и руд, наблюдаемая в классических расслоенных интрузиях, в гранитоидных системах чаще всего выражается в проявлении во времени качественно схожих ритмов. Например, в соотношении даек разного состава и оруденения, в стадийности оруденения. Принимая в качестве модели рудогенерирующего очага магматическую камеру с расслаивающим расплавом [29], становится очевидным следующее утверждение: слои магматического расплава лежащие в камере выше образуют ранние жильные тела, которые пересекаются телами образованными из ниже лежащих слоев расплава.

Ранее, для объяснения пространственно-временных закономерностей развития рудно-магматических систем Сихотэ-Алиня, И.Н.Говоровым была предложена модель, основанная на представлениях о последовательной стратификации расплава в магматической колонне, под действием гравитационных сил [8]. Л.Н.Таусоном на протяжении ряда лет для редкометальных месторождений развивалась модель стратифицированных рудогенерирующих очагов в гранитных интрузивах [24]. На основе обобщения петрологических и геолого-геофизических данных в работе [34] была предложена модель золотоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации, представляющая собой расслоенную магматическую колонну. И.Н.Петровская, изучая золоторудные месторождения Забайкалья, пришла к выводу об одновременном функционировании разноглубинных рудогенерирующих очагов с различной специализацией [16]. Возможность одновременно функционирования различных по составу рудогенерирующих источников, которые могут давать в пределах одного рудного поля гидротермальные месторождения различных металлов, была показана Р.М.Константиновым [11].

О температурах и агрегатном состоянии рудообразующего вещества

Одним из самых серьезных аргументов в пользу гидротермальной модели остаточных растворов, является укоренившееся мнение, основанное на различных методах термометрии, геологических и экспериментальных данных, о низких температурах субстрата, из которого кристаллизовались кварцево-жильные агрегаты. Не отрицая такой возможности, отметим, что эти представления в ряде случаев входят в противоречия с наблюдаемыми проявлениями даек разного состава (от кислых до основных) в связи со стадийным развитием оруденения. Причем ассоциации даек для определенного типа оруденения оказываются устойчивыми. Модель дифференциации вещества в рудно-магматических системах, снимающая указанное противоречие и предусматривающая начало развития процесса еще в субликвидусную стадию при вязком течении магм, приводится в [29]. В этой модели образование остаточного очага обогащенного рудными компонентами рассматривается как частный случай.

Здесь отметим, в общем-то, очевидную зависимость длительности температурной эволюции (и температур кристаллизации) рудно-магматических систем от химического состава и флюидонасыщенности, что устанавливается как для магматических, так и для «типично гидротермальных» объектов.

Так для объяснения локального равновесия структур в породах расслоенной серии, в том числе и кумулатных, предполагаются процессы растворения и переотложения [43]. В рудных горизонтах с платиновой минерализацией, концентрирование которой происходило в магматическую стадию [45], интенсивно проявлены метасоматические процессы, сопровождавшиеся образованием водных силикатов. Для золотоносных кварцевых залежей рифов Меренского и Бастард (Бушевельдский расслоенный комплекс) газовой-жидкие включения в кварце показывают температуры гомогенизации от $>580^{\circ}\text{C}$ до 150°C [40].

«Слепое» рудное тело Гитара с редкометальной минерализацией, локализованное на горизонте гранофилов в биотитовых гранитах, обнаруживает зональное строение: кварцевое ядро, пегматоиды, оторочка грейзенов. Температура гомогенизации расплавных включений $550-$

625°C [13]. На молибден-порфировых месторождениях типа Клаймакс, по данным термобарометрии включений, рудные тела образовывались при 500-650°C [47].

В ритмично-полосчатых кварцевых порфирах Первомайского массива (Джидинское месторождение) в кварце из кварцевых полос устанавливаются расплавные включения с температурой гомогенизации 770-740°C, тогда как кварц из породы обогащенной водой и фтором, разделяющий эти полосы показывал температуры 700-650°C, а, кроме того, единичные вкрапленники кварца здесь, что интересно, обнаруживали температуры 770-750°C [1]. Это указывает на то, что выше 770°C сосуществовали, обособлено расплавы SiO_2 и алюмосиликатов.

В обобщающих работах по типоморфизму кварца [36,37] приводятся данные по температурам образования жильных тел месторождений различных формаций, и делается вывод, что начало кристаллизации кварца большинства рудных месторождений приходится на интервал 500- 480°C, хотя "Истинные значения верхней границы температур начала кристаллизации остаются неизвестными" [37, стр.90].

Со времен Дж. Сперра [23] до настоящего времени [2-4,17,20,37 и др.] накоплен громадный по объему материал, свидетельствующий о том, что формирование кварцевых жил рудных месторождений в большинстве случаев обусловлено кристаллизацией вязкого субстрата (гелей, раствор-расплавов, рудных магм, флюидных расплавов и др.). С этими представлениями вполне согласуются и наши наблюдения. Вместе с тем, на многих месторождениях различных формаций отмечались признаки протекавших процессов перекристаллизации и в, некоторых случаях, удавалось проследить изменение состояния кварцево-жильного вещества от затвердевших или слабо раскристаллизованных гелей до полнокристаллических агрегатов [25].

В работе [29] проведено сопоставление степени кристаллического совершенства (СКС) кварца из жил золоторудных месторождений с температурами декрепитации, гомогенизации газово-жидких включений в нем и с химическим и минеральным составом кварцево-жильных агрегатов. Аналогичная работа была проведена также с монокристаллом кварца. Выявлено, что на величину СКС кварца оказывало значи-

тельное влияние состав субстрата, из которого кристаллизовался и перекристаллизовывался кварц и мощность теплового поля, создаваемого жилами и вмещающими породами.

Температурные условия образования кварцевых агрегатов оценивались методом декрепитации на установке ВД-2. Данные декрепитации приводились к виду $dT = T_{\text{нач}} - T_{\text{конеч}}$ ($T_{\text{нач}}$, $T_{\text{конеч}}$ - начальные и конечные температуры декрепитации, включая диапазон температур $\alpha \rightarrow \beta$ перехода кварца). При этом параметр dT рассматривался нами, в первом приближении, как функция относительного времени формирования кварцево-жильных агрегатов в остывающем тепловом поле, создаваемом вмещающими породами и жильным выполнением.

Химический состав кварцево-жильных агрегатов определялся методом мокрой химии и атомной абсорбции, далее рассчитывался модуль, который может, с известной степенью приближения, рассматриваться как мера оценки основности (кислотности) руд:

$A^* = 100(\Sigma \text{ рудных, петрогенных, флюидных компонентов} / (\text{SiO}_2\text{Al}_2\text{O}_3, \text{P}_2\text{O}_5))$, при этом сумма в химическом анализе принималась за 100%. Это обусловлено трудностями получения качественного химического анализа при наличии сульфидов в рудах. Поэтому предполагалось, что недостающая часть суммы относится к сульфидной составляющей. При полном химическом анализе ряда проб это предположение подтвердилось.

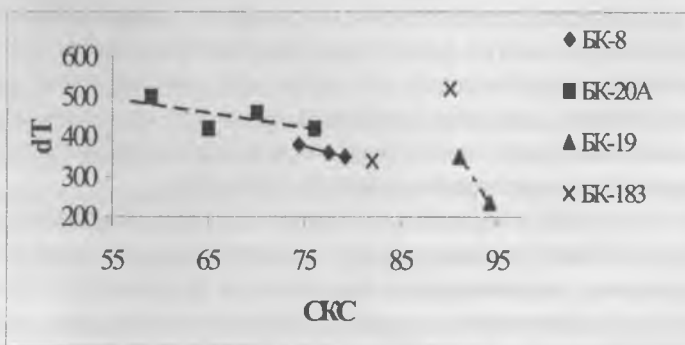


Рис. 4 Изменение СКС в зависимости от dT в поперечном разрезе кварцевых жил, прослеженное в пределах одного штуфа.

Как видно (рис.4) графики для разных жил, в кварце которого фиксируются следы процессов перекристаллизации, характеризуются различным наклоном, что указывает на специфику динамики эволюции кварцево-жильного вещества.

На рис.5 показана зависимость степени кристаллического совершенства кварцевых агрегатов от dT и состава, выраженного через параметр A^* (основность руд). Как видно СКС при разных dT имеет три выраженных минимума при A^* равном около 30, 20, 5 и три максимума ($A^* \sim 2, 5$ и >40). Вместе с тем, видно, что при одинаковых значениях dT и различных A^* степень кристаллического совершенства может принимать как максимальные, так и минимальные значения. Сопоставление содержаний отдельных петрогенных компонентов (например, суммы щелочей) с СКС по отдельным штуфам, по которым были выполнены разрезы, показало, что зависимость между ними может быть как прямой, так и обратной.

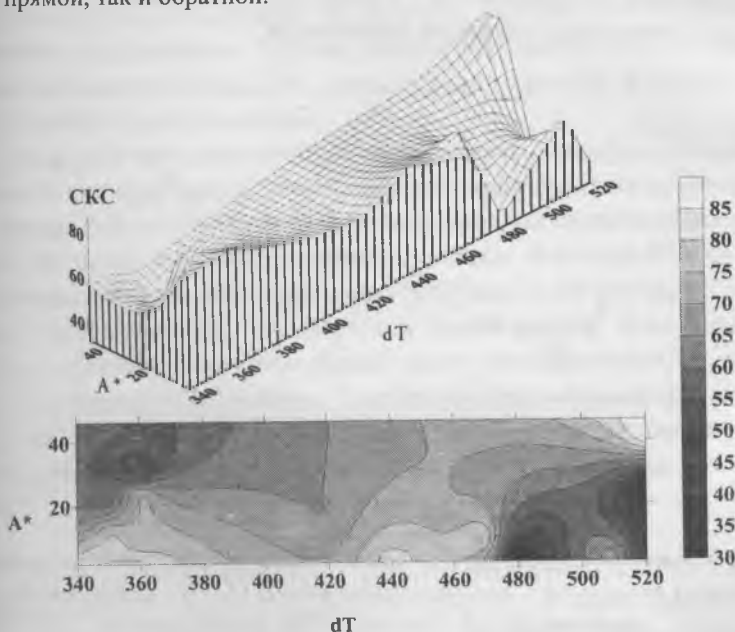


Рис. 5 Изменение СКС агрегатов кварца месторождений в зависимости от dT и A^* .

Сопоставление массивных кварцево-жильных агрегатов претерпевших перикристаллизацию (массивный кварц) и монокристаллов кварца в координатах $dT_{гом}$ - СКС показало существование двух тенденций [29]: обратная для кварцево-жильных агрегатов, претерпевших перекристаллизацию и прямая для монокристаллов кварца (Рис.6). Любопытно, что пластинчатые и гребенчатые агрегаты, представляющие собой тонкозернистые пластины, покрытые растущими в разные стороны субпаралельношестоватыми ассоциациями кварцевых индивидов по данным [38], образуют такой же тренд, как и у монокристаллов (наклон линии вправо). Тогда как тонкополосчатые и массивные агрегаты кварца образуют тренд (наклон линии влево) выявленный нами. Сопоставление температур декрепитации включений наблюдаемых визуально в монокристалле кварца (на 20-40°C выше температур гомогенизации) и температур декрепитации в кварцево-жильных агрегатах по первым двум интервалам (т.е. - 120-450°C) со значениями СКС показало, что отмеченные тенденции сохраняются.

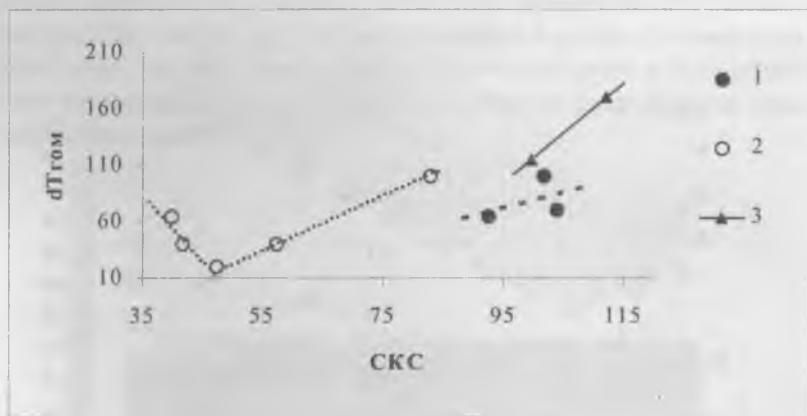


Рис. 6. Зависимость СКС от интервала температур гомогенизации газожидких включений в монокристаллах кварца (1,3) и в кварце жил выполения (2); 1,2 – данные [36,38]; 3- наши данные

Выявленные тенденции могут объясняться, на наш взгляд, проявлением двух механизмов образования кварца: I - путем раскристаллизации и перекристаллизации - рудонесущих полимеризованных в той или иной степени силикатных флюидных расплавов (раствор-расплавов), которые в ряде случаев проходили стадию гелеобразования; II - из гидротермальных растворов. Конечно, при структурной перестройке вещества жил выполнения выделяется газово-жидкая фаза, из которой в дальнейшем может кристаллизоваться гидротермальный кварц (друзы, "присыпки" на каркасных и пластинчатых тонкозернистых агрегатах кварца, псевдоморфозы и др.). Данные по гомогенизации и декрепитации включений в кварце по индивидуальным сечениям жил указывают на реализацию такой возможности.

Таким образом, представления об участии в рудообразующем процессе гидротермальных растворов и рудных магм не являются альтернативными, а могут в ряде случаев рассматриваться как взаимодополняющие. При этом следует подчеркнуть, что при термобарогеохимических исследованиях в целях построения генетических моделей рудообразования необходимо учитывать возможность эпигенетических преобразований вещества.

Неодинаковая длительность и интенсивность эволюции жильного вещества разного состава, может приводить к несоответствию истории формирования месторождений, восстанавливаемой по изотопным данным, например, и геологическим наблюдениям. А информация об агрегатном состоянии рудообразующего субстрата и его начальных температурах, получаемая при изучении газово-жидких включений в кварце, претерпевшим метаморфизм, может использоваться только в качестве первого приближения. Температуры рудообразующего вещества, вероятно, соответствовали температурам магматических расплавов, а само вещество по агрегатному состоянию - флюидным расплавам.

Заключение

Проведенное сопоставление рудно-магматических систем с магматическим и «типично гидротермальным» оруденением показывает их принципиальную однотипность: в структурно-химическом упоряд-

дочении магматических тел, положением оруденения в пространстве и проявлением его во времени в ассоциации с магматитами, в генерации оруденения еще в субливидусных условиях [29], в проявлениях постмагматических гидротермальных процессов. Различия же этих систем сводятся, главным образом, к различиям в химическом составе, силовом взаимодействии расплавов с рамой [27-29] и физико-химическим параметрам их становления.

1. Бакуменко И.Т., Косухин О.Н., Косалс Я.А., Лхамсурен Ж. К генезису ритмично-полосчатых текстур в гранитоидах//ДАН СССР, 1981. Т. 260, №2, С. 444-448.

2. Балейское рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса). М.: ЦНИГРИ, 1984. 270 с.

3. Бетехтин А.Г., Вольфсон Ф.И., Заварицкий А.Н. и др. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд. АН СССР, 1955. 622 с.

4. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 435 с.

5. Бичан Р. Происхождение хромитовых пластов комплекса Хартли Велкой Дайки (Родезия)//Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С.86-98.

6. Валуи Г.А. Пример ритмичной расслоенности в малоглубинном гранитном интрузиве.//Докл.АН СССР. 1983. Т.271, №2. С.420-425.

7. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. - М.: Наука, 1974.- 375 с.

8. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.

9. Долгушин С.С., Павлов А.Л. Дифференциация рудного вещества на Ярышкольском магнетитовом месторождении.//Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1985. С.64-73.

10. Захос К. Хромитовая минерализация офиолитового комплекса Воуринос (Северная Греция)//Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С.99-104.

11. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 216 с.

12. Магматические горные породы (Кислые и средние породы). М.: Наука, 1987. 374 с.

13. Некрасов И.Я. О возможном генезисе рудоносных кварцевых тел в дифференцированных гранитных массивах// Докл. АН СССР, 1984. Т. 276. № 5. С.1224-1227.

14. Некрасов И.Я., Попов В.К. О ступенчатом механизме концентрации рудного вещества на примере Арсеньевского месторождения.//Докл. АН СССР, Т. 315, №6. С.1437-1441.

15. Персигов Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.:Наука, 1984. 159 с.

16. Петровская Н.В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований.//Зап. ВМО. 1956, № 3. С. 331-332.

17. Петровская Н.В. Самородное золото. М.:Наука,1973. 347 с.

18. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.

19. Повилайтис М.М. Ритмично-расслоенные гранитные интрузии и оруденение. М.:Наука, 1990. 240 с.

20. Попов В.С., Белевитин В.В., Семина В.А. Металлогения гидротермальных редкометалльных месторождений. М.Жнаука, 1981. 212 с.

21. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение.- Новосибирск: Наука,1982. - 158 с.

22. Степанов Г.Н., Гвоздев В.И., Романенко И.М. Золото-серебряная минерализация на одном из вольфрамовых месторождений Приморья.//Минеральные типы рудных месторождений в вулканогенных поясах и зонах активизации северо-востока Азии.- Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.- С.180-191.

23. Сперр Д. О рудной магме. М.: Гостехиздат, 1933. 148 с.

24. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.:Наука,1977. 279 с.

25. Тишкин Б.М., Пахомова В.А. К использованию результатов термобарометрии при интерпретации зональности оруденения на плутогенном месторождении золота.//Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока.-Владивосток: ДВО ДВГИ АН СССР.1987. С.86-99.

26. Тишкин Б.М., Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А. Вопросы связи оруденения с интрузивным магматизмом.// Металлогения и рудные формации Тихоокеанского обрамления: материалы междунар.симпоз. "Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления".Благовещенск: ДВО АН СССР, 1990. Ч.1. С.132 - 139.

27. Тишкин Б.М. Связь геодинамических параметров тектонических структур с составом эндогенного вещества.//Тихоок. геолог.,1996. Т.15, № 1. С.67 - 79.
28. Тишкин Б.М., Зимин С.С., Сапин В.И. Геодинамические параметры формирования золоторудных месторождений с турмалиновой минерализацией в пограничных тектоно-магматических системах Амурского геоблока//Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С.124-139.
29. Тишкин Б.М., Хетчиков Л.Н., Афанасьева Т.Б., Кокорина Д.К., Кокорин А.М. Перекристаллизация кварцево-жильных агрегатов и вопросы рудогенеза// Тихоокеан. геология. 2003. Т.22. № 2. С. 57-72.
30. Уильямс Дж. Геология Бушвельдского комплекса - крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира.//Магматические рудные месторождения. М.:Недра, 1973. С.7-25.
31. Уэджер Л.,Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
32. Ферштатер Г.Б.,Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.:Наука,1975. 288 с.
33. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Тишкин Б.М. О геодинамической обстановке формирования гранитоидных массивов по данным изучения включений в кварце пород//Тр. IX Междунар. конф. по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС, 1999. С. 57-73.
34. Хомичев В.Л. Модель золотоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации// Сов. геол., 1988. № 7. С. 97-108.
35. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М.: Недра,1983. 183 с.
36. Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра,1984. 149 с.
37. Юргенсон Г.А. Типоморфизм, условия образования и рудоносность жильного кварца: Автореф. дис...док. Геол.-минер.наук.Чита: Читин. ин-т природ. ресур. СО РАН, 1997. 139 с.
38. Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т. О совершенстве кристаллического строения жильного кварца// Изв. высш. уч.зав. Геол. и разв.1980. № 6. С. 50-59.
39. Andersen T.B., Jansen Y.J. The Sunnhordland batholith, W. Norway: regional setting and internal structure, with emphasis on the granitoid plutons.//Nor. geol. tidsskr., 1987. 67. № 3. P. 159-183.
40. Ballhaus C.G., Stumpfl E.F. Fluid inclusions in Merensky and Bastard reefs, western Bushveld complex. //Can. Miner., 1985. 23. № 2 P.294

41. *Coetzee J., Twist D.* Disseminated tin mineralization in the roof of the Bushveld granite pluton at the Zaaipplaats mine, with implications for the genesis of magmatic hydrothermal tin systems//Econ. Geol., 1989. 84. № 7. P. 1817-1834.
42. *Halkoaho T.A., Alapieti T.T., Lahtinen J.J., Lerssi J.M.* The Ala-Penikka PGE reefs in the Penikat layered intrusion, Northern Finland//Miner. and Petrol., 1990. 42. № 1-4. P.23-38.
43. *Hunter R.H.* Textural equilibrium in layered igneous rocks//Origins Igneous Layering: Proc. NATO Adv. Res. Workshop, Narsarsuaq, Aug. 4-15, 1986. Dordrecht e.a., 1987. P 473-503.
44. *Pollard P.J., Andrew A.S., Taylor R.G.* Fluid inclusion and stable isotope evidence for interaction between granites and magmatic hydrothermal fluids during formation of disseminated and pipe-style mineralization at the Zaaipplaats tin mine//Econ. Geol., 1991. 86. № 1. P. 121-141.
45. *Prendergast M.D., Keays R.R.* Controls of platinum-group element mineralization and the origin of the PGE-rich main sulphide zone in the Wedza subchamber of the Great Dyke, Zimbabwe: implications for the genesis of, and exploration for, stratiform PGE mineralization in layered intrusions.// Magmatic Sulphides - Zimbabwe Vol. 5th Magmatic Sulphide Conf., Zimbabwe, 3-13 Aug., 1987. - London, 1989. P.43-69.
46. *Stephenson P.J.* Layering in felsic granites, in the main East pluton, Hinchinbrook Island, North Queensland, Australia//Geol. J., 1990. 25. № 3-4. P.325-336.
47. *White W.J. et al.* A model for Climax-type molybdenum deposits.//8th IAGOD Symp in conjunct. with Int.Conf. Miner. Deposit Model. Ottawa, Aug. 12-18, 1990. P.133-134.

ВЫСОКОТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ ПОТОКИ CO_2 КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ПОСТУПЛЕНИЯ «МАГМАТИЧЕСКОГО» ЗОЛОТА В ВОДНЫЕ РАСТВОРЫ ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Д.К. Возняк, В.И. Павлишин, Б.А. Батиевский

Введение

Флюидные потоки (т.е. направленное перемещение минералообразующей среды) являются важной составляющей процессов минералообразования (гидротермальные [23] и метаморфогенно-метасоматические образования [4], трубки взрыва, горячие точки [1] и т.д.). Здесь и в последующем термин «флюид» используется в его широком понимании, как минералообразующей среды малой механической прочности, включающей расплав, жидкость и газ. Обнаружить признаки воздействия флюидных потоков на минеральные объекты часто непросто, а иногда и невозможно. Визуально они наблюдаются в редких случаях: в текстуре изверженных пород, форме их залегания (потоки лавы и т.п.), в образовании скелетных кристаллов [2, 29].

Преимущественно к выводу, что в формировании геологического объекта были задействованы флюидные потоки, приходят на основании анализа многих факторов. В частности, учитывают, что в гидродинамически открытой системе существует конвективный поток, а в гидродинамически закрытой системе перемещение флюида осуществляется только путем однонаправленного потока [7]. Однако, в первом случае может иметь место и однонаправленный флюидный поток (давление флюидного потока больше гидростатического), в другом – конвективный (в больших по размерам магматических камерах).

Флюидными потоками осуществляется тепло-массоперенос между геосферами Земли [14]. Разные по химическому составу флюидные потоки (силикатные и солевые расплавы, жидкие и газовые растворы летучих компонентов), которые отличаются вязкостью, длительностью действия, скоростью, массой, теплоемкостью, РТ-параметрами, при-

нимают активное участие в формировании литосферы, земной коры, месторождений полезных ископаемых. Оценка их воздействия – многоплановая и проблемная задача, которая далека от своего решения.

В последующем доказывается захват включений CO_2 из высокотермобарических потоков жидкого CO_2 и их связь с формированием Майского золоторудного месторождения и других проявлений золота Савранского рудного поля (Днепровско-Бугский мегаблок Украинского щита (УЩ) (рис. 1) [3]. Они могут выполнять функцию доставки золота и других рудных элементов из глубин мантии в гидротермальную систему верхних горизонтов земной коры.

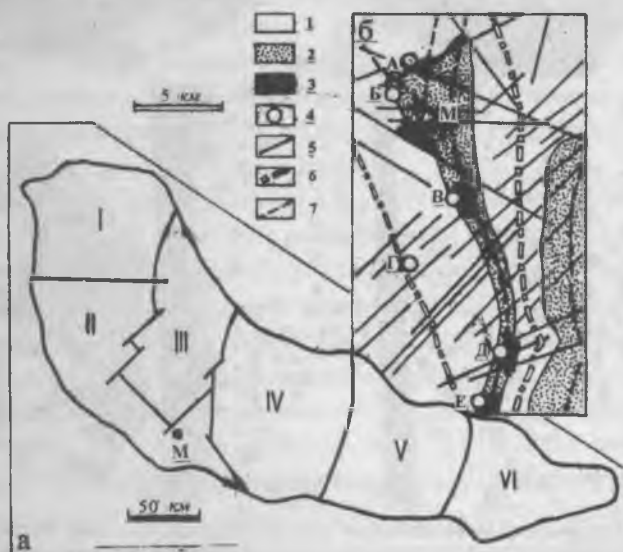


Рис. 1. Положение Майского месторождения золота (М) на Украинском щите (а) и схема геологического строения Савранского рудного поля (б).

По [32] с некоторыми изменениями. Мегаблоки УЩ (а): I – Северо-Западный (Волынский); II – Днепровско-Бугский; III – Росинско-Тикичский; IV – Кировоградский; V – Среднеприднепровский; VI – Приазовский.

Условные обозначения (б): 1 – лейкократовые гранулиты; 2 – гиперстеновые и мафические гнейсы; 3 – аплитопегматоидные лейкократовые граниты; 4 – проявления золоторудной минерализации; 5 – разломы; 6 – синклинали; 7 – антиклинальные оси. Рудопоявления: А – Чимерполь; Б – Саврань; В – Глубочецкое; Г – Полянцкое; Д – Квитка; Е – Капустынка. Месторождение М – Майское.

РТ-параметры высокотермобарических потоков CO₂

На Майском месторождении они вызвали плавление и растрескивание зерен самородного золота в кварце (рис. 2, а-г), образование вокруг пластинок биотита в кварце ореола субмикроскопических включений (рис. 2, д).

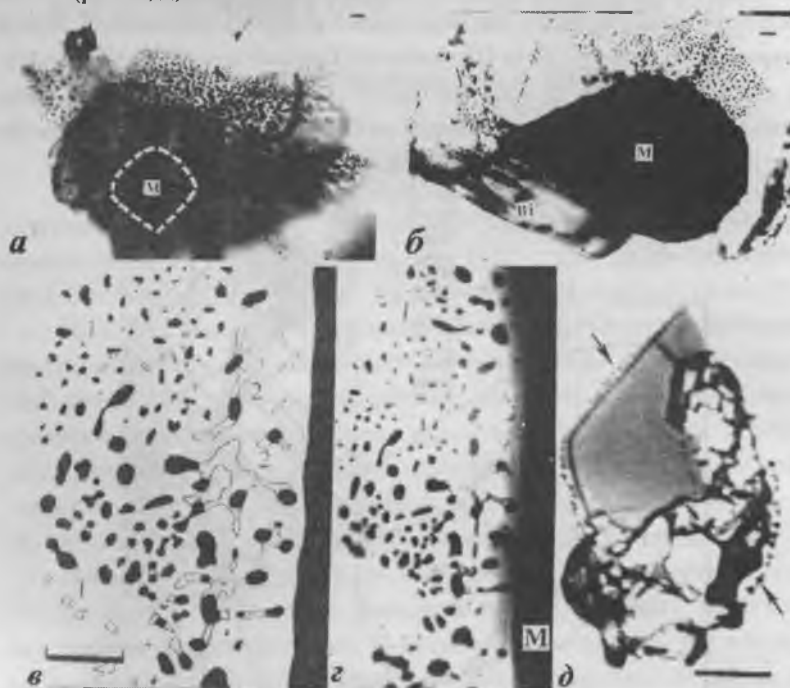


Рис. 2. Растреснувшие включения золота (черные, а - с) и биотита (д) в кварце Майского месторождения: а - общий вид, вокруг материнского включения (М) (оконтурено штриховой линией) наблюдается множество трещин, одна из них с многочисленными дочерними включениями лежит в фокусе. Наблюдается увеличение размеров дочерних включений в направлении материнского включения золота. б - растреснутое зерно золота (М), контактирующее с биотитом (Ві) в кварце (скв. 6451, глубина 135,9 м); в, с - включения золота и жидкого CO₂ гомогенного (1) и гетерогенного (2) захвата в залеченной трещине вокруг материнского включения (М). Часть его представлена черной полоской справа (соответственно рисунок и фото); д - ореол субмикроскопических включений (указано стрелками) в кварце вокруг пластинки биотита, частично замещенного мусковитом (светлое). Масштабные метки соответствуют 20 мкм.

Морфология растрескавшихся (взорванных по [10], взорвавшихся по [15]) включений золота соответствует типичным растреснутым флюидным включениям [16]: материнское включение (т.е. включение, которое растрескалось) окружено ореолом многочисленных дочерних включений. Они приурочены к клиновидным трещинам, устьева часть которых контактирует с материнским включением. На эту особенность ориентировки трещин относительно материнского включения указывает величина и форма дочерних включений: по периферии трещин они многочисленные, имеют изометрическую форму и субмикроскопические размеры, а в направлении к устью они становятся большими и приобретают капле- и амебовидную форму. Их форма указывает на жидкое состояние содержимого дочерних включений в период их консервации. По химическому составу дочерние включения идентичны материнским: Au (99,20), Ag (0,56), Cu (0,10), Fe - 0,00, Bi - 0,00 мас. % (электронно-зондовый анализ).

Из сравнения коэффициентов теплового объемного расширения кварца и золота (рис. 3) следует специфическая особенность растрескивания включений самородного золота в кварце: оно возможно лишь значительно выше 880°C, т.к. в интервале 20-880°C коэффициент объемного расширения золота меньше чем кварца [27]. Эти значения получены при атмосферном давлении, однако не следует ожидать существенных отклонений от установленной тенденции изменения коэффициента теплового объемного расширения и при больших давлениях. Итак, лишь выше 880°C включение золота будет вызывать в кварце динамические напряжения, разрядка которых приведет к образованию трещин разрыва и вытеснению в них расплавленного золота. Залечивание этих трещин с консервацией дочерних включений золота приводит к образованию растреснутых расплавленных включений золота в кварце.

Вокруг растрескавшихся включений золота находится от 1-2 до 6-10, а в отдельных случаях – удлиненные зерна золота – до нескольких десятков залеченных трещин. Обычно залеченные трещины содержат лишь дочерние включения золота. Вероятно, в этих случаях залечивание трещин разрыва в кварце происходило без участия «внешнего»

минералообразующего флюида. В залеченных трещинах иногда встречаются случаи совместного нахождения не только гомогенных дочерних включений золота и жидкого CO_2 ($\rho = 1,02-1,03 \text{ г/см}^3$), но и включений гетерогенного захвата [11] золота + CO_2 (рис. 2, в, г).

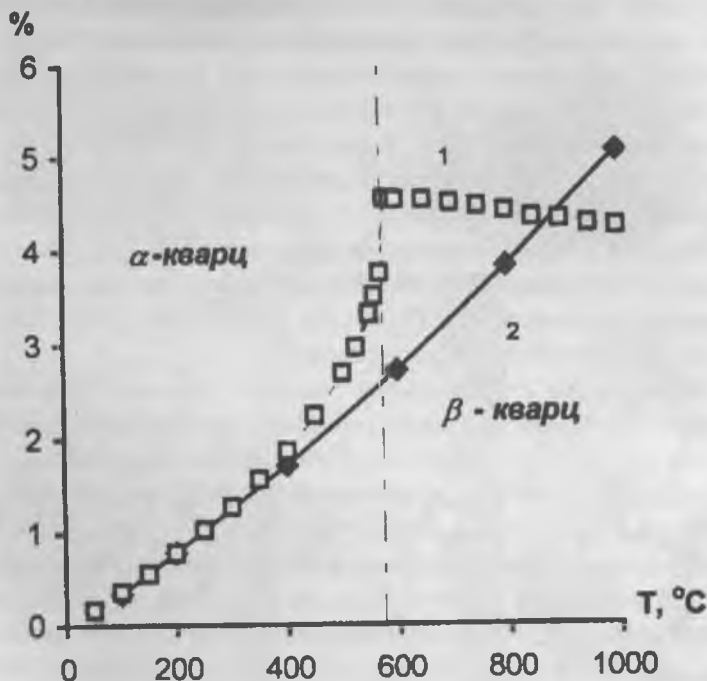


Рис. 3. Зависимость изменения объема (%) кварца (1) и золота (2) от температуры. Коэффициенты теплового объемного расширения указаны относительно начальной температуры 20°C [27].

Такое сообщество включений можно использовать для определения параметров их консервации [6]. РТ-параметры точки пересечения изохоры CO_2 плотностью $1,02-1,03 \text{ см}^3$ с кривой зависимости температуры плавления золота от давления [20, 31] будут соответствовать минимальным значениям T и P захвата дочерних включений расплавленного золота в кварце на Майском месторождении, т.е. $\geq 1112^\circ\text{C}$ и ≥ 820

МПа (рис. 4). Совместное нахождение безводных включений жидкого CO_2 и золота в залеченных трещинах разрыва вокруг растреснувших зерен золота в кварце Майского месторождения, на наш взгляд, однозначно свидетельствует, что и плавление, и растрескивание сопровождалось и было спровоцировано высокотермобарическими потоками CO_2 . Такие флюидные потоки обнаружены и в других местах УЩ и зафиксированы капле- и амебовидными включениями пирротина, карбоната и силикатного стекла [5]. Подчеркнем, что обычно включения золота в кварце Майского месторождения не претерпели процесса растрескивания.

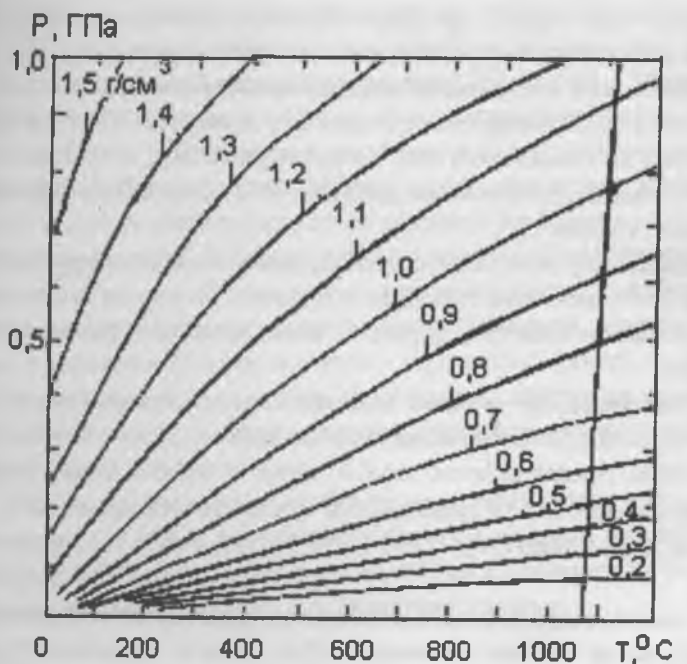


Рис. 4. РТ-диаграмма CO_2 [24], совмещенная с линией зависимости $T_{\text{пл}} \text{ Au}$ от P [20, 31]. Поле диаграммы: левее линии – твердая фаза Au , правее – расплав. Кружком обозначены минимальные РТ-параметры (1108°C ; 780 МПа), существовавшие во время консервации включений расплавленно-го золота и жидкого CO_2 ($\rho = 1,0 \text{ г/см}^3$).

СО₂-потоки и минералообразование

На Майском месторождении высокотермобарические потоки СО₂ действовали **после и во время** кристаллизации золота. Вывод о том, что высокотермобарические СО₂-потоки проявили себя **после** отложения конкретного зерна в кварце, очевиден: растрескиваться и плавиться может лишь то, что уже существовало. На поступление потоков СО₂ **во время** формирования золотого оруденения на месторождении указывают включения гетерогенного происхождения водного раствора и жидкого СО₂ в кварце. Известно, что гетерогенная система минералообразующего флюида – водного раствора и жидкого (газового) СО₂ – является характерным признаком формирования продуктивного периода рудообразования эндогенных месторождений золота [18].

Источник поступления высокотермобарических потоков СО₂ находится на глубине, которая равна или превышает 27-29 км. Ее определяют по уравнению h (км) = $R_{фл}$ (МПа) : (28 ... 30) (МПа/км), где h – глубина, $R_{фл}$ – флюидное давление, (28 ... 30) (МПа/км) – литостатический градиент [7].

Поскольку включения СО₂ обнаружены лишь в минералах основных и ультраосновных пород, то источником безводных высокотермобарических потоков СО₂, вероятно, были основные и ультраосновные магмы.

Максимальные значение давления кипения основной и ультраосновной магмы, установленные по включениям СО₂, составляют около 1100 МПа. Предполагается, что СО₂ в виде отдельной фазы в силикатных расплавах может существовать при давлениях примерно ≤ 2000 МПа и, даже ≤ 9000 [24].

О длительности действия высокотермобарических потоков СО₂

Большая глубина источников СО₂-флюида предполагает лишь один механизм его быстрого поступления в верхние горизонты земной коры – путем однонаправленного флюидного потока [7]. Он может проявляться по системе тектонических трещин, соединенных между собой (например, в зонах глубинных разломов). Эта система будет сохраняться лишь при условии, что флюидное давление потока будет

превышать литостатическое. В противоположном случае система соединенных между собой трещин будет рушиться, трещины – закрываться и порода восстановит свой статус гидродинамически закрытой системы. Время одноразового поступления флюида (импульса) будет незначительным, однако, вследствие различных причин поток флюида может неоднократно возобновляться на протяжении длительного времени.

На Майском месторождении разные плотности CO_2 (0,67-1,07 г/см³) включений гомогенного происхождения указывают, что поступление CO_2 -потоков не было одноразовым явлением, а происходило многократно. Потоки CO_2 различаются между собой не только плотностью CO_2 , но и температурой и давлением. На месторождении удалось зафиксировать редкий случай прохождения CO_2 -потока с температурой, которая превышала $T_{пл}$ золота, вблизи зерен самородного золота в кварце. Поток спровоцировал правление и растрескивание включений золота в кварце, которые, как уже упоминалось ранее, использованы для восстановления минимальных значений T и P флюидного потока. Для большинства других случаев восстановить PT -параметры CO_2 -потоков невозможно. Не исключено, что температура флюидного потока на месторождении достигала и больших значений, которая могла вызвать плавление сульфидов (пирротина) в кварце. Такие CO_2 -потоки проявлялись при формировании апоскарновых кварцитов сподуменпегматитового месторождения в западной части Кировоградского блока УЩ [5].

Относительно большие амебовидные дочерние включения золота указывают, что время залечивания трещин при жидком состоянии золота не всегда был настолько длительным, чтобы обеспечить их разделение на мелкие изометрические дочерние включения.

Скорость движения высокотермобарических потоков CO_2

Скорость флюидного потока зависит от многих факторов: а) разницы флюидного давления потока и существующего в трещинах, по которым движется поток; б) поперечного сечения трещин; в) вязкости флюида. Скорость и длительность действия потока определяет массу флюида, который движется по трещине определенного

флюида, который движется по трещине определенного поперечного сечения во вмещающей породе. А масса флюида при других идентичных условиях (температуры, теплоемкости флюида, температуры, теплопроводности и теплоемкости вмещающей породы).

На Майском месторождении следует ожидать различных скоростей движения потока, однако порции, вызвавшие плавление и растрескивание включений самородного золота в кварце, отличались большой скоростью. В противоположном случае на длительном пути движения высокая температура ($> T_{пл} Au$) потока довольно быстро уменьшилась бы до уровня, определяемого геотермическим градиентом этого участка земной коры. Другими словами, чем меньше длительность и скорость движения потока, тем быстрее его температура снижается до уровня температуры вмещающих пород.

Масса и состав флюидного потока

Эксперименты свидетельствуют, что с понижением давления в процессе кипения магмы (сосуществование фазы летучих компонентов и расплава) в паровой фазе доля CO_2 уменьшается, а концентрация H_2O увеличивается. Поэтому отсутствие видимой фазы воды во включениях CO_2 , которые были захвачены из высокотермобарического потока, по-видимому, указывают на обособление его от магмы при больших давлениях.

О концентрации CO_2 , H_2O и др. летучих в природных магмах судят по их содержанию в стекле включений в минералах (обычно в оливине и пироксене пород основного и ультраосновного состава). Концентрация CO_2 в магмах основного и ультраосновного состава определяется геодинамической обстановкой их становления. Максимальные содержания CO_2 установлены в магмах основного состава субиндукционных зон активных континентальных окраин: до 1,6 мас.% [12] и даже 2,4 мас.% (средняя концентрация CO_2 в стекле 6 включений в оливине из базальтов Армении) [21].

Потеря в виде продуктов дегазации магматическим расплавом основного-ультраосновного состава объемом 1 км^3 всего лишь 0,1 % от массы составит примерно 2,5-3,0 млн. тонн. Учитывая, что объем маг-

магматического расплава промежуточных очагов подкорового вещества Земли может быть в сотни тысяч раз больше [9], то и масса CO_2 – флюида может превышать 10^9 – 10^{11} тонн. Если такая масса CO_2 – флюида попала в водный раствор верхних горизонтов земной коры, то в ограниченном объеме трещиноватых пород зоны глубинных разломов могло сконцентрироваться такое количество Au, Cu, Zn и др. рудных компонентов (в зависимости от рудной специализации магматического расплава), которого вполне достаточно для формирования месторождений.

Подсчитано, что газами в период извержения (сентябрь 1975 по декабрь 1976 гг.) вулканов Толбачика вынесено 35 тонн золота [19].

Флюиды CO_2 с примесью CO, H_2S , Cl_2 могут переносить значительные количества золота [33]. По данным газохроматографического анализа в кварце Майского месторождения (УЩ), кроме основного компонента CO_2 , установлены H_2 , N_2 , CO, CH_4 , H_2S . Извлечение газа осуществлялось термическим путем: использовались интервалы 50-400 и 400-750°C. Температура тройной точки CO_2 включений в кварце Майского месторождения (УЩ) меньше Т.т. CO_2 (-56,6°C) и составляет -57,0 ... -60,0°C, что указывает на наличие азота и/или метана в растворе включений. Т.о., CO_2 -флюид высокотермобарических потоков, зафиксированный включениями CO_2 в кварце Майского месторождения, мог служить транспортным средством переноса золота и других компонентов из глубин мантии в верхние горизонты земной коры.

Обсуждение результатов

Эндогенное золото земной коры многими исследователями [8, 13, 26, 28, 30] связывается с мантией. Золото широко распространено в основных и ультраосновных породах, мантийных ксенолитах, кимберлитах Сибири, эцлогитах, лампроитах [34]. Его содержание в этих породах различное, иногда достигая промышленных содержаний до 3-8 г/т [30]. Из-за больших масс породы становится рентабельным извлечение золота и при значительно меньших его концентрациях.

Имеются геологические предпосылки образования гидротермальных золоторудных месторождений земной коры с поступлением

рудных компонентов из глубин земли посредством мантийных флюидов по зонам глубинных разломов [35]. В геологической истории становления Земли, по-видимому, существовали эпизоды (в частности, в докембрии) наибольшего проявления мантийных золотосодержащих флюидов, как продуктов дегазации магматических расплавов. Они, в свою очередь, вызвали обогащение золотом локальных участков земной коры [22]. Сафонов Ю.Г. [25] связывает образование большинства крупных и всех сверхкрупных месторождений золота с магматогенным источником основных рудных компонентов и полигенности составляющих рудообразующих флюидных систем. Имеются представления [17] о существовании зависимости металлогенической специализации месторождений с глубинами флюидных систем, обусловивших их (месторождений) образование. Собственно золоторудные, как и комплексные медно-порфировые, колчеданные месторождения связываются с наименьшими глубинами (60-70 км), редкометальное оруденение (W, Sn, Mo, Bi) зарождается на глубинах порядка 100 км, а торий-урановое редкоземельное оруденение – на глубинах свыше 150 км.

Нами впервые установлены проявления высокотермобарических потоков жидкого CO_2 -флюида на УЩ: при формировании Майского месторождения золота и сподумен-петалитовых пегматитов [6]. Таким образом, удалось конкретизировать состав одного из мантийных флюидов, способных переносить золото и другие рудные компоненты из глубин Земли в гидротермальную систему верхних горизонтов земной коры. Этим, на наш взгляд, объясняется гетерогенность минералообразующей системы (водный раствор+ CO_2) продуктивного периода минералообразования золоторудных месторождений. Поступление CO_2 -флюида сопровождалось повышением температуры гидротермального раствора, регрессивным изменением вмещающих пород (диафорез). На Майском месторождении золота (УЩ) нам, благодаря стечению многих обстоятельств (резкому повышению скорости CO_2 -потока, его прохождению по трещинам в непосредственной близости от зерен самородного золота в кварце и, как следствие, их растрескиванию, удачливости в отборе и изучении образцов), удалось доказать, что соответствующие CO_2 -включения в кварце захватились из высо-

котермобарического потока CO₂-флюида. На месторождении породы, зафиксировавшие высокотермобарические CO₂-потоки, отличались большими концентрациями золота (скв. 6407, гл. 210 м; скв. 6451, гл. 135,9 м). Обнаружение зон трещиноватости пород, по которым двигались флюидные потоки, должно стать важной составляющей методики разведки и поисков полезных ископаемых в тектонически активных районах УЩ.

1. *Андерсон Д.Л.* Горячие точки, базальты и эволюция мантии // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. – С. 197-217.
2. *Бадиков В.В., Годовиков А.А.* Особенности морфологии кристаллов галенита, полученных в гидротермальных условиях // ЗВМО. – 1966. – Ч.95, вып. 5. – С. 526-536.
3. *Бобров О.Б., Сиворонов А.О., Меркушин І.Є.* та ін. Майське золоторудне родовище. (Геологія, речовинний склад руд, модель утворення). Дніпропетровськ, 2000. – 168 с.
4. Взаимодействие флюид – порода при метаморфизме / Под ред. Дж. Уолтера и Б. Вуда. – М.: Мир, 1989. – 248 с.
5. *Возняк Д.К., Бугаенко В.М., Галабурда Ю.А.* та ін. Особливості мінерального складу та умов утворення рідкіснометалевих пегматитів західної частини Кіровоградського блоку (Український щит) // Мінерал. журн. –2000. – 22, №1. – С.21-41.
6. *Возняк Д.К., Павлишин В.І.* Високо термобаричні потоки рідкого CO₂ і їх роль у мінералоутворенні (на прикладі Українського щита) // Мінерал. журн. –2001. – 23, №4. – С.12-18.
7. *Вуд Дж.Б., Уолтер Дж.В.* Флюидный поток при метаморфизме и взаимодействие флюидов с породой // Взаимодействие флюид – порода при метаморфизме / Под ред. Дж. Уолтера и Б. Вуда. – М.: Мир, 1989. – С. 109-130.
8. *Горжевский Д.Й., Макеева И.Т.* Рудные формации. – М., ВИНТИ, 1986. – 244 с. (Итоги науки и техники. Сер. Руд. месторождения; т. 16).
9. *Горшков Г.С.* О глубине магматического очага Ключевского вулкана // Доклады АН СССР. – 1956. – 106, №4. С. 703-705.
10. *Ермаков Н.П.* Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. – 376 с.
11. *Калюжный В.А.* Основы учения о минералообразующих флюидах. – Киев: Наук. думка, 1982. – 239 с.
12. *Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А.* Летучие

компоненты (H_2O , CO_2 , Cl, F, S) в базитовых магмах различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. – 2000. – 8, №2. – С. 131-164.

13. *Красников Н.Н.* Генетические особенности золотого оруденения в архейских зеленокаменных поясах // Советская геология. – 1985. – №7. – С. 33-40.

14. *Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. – 216 с.

15. *Леммлейн Г.Г.* Классификация жидких включений в минералах // ЗВМО. – 1958. – 88, №2. – С. 137-143.

16. *Леммлейн Г.Г., Клия М.О.* Изменение жидких включений под влиянием временного перегрева кристалла // Доклады АН СССР – 1954. – 94, №2. – С. 233-236.

17. *Летников А.Ф.* Сверхглубинные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геол. руд. месторождений. – 2001. – 43, №4. – С.291-307.

18. *Ляхов Ю.В., Павлунь Н.Н., Пизнюр А.В., Попивняк И.В.* Термобарогеохимия золота. – Львов: Свит, 1995. – 280 с.

19. *Меняйлов И.А., Микитина Л.П., Шапарь В.Н. и др.* Химизм и металлоносность магматических газов новых Толбачицких вулканов в 1976г // Доклады АН СССР. – 1977. – 236, №2. – С.450-453.

20. Минералы: Справ. Диаграммы фазовых равновесий. – М.: Наука, 1974. – Вып. 1. – С. 284.

21. *Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А.* Концентрация летучих компонентов (H_2O , Cl, F, S, CO_2) в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия. – 2000. – №5. – С. 555-564.

22. *Панов Б.С.* О золотоносности докембрия Австралийской платформы и Украинского щита // Геолог. України. – 2003. – №2. – С. 47-53.

23. *Пизнюр А.В.* Основы термобарогеохимии. – Львов: Вища школа, 1986. – 200 с.

24. *Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. – Т.1. – С.422-425.

25. *Сафонов Ю.Г.* Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геол. руд. месторождений. – 2003. – 45, №4. – С. 305-320.

26. *Скаржжинский В.И., Науменко В.В., Бухарев В.П.* О перспективах золотоносности Украинского щита // Геол. журн. – 1994. – №4. – С. 30-39.

27. *Скиннер Б.Дж.* Тепловое расширение // Справочник физических кон-

стант горных пород. (Сер. Науки о Земле). – М.: Мир, 1969. – С.79-98.

28. *Шер С.Д.* Металлогения золота (Северная Америка, Австралия, Океания). – М.: Недра, 1972. – 295 с.

29. *Шефталъ Н.Н.* К вопросу о реальном кристаллообразовании // Рост кристаллов. – 1957. – Вып. 1. – С. 5-31.

30. *Щеглов А.Д., Говоров И.Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли. – М.: Наука, 1985. – 324 с.

31. *Decker D.S., Vanfleet H.B.* Melting and high temperature resistance of gold under pressure // *Phys. Rev.* – 1965. – 138, N11. – P. 129-133.

32. Main types rock complexes and mineral deposits in the Ukrainian Shield/ Geological excursion guidebook. Bobrov O.B., Gurskiy D.S. Krasnoshon M.D. et al. Kyiv: Geographica, 2002. - 166 p.

33. *Puddephatt R.I., Zhon S., Fyfe W.S.* Transport of gold in high temperature, low pressure, gas phases with Cl₂, CO, H₂S: a clue to gold mobilization from the lower crust // "World Gold – 89". Proc. 1st. Jornt. int. Meet Between SME and AU-SIMN, Littleton (Colo), 1989. - P. 123-129.

34. *Toskani L.* Magmatic gold grains in the El Talle lamproite, Fortuna, SE Spain // *Min. Mag.* – 1999/ -63, N4. - P. 595-602.

35. *Woodall R.* Gold in Australia // *Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea.* – Melbourn, 1990. - P. 45-67.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ И РУД МЕТОДОМ ТЕРМОГАЗОВОЙ ХРОМАТОГРАФИИ

*С.Ф. Труфанова, Р.Н. Муругова, Ф.П. Мельников,
А.В. Щербакова, В.А. Алексеев*

В ряде предыдущих работ [4, 5], посвященных вопросу определения температур образования различных рудных и нерудных минералов, были получены интересные результаты, сопоставимые с геологическими данными.

Проведенное в рамках данной работы моделирование на различных образцах руд и минералов в интервале температур 30-900°C с исследованием газовой составляющей через каждые 10-20°C позволило установить их температуру образования и проследить динамику рудо- и минералообразования.

Моделирование произведено на образцах пиритовой руды (месторождение Зимапан, Мексика), исландского шпата (Ванава, Восточная Сибирь), кварца (хрусталеносные алданские пегматиты, Восточная Сибирь и вулкан Ксудач, Камчатка), пепла из Авачинской сопки (Камчатка), кварцевого порфира (Южная Грузия), золото-серебряной руды (Таджикистан).

В работе [4] нами было исследовано месторождение Лас-Куэвас с целью установления температуры образования флюорита. Скарново-полиметаллическое месторождение Зимапан во многом аналогично месторождению Лас-Куэвас, но является более эродированным [3].

Самыми древними образованиями района являются средне- и верхнеюрские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, на которых залегают нижнемеловые известняки. Завершают мезозойский разрез терригенные осадочные образования позднемелового возраста. Вся эта толща смята в узкие изоклинальные складки, которые перекрыты вулканогенными олигоценовыми породами (риолитами, риодацитами, дацитами) (рис. 1). Меньшим распространением пользуются

более поздние по времени формирования андезитовые вулканисты. Кислый вулканизм проявлен в районе во всевозможных фациях (эффузивной, гуфовой, игнимбритовой, субвулканической и экструзивной).

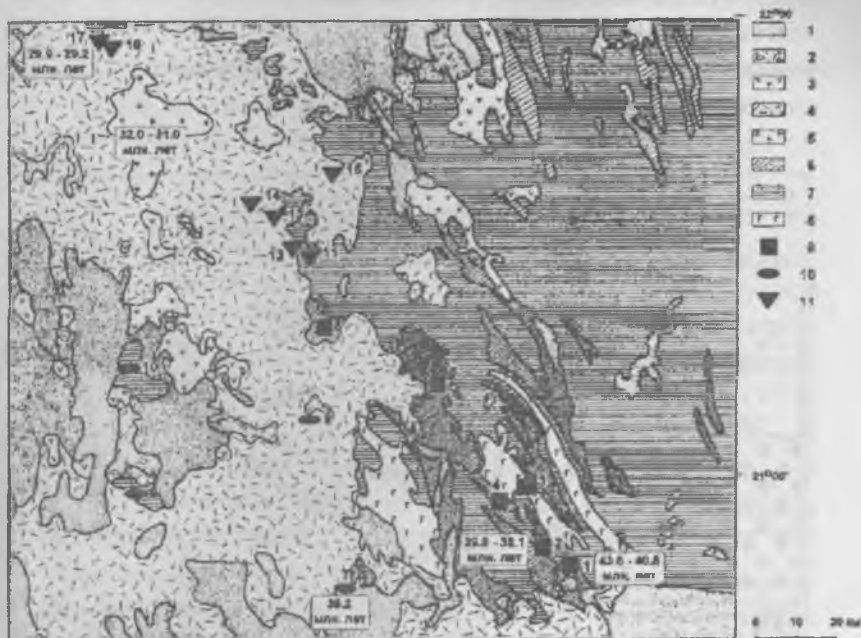


Рис. 1. Геологическая карта части центральной Мексики, район Зимапан – Санта-Мария дел Рио (автор Л. Вассайо, упрощена для публикации Н.Н. Шатагиным)

1 – четвертичные отложения; 2 – миоценовые обломочные отложения; 3 – олигоценые вулканисты андезитового состава; 4 – олигоценые кислые вулканические породы; 5 – олигоценые гранодиоритовые породы; 6 – верхнемеловые песчаники и сланцы; 7 – нижнемеловые известняки; 8 – верхнеюрские терригенные и вулканогенные породы; 9 – скарновые месторождения (1 - Зималан, 2 - Ла-Негра, 3 - Сан Рафаэль, 4 - Маравиас, 5 - Рио-Бланко, 6 - Ла Ауро-ра (Хичу)). 10 – жильные золото-серебряные месторождения (7 - Сан Мартин, 8 - Пуэрто-де-Нието, 9 - Санта Катарина, 10 - Позос, 11 - флюоритовые месторождения (11 - Эл-Калулин, 12 - безымянное рудопроявление, 13 - Эл Рефугио, 14 - Рио-Верде, 15 - Ла Валенсиана, 16 - безымянное рудопроявление, 17 - Лас Куэвас)

На месторождении Зимапан нижнемеловые известняки формации «el Doctor» прорваны крупным плутоном Карризал (рис. 2), который сложен сильно измененными кварцевыми монцонитами. Весь плутон «одет в скарновую шубу» [3], которая на вертикально падающих контактах имеет мощности около 100 метров, а в верхней части мощность скарнов многократно увеличивается. Скарны содержат более десятка рудных тел разнообразной формы (столбы, трубы, ленты, жилы).



Рис. 2. Строение скарновой зоны и минеральная зональность скарнов на рудном теле Хуан-Пабло месторождения Зимапан (Л.Ф. Вассайо, В.П. Старостин, Н.Н. Шатагин, 2000)

Последовательность этапов формирования месторождения Зимапан следующая: внедрение кварцевых монцонитов, образование скарнов-1, березитизация монцонитов, внедрение даек диорит-порфиритов, формирование скарнов-2 (экскарнов) и скарнов-3 (эндоскарнов),

рудообразование (5 стадий).

Рудная минерализация обусловлена многофазовым внедрением интрузий. Сами интрузии испытали натриевый метасоматоз, аргиллизацию, подверглись скарнированию и наложению сульфидного оруденения.

Скарны характеризуются несколькими зонами. Скарнирование происходило в несколько стадий, наложенных друг на друга. Таким образом, определенная фаза внедрения интрузий связана со своей фазой скарнирования и рудной минерализации.

Представляет интерес определение температур на различных стадиях внедрения интрузий, образования скарнов и оруденения.

По результатам нашего петрографического исследования рудный образец, взятый с месторождения Зимапан является сфалерит-халькопирит-пиритовой рудой, в которой сфалерит содержит эмульсионные включения блеклых руд.

Моделирование в интервале температур 40-900°C показало, что рудообразование произошло в интервале температур 460-420°C, при этом, его главная фаза приходится на 460-440°C и затем выделяется вторая, менее интенсивная – при 420°C (табл.1, рис. 3).

Помимо этого, определился ряд температурных барьеров, с которыми можно, предположительно, связать следующие геологические процессы: 700°C (скарны-1), 660-620°C (березитизация), 620°C (скарны-2), 560-500°C (образование сульфидов), 460-420°C (три этапа рудообразования), 300°C, 240°C, 200°C, 180°C, 120°C. Оруденение месторождения Зимапан является, скорее всего, переотложенным под действием тепла скарнирующих растворов

Исландский шпат отобран из месторождения Ванавара (среднее течение р. Подкаменная Тунгуска), расположенного в кальцитоносном районе, занимающем центральную и северо-восточную части Тунгусской синеклизы. В пределах данного района локализованы месторождения оптического кальцита с попутными цеолитами, минералами стронция, бария и кремнезема [1].

Таблица 1

Компонентный состав газового пиролизата образца сульфидных руд (Z-6) месторождения Зимапан (Мексика) в зависимости от температуры пиролиза (УВ - $\text{п} \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$; CO_2 , H_2 , O_2 , N_2 - $\text{см}^3/\text{кг}$)

T°, C	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈ -I	C ₄ H ₈ -II	neo C ₅ H ₁₂	iC ₅ H ₁₂
100	4,32	0	0,32	0,48	0	0	1,16	0,68	7,75	0	0
120	0,92	0,12	0,11	0,15	0,42	0	0	0	0	0	0
140	1,29	0	0,58	0,3	2,1	1,04	0,23	5,98	2,04	0,97	0
160	3,04	0,12	1,44	0,45	4,08	1,46	0,58	22,85	5,71	4	0
180	2,36	0	0,29	0,12	0,84	0,73	1,74	7,07	1,63	0,97	0
200	4,42	0,24	0,43	0,48	3,72	1,66	0,93	22,58	5,41	3,67	0
220	2,45	0,06	1,3	0,3	2,88	0,94	0,81	12,78	4,08	1,94	0,27
240	2,48	0,18	2,09	0,48	3,84	2,18	0,7	17,88	3,94	2,05	0,38
260	10,21	0,84	6,91	1,68	13,32	3,22	1,86	30,74	12,51	4,64	0,27
280	7,73	0,84	5,47	1,32	9,96	1,66	1,28	15,5	7,34	2,35	0,32
300	12,42	3,36	7,27	1,8	12,96	2,5	1,51	14,96	8,7	2,48	0,65
320	18,12	2,34	8,28	2,28	14,4	1,77	1,51	13,6	10,34	5,44	0,59
340	32,57	3,12	13,54	4,44	20,88	2,39	2,32	15,18	10,88	2,7	0,97
360	31,83	3,24	12,24	4,8	20,16	1,98	2,78	14,69	9,25	2,48	0,54
380	73,23	14,28	20,16	8,88	30,72	2,18	3,83	19,04	13,6	3,35	0,86
400	78,02	17,04	20,74	8,64	29,28	1,87	4,29	16,32	10,34	2,48	0,76
420	89,7	36,6	40,32	18,3	27,9	2,08	4,64	36,7	9,52	2,16	0,81
440	102,12	23,4	23,04	10,8	24,6	1,3	4,35	13,6	8,84	1,76	0,27
460	80,96	15,45	15,12	6,75	16,5	1,3	2,9	9,52	5,44	1,35	0,27
480	60,35	7,32	8,35	2,88	6,96	0,68	0,99	5,17	2,45	0,86	0
500	145,73	17,4	19,58	5,2	15,36	1,56	1,86	11,97	5,71	1,73	0
520	50,05	3,84	9,22	0,84	7,68	0,62	0,81	6,26	2,99	0,16	0,22
540	44,16	1,92	1,69	0,54	5,16	0,62	0,58	4,08	1,9	0,38	0
560	34,59	1,38	6,7	0,48	4,08	0,57	0,46	3,26	1,09	0,22	0
580	24,66	0,96	5,76	0,48	3,36	0,36	0,29	2,58	0,95	0,11	0
600	25,02	0,96	6,26	0,3	2,52	0,21	0	2,45	0,68	0,22	0
620	18,58	1,08	2,23	0,18	1,02	0,16	0	1,63	0,27	0,11	0
640	15,09	0,54	1,3	0,12	0,48	0,05	0	0,68	0	0	0
660	20,24	0,54	1,58	0,15	0,54	0	0	0,54	0	0	0
680	11,04	0,78	1,15	0,12	0,36	0	0	0,54	0	0	0
700	8,19	0,6	0,86	0	0,24	0	0	0,41	0	0	0
720	7,73	0	1,01	0	0,18	0	0	0,95	0	0	0
740	5,52	0	1,15	0	0,18	0	0	0	0	0	0
760	7,91	0,09	1,08	0	0,18	0	0	0,27	0	0	0
780	10,67	0	1,72	0	0,42	0	0,12	0,68	0	0	0
800	3,96	0,06	1,15	0	0,24	0	0	0,41	0	0	0
820	4,05	0	1,15	0	0,3	0	0	0,41	0	0	0
840	4,42	0	1,15	0	0	0	0	0	0	0	0
860	4,78	0	2,52	0	0,96	0	0	0,68	0	0	0
880	6,62	0,12	2,95	0	1,32	0	0	0,95	0	0	0

Таблица 1 (окончание)

Т°, С	$n_{C_2H_{12}}$	C_3H_{10-I}	C_3H_{10-II}	C_3H_{10-III}	C_3H_{10-IV}	2,3ДМБ +2МП	3МП	$n_{C_6H_{14}}$	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂
100	0,22	0	0	0,26	0	0	0	0,26	1,6	0	0,86	4,44
120	0	0	0	0	0	0	0	0	0,64	0	0,64	11,84
140	0,18	0	0	0,26	0	0,26	0	0	0,64	0,025	0,86	7,11
160	0	0,26	1,06	0,26	0,7	0	0	0	0,96	0	0	0
180	0,18	0,18	0,35	0	0	0	0	0	0	0	0	0
200	0,11	0,18	0,44	1,23	0,18	0	0	0	0,96	0	0	0
220	0,27	0,18	0,7	1,06	0,26	0,79	0	0	0,64	0	0	0
240	0	0	0,62	0,88	0	0,88	0	0	0,64	0	0	0
260	0,11	0,62	1,94	3,34	0,88	1,06	0	0,62	3,2	0	0	0
280	0,32	0,35	1,32	2,46	0,35	0,79	0	0,18	1,28	0	0	0
300	0,22	0,44	1,58	3,17	0,88	0,88	0	0,53	1,6	0	0	0
320	0	0,7	1,94	3,17	0,7	0,18	0,44	0,35	3,84	0	0	0
340	0,11	0,7	2,11	3,87	0,88	0,7	0	0,7	2,56	0,05	0	0
360	0,92	0,88	1,94	4,22	0,79	1,32	0,18	0,7	4,48	0,1	0	0
380	1,84	1,06	2,99	5,98	1,41	0,88	0,88	0,62	6,4	0,38	0	0
400	2,05	0,35	1,94	4,49	0,62	0,62	0,97	0,35	6,4	0,13	0	0
420	1,89	0,66	1,1	3,74	0,44	0,44	0,88	0,44	8,32	0,2	0	0
440	1,49	0,44	1,32	4,18	0,44	0,88	0,66	0,66	13,44	0,23	0	0
460	1,35	0,44	0,66	0,22	0,44	0,44	2,64	0,22	14,08	0,05	0	0
480	0,7	0,18	0,35	1,76	0,18	0,18	0,18	0,18	0,48	0	0	0
500	0,65	0,53	0,88	3,87	0,53	0,35	0,18	0,35	46,08	0,05	0	0
520	0,32	0,26	0,26	2,29	0,18	0,35	0,18	0,18	50,56	0	0	0
540	0,11	0,18	0,18	1,41	0	0,09	0,18	0	53,12	0	0	0
560	0,11	0,18	0	1,14	0	0,18	0,09	0,18	53,76	0	0	0
580	0,32	0	0	0,97	0	0	0,09	0	40,32	0	0	0
600	0	0	0	0,97	0	0	0	0	172,8	0	0	0
620	0,11	0	0	0,35	0	0	0	0	588,8	0	0	0
640	0	0	0	0,18	0	0	0	0	531,2	0	0	0
660	0	0	0	0,18	0	0	0	0	755,2	0	0	0
680	0	0	0	0	0	0	0	0	300,8	0	0	0
700	0	0	0	0	0	0	0	0	176,64	0	0	0
720	0	0	0	0,7	0	0	0	0	192	0	0	0
740	0	0	0	0	0	0	0	0	87,04	0	0	0
760	0	0	0	0	0	0	0	0	137,6	0	0	0
780	0	0	0	0,26	0	0	0	0	240	0	0	0
800	0	0	0	0	0	0	0	0	80	0	0	0
820	0	0	0	0	0	0	0	0	89,6	0	0	0
840	0	0	0	0	0	0	0	0	99,2	0	0	0
860	0	0	0	0	0	0	0	0	79,36	0	0	0
880	0	0	0	0	0	0	0	0	102,4	0	0	0

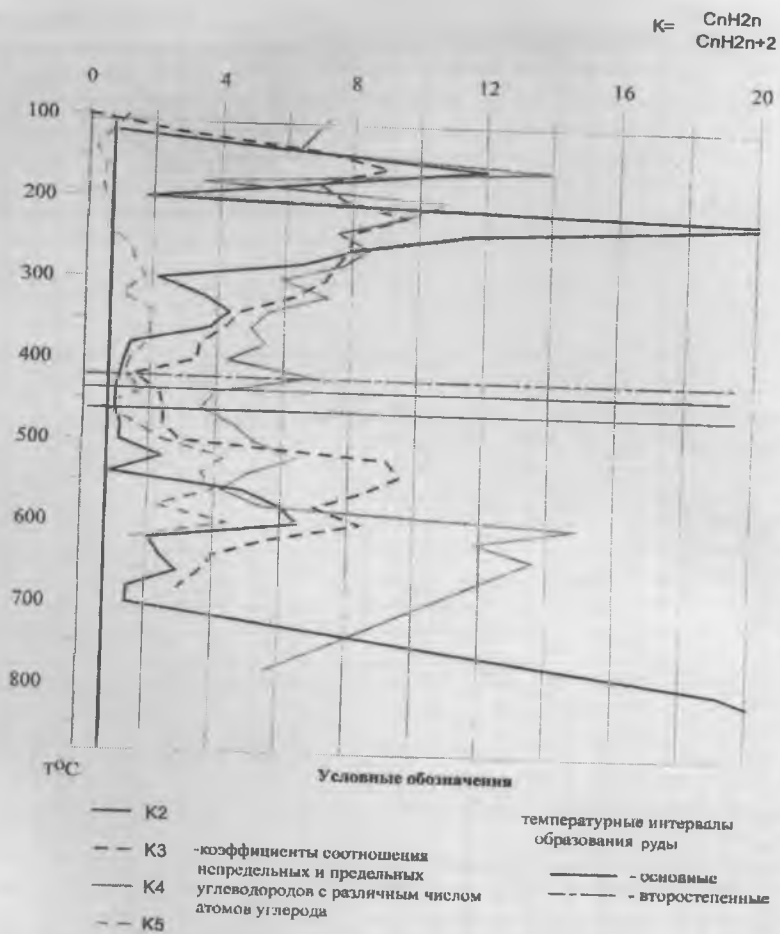


Рис. 3. Отношение неопределенных углеводородов к предельным в пиролизате сульфидной руды (образец Z-6) с месторождения Зимапан (Центральная Мексика) в зависимости от температуры пиролиза

Разрез территории представлен (снизу вверх) осадками нижнего ордовика и силура (карбонатные породы), карбона и перми (терригенные угленосные осадки) и нижнеюрскими отложениями. Последние сильно размывы и встречаются не везде. Далее, вверх по разрезу сле-

дуют мезозойские (нижнетриасовые) породы трапповой формации нижней подсвиты нидымской свиты, в которой локализованы месторождения оптического кальцита. Нижняя часть мезозоя представлена вулканогенно-обломочными породами, слагающими туфогенную толщу, а в верхней части доминируют базальты – лавовые покровы путоранской серии. Нижнетриасовые континентальные вулканогенные отложения отличаются большой фациальной изменчивостью.

Среди вулканогенно-обломочных пород широко распространены секущие интрузивные тела, ориентированные вдоль зон крупных тектонических нарушений.

Для кальцитоносных интрузивов характерна дайко- и штокообразная форма (рис. 4). Ядра этих тел представлены гидротермально измененными, разрыхленными породами, являющимися продуктивными на исландский шпат. Особенностью пород является пониженное содержание кремнезема и большое содержание окиси кальция, а также элементов – примесей: Mg, Mo, V, Co, Zr [2].

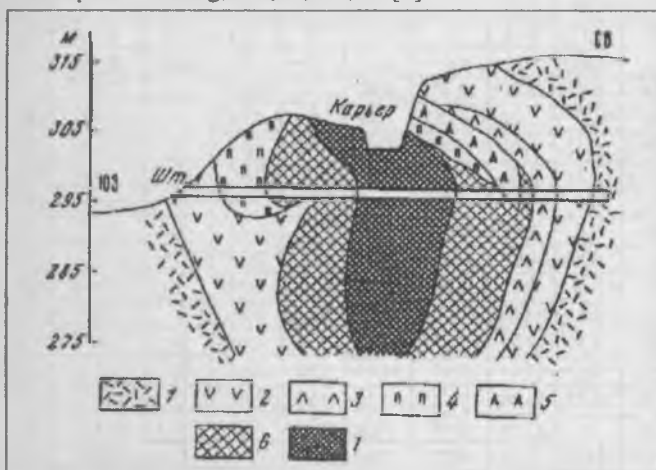


Рис. 4. Схематический геологический разрез штокообразного кальцитоносного интрузива

Условные обозначения:

1 - агломератовые туфы, 2 - долеритовые порфириты, 3 - зернистые долериты, А - палагонитовые долериты, 5 - анальцимовые долериты (тешениты); 6 - гидротермально измененные хлоритизированные долериты, 7 - гидротермально переработанные цеолитизированные долериты (пироксен -цеолитовые породы)

Проведенное моделирование показало, что температура образования исландского шпата равна 380°C. Помимо этого отмечается еще ряд температурных барьеров - 500°C, 480°C, 460°C, 420°C, 340°C, 310°C, 290°C, 200°C (табл. 2, рис. 5).

Таблица 2

Компонентный состав газового пиролизата кальцита (Восточная Сибирь, ср. течение р. Подкаменная Тунгуска) в зависимости от температуры пиролиза (УВ - $\mu \cdot 10^{-3}$ см³/кг; CO₂, H₂, O₂, N₂ - см³/кг

T°,C	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈ -1	C ₄ H ₈ -II	neoC ₅ H ₁₂	iC ₅ H ₁₂
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
160	0,08	0	0,19	0	0	0	0	0	0	0	0
180	0,24	0,05	0,25	0	0	0	0	0,29	0	0	0
200	0,24	0	0,13	0	0,11	0	0,09	0,44	0	0,14	0
220	1,04	0,05	0,37	0	0,55	0	0	1,02	0	0,121	0,14
240	3,04	0,2	0,74	0,13	0,88	0	0,09	0,15	1,75	0,29	0,43
260	6,88	0,35	1,49	0,26	1,98	0	0,16	0	2,04	0,43	0,46
280	8,48	0,5	1,92	0,26	2,64	0,43	0,18	0	2,04	0,58	0,72
290	3,2	0,3	0,99	0,26	1,54	0,29	0,09	0	1,46	0,58	0,29
300	4,8	0,4	1,49	0,26	2,2	0,14	0,26	0	1,46	0,42	0,22
310	3,68	0,4	2,11	0,26	2,2	0,14	0,35	0	1,17	0,43	0,29
320	6,4	0,6	4,22	0,53	3,52	0,22	0,35	0,29	0,58	0,43	0,14
340	6,88	0,9	5,1	1,06	4,18	0,43	0,44	0	0,88	0,58	0,14
360	14,24	2,6	11,28	3,3	8,36	0,43	0,88	0	1,75	0,86	0,43
380	26,24	6,4	17,11	7	16,28	0,58	2,11	0	3,8	1,44	0,58
400	34,56	8,6	17,11	7,92	21,56	0,58	2,11	0	5,55	1,73	0,58
420	52,48	14,22	26,78	10,3	33,22	0,86	2,82	0	7,3	1,58	0,86
440	58,56	14	27,78	5,54	30,8	0,58	2,82	0	6,13	1,44	0,43
460	68,48	14,6	27,78	6,7	29,92	0,58	2,99	0	5,26	1,44	0,43
480	104,96	15,8	27,53	7,39	29,92	0,58	2,11	0	6,13	1,01	0,29
500	75,52	11	22,32	5,54	18,92	0,72	1,41	0	4,1	1,15	0,29
520	215,04	21	50,6	18,2	90,6	1,15	5,46	0	14,02	2,16	0,56
540	271,36	24,44	79,36	29,57	146,96	1,15	8,52	0	22,19	4,03	1,44
560	363,52	25,3	132,93	30,21	104,78	0,72	6,51	0	21,02	3,46	1,44
580	314,88	17,2	93,25	26,93	94,16	0,58	7,23	0	15,44	2,3	0,56

Таблица 2(окончание)

Т°С	пC ₃ H ₁₂	C ₅ H ₁₀ ⁻ I	C ₅ H ₁₀ ⁻ II	C ₅ H ₁₀ ⁻ III	C ₅ H ₁₀ ⁻ IV	2,3ДМБ+ 2МП	3МП	пC ₆ H ₁₄	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
160	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
180	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
220	0,28	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
240	0,58	0	0,11	2,2	0	0	0,11	0,66	1,45		0	0
260	0,58	0	0,22	0,44	0	0	0,11	0,66	1,45	0,03	0	0
280	0,43	0	0,22	0,33	0	0	0,22	0,66	2,18	0,09	0	0
290	0,14	0	0,22	0,22	0	0	0,11	0,33	0	0,07	0	0
300	0,29	0,11	0	0,22	0,33	0,11	0,22	0,55	2,91	0,14	0	0,99
310	0,29	0	0,11	0,55	0	0	0,11	0,66	2,18	0,14	0	0
320	0,28	0	0,11	0,66	0	0	0,11	0,55	4,37	0,24	0	0,66
340	0,28	0	0,44	0,77	0	0,11	0,22	0,88	4,37	0,28	0	0,82
360	0,65	0,33	0,44	1,1	0	0,11	0,55	1,1	4,37	0,28	0	0,32
380	0,86	0,66	1,32	0,44	0	0,11	0,44	2,2	7,28	0,33	0	0
400	0,72	0,44	1,32	2,64	0	0,66	0	0,66	8,73	0,38	0	0
420	1,15	2,2	0	3,08	0	0	0,66	3,52	8,73	0,56	0	0,5
440	0,86	0,44	1,54	3,08	0	0,66	0,44	3,74	8,73	0,47	0	1,33
460	0,86	0,44	1,1	2,42	0,22	0,66	0,44	0,66	7,28	0,42	0	0,84
480	0,58	0,22	1,1	2,42	0	0,44	0,33	3,81	8,73	0,56	0	0,84
500	0,58	0,44	0,88	1,76	0	0,66	0,22	2,42	13,1	0,47	0	0,65
520	2,45	1,32	3,96	5,72	0,22	1,1	0,66	5,5	21,88	1,32	0	2,27
540	3,17	0,66	5,06	10,76	0,22	1,32	0,88	6,16	20,37	1,69	0	1,65
560	3,17	0,88	4,62	11	0,22	1,32	0,88	6,6	32,01	1,93	0	3,21
580	1,58	0,88	4,62	10,43	0,22	0,55	0,55	5,06	33,47	2,26	0	3,21

$$K = \frac{C_n H_{2n}}{C_n H_{2n+2}}$$

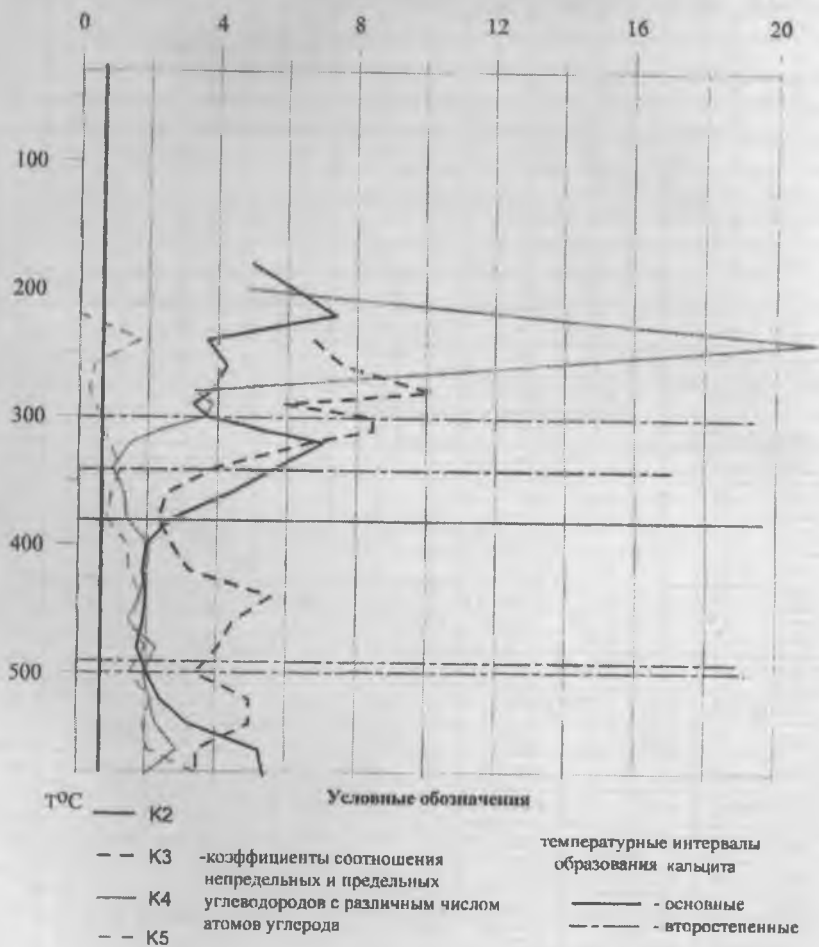


Рис. 5. Отношение непредельных углеводородов к предельным в пиролизате кальцита из миндалекаменных базальтов (ср. течение р. Подкаменная Тунгуска) в зависимости от температуры пиролиза

В процессе образования кальцитового оруденения кальций поступает из интрузий основного состава, а углекислота - из рассеянного органического вещества пород (РОВ).

При 500°C уменьшается содержание углекислоты в пиролизате (табл. 2), которая связывается, скорее всего, с железом (заменяя кальций), в результате чего кристаллизуется сидерит. При 480°C, 460°C, 420°C кальций может быть замещен на элементы - примеси - Mg, Mo, V, Co, Zr. При 310°C образуется, скорее всего, кальцит.

Здесь мы наблюдаем многостадийность и длительность гидро-термальной деятельности и процесса минералообразования.

Проведено исследование на четырех образцах кварца, образованного в различных геологических условиях.

Моделирование на образце кварца из хрусталеносного месторождения в пегматитах Алдана показало, что хрусталь образуется при 440-450°C (α -кварц). Помимо этого, выделяется ряд температурных барьеров - 490-480°C, 400°C, 330°C, 260°C, 220°C, 200-170°C, 130-110°C, на которых, скорее всего, также кристаллизуется кварц (табл. 3, рис. 6).

Кварц различной окраски из вулкана Ксудач при моделировании показал, что желтая разновидность (цитрин) образовалась при 440-460°C (α -кварц) (рис. 7). Для этого образца установлены, помимо этого, другие температурные барьеры - 840°C, 740-720°C, 620-600°C, 500°C и 380°C (табл. 4).

Молочно белый кварц из вулкана Ксудач имеет температуру образования 520-540°C (α -кварц) (рис. 8). Здесь также отмечается ряд температурных барьеров - 820-800°C, 660-640°C, 620°C (табл. 5). И, наконец, прозрачная разновидность образовалась при температуре 440-420°C (α -кварц) (рис. 9), и также имеется ряд барьеров - 580°C и 560-540°C (табл. 6). Наличие трех температурных интервалов кристаллизации кварца можно объяснить тем, что его разновидности сформировались в результате различных фаз извержения.

Таблица 3

Компонентный состав газового пиролизата кварца (Восточная Сибирь, Алдан) в зависимости от температуры пиролиза (УВ - $\cdot 10^{-3}$ см³/кг; CO₂, H₂, O₂, N₂ - см³/кг)

T°, C	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈ -I	C ₄ H ₈ -II	neoC ₅ H ₁₂	iC ₅ H ₁₂
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
160	0,08	0	0,19	0	0	0	0	0	0	0	0
180	0,24	0,05	0,25	0	0	0	0	0,29	0	0	0
200	0,24	0	0,13	0	0,11	0	0,09	0,44	0	0,14	0
220	1,04	0,05	0,37	0	0,55	0	0	1,02	0	0,121	0,14
240	3,04	0,2	0,74	0,13	0,88	0	0,09	0,15	1,75	0,29	0,43
260	6,88	0,35	1,49	0,26	1,98	0	0,16	0	2,04	0,43	0,46
280	8,48	0,5	1,92	0,26	2,64	0,43	0,18	0	2,04	0,58	0,72
290	3,2	0,3	0,99	0,26	1,54	0,29	0,09	0	1,46	0,58	0,29
300	4,8	0,4	1,49	0,26	2,2	0,14	0,26	0	1,46	0,42	0,22
310	3,68	0,4	2,11	0,26	2,2	0,14	0,35	0	1,17	0,43	0,29
320	6,4	0,6	4,22	0,53	3,52	0,22	0,35	0,29	0,58	0,43	0,14
340	6,88	0,9	5,1	1,06	4,18	0,43	0,44	0	0,88	0,58	0,14
360	14,24	2,6	11,28	3,3	8,36	0,43	0,88	0	1,75	0,86	0,43
380	26,24	6,4	17,11	7	16,28	0,58	2,11	0	3,8	1,44	0,58
400	34,56	8,6	17,11	7,92	21,56	0,58	2,11	0	5,55	1,73	0,58
420	52,48	14,22	26,78	10,3	33,22	0,86	2,82	0	7,3	1,58	0,86
440	58,56	14	27,78	5,54	30,8	0,58	2,82	0	6,13	1,44	0,43
460	68,48	14,6	27,78	6,7	29,92	0,58	2,99	0	5,26	1,44	0,43
480	104,96	15,8	27,53	7,39	29,92	0,58	2,11	0	6,13	1,01	0,29
500	75,52	11	22,32	5,54	18,92	0,72	1,41	0	4,1	1,15	0,29
520	215,04	21	50,6	18,2	90,6	1,15	5,46	0	14,02	2,16	0,56
540	271,36	24,44	79,36	29,57	146,96	1,15	8,52	0	22,19	4,03	1,44
560	363,52	25,3	132,93	30,21	104,78	0,72	6,51	0	21,02	3,46	1,44
580	314,88	17,2	93,25	26,93	94,16	0,58	7,23	0	15,44	2,3	0,56

Таблица 3(окончание)

T°,C	nC ₅ H ₁₂	C ₅ H ₁₀ - I	C ₅ H ₁₀ - II	C ₅ H ₁₀ - III	C ₅ H ₁₀ - IV	2,3ДМБ+ 2МП	3МП	nC ₆ H ₁₄	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
160	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
180	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
220	0,28	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
240	0,58	0	0,11	2,2	0	0	0,11	0,66	1,45		0	0
260	0,58	0	0,22	0,44	0	0	0,11	0,66	1,45	0,03	0	0
280	0,43	0	0,22	0,33	0	0	0,22	0,66	2,18	0,09	0	0
290	0,14	0	0,22	0,22	0	0	0,11	0,33	0	0,07	0	0
300	0,29	0,11	0	0,22	0,33	0,11	0,22	0,55	2,91	0,14	0	0,99
310	0,29	0	0,11	0,55	0	0	0,11	0,66	2,18	0,14	0	0
320	0,28	0	0,11	0,66	0	0	0,11	0,55	4,37	0,24	0	0,66
340	0,28	0	0,44	0,77	0	0,11	0,22	0,88	4,37	0,28	0	0,82
360	0,65	0,33	0,44	1,1	0	0,11	0,55	1,1	4,37	0,28	0	0,32
380	0,86	0,66	1,32	0,44	0	0,11	0,44	2,2	7,28	0,33	0	0
400	0,72	0,44	1,32	2,64	0	0,66	0	0,66	8,73	0,38	0	0
420	1,15	2,2	0	3,08	0	0	0,66	3,52	8,73	0,56	0	0,5
440	0,86	0,44	1,54	3,08	0	0,66	0,44	3,74	8,73	0,47	0	1,33
460	0,86	0,44	1,1	2,42	0,22	0,66	0,44	0,66	7,28	0,42	0	0,84
480	0,58	0,22	1,1	2,42	0	0,44	0,33	3,81	8,73	0,56	0	0,84
500	0,58	0,44	0,88	1,76	0	0,66	0,22	2,42	13,1	0,47	0	0,65
520	2,45	1,32	3,96	5,72	0,22	1,1	0,66	5,5	21,88	1,32	0	2,27
540	3,17	0,66	5,06	10,76	0,22	1,32	0,88	6,16	20,37	1,69	0	1,65
560	3,17	0,88	4,62	11	0,22	1,32	0,88	6,6	32,01	1,93	0	3,21
580	1,58	0,88	4,62	10,43	0,22	0,55	0,55	5,06	33,47	2,26	0	3,21

$$K = \frac{C_n H_{2n}}{C_n H_{2n+2}}$$



Рис. 6. Отношение непредельных углеводородов к предельным в пиролизате кварца из жилы в хрусталеносных пегматитах Алдана в зависимости от температуры пиролиза

Таблица 4

Компонентный состав газового пиролизата желтой разновидности кварца
из пород вулкана Ксудач в зависимости от температуры пиролиза
(УВ - $\text{н} \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$; CO_2 , H_2 , O_2 , N_2 - $\text{см}^3/\text{кг}$)

T°, C	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	i C ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈ - I	C ₄ H ₈ - II	Neo C ₅ H ₁₂	iC ₅ H ₁₂	n C ₅ H ₁₂
100	0,19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140	0,99	0	0,22	0	0,7	0	0	0	0	0	0	0
160	0,5	0	0	0	0,35	0	0	0	0	0	0	0
180	1,61	0,15	0,18	0,21	0,88	0	0	8,26	6,88	0,9	0	0
200	2,23	0	0,26	0	1,06	0	0	0	0	0	2,24	0
220	0,5	0	0	0	0,88	0	0	0	0	0	0,45	0
240	9,67	0	1,67	0	2,64	0	0	12,38	4,82	0,9	0	0
260	12,4	0,3	2,82	0,21	6,69	0	0	8,94	5,5	0,56	0,22	0
280	26,78	0,91	6,51	1,25	9,5	0,13	0,46	6,88	6,54	0,34	0	0,11
300	45,38	2,74	11,26	2,7	11,97	0,51	0,76	4,13	5,16	0	0	0,22
320	33,98	5,62	16,19	5,82	19,71	0,26	1,52	7,57	8,94	0,22	0	0,45
340	41,66	9,88	18,83	9,98	26,4	0,64	3,5	11,7	10,32	0,34	0	0,34
360	80,35	24,02	28,51	17,9	45	0,51	4,86	19,3	15,1	0,45	1,79	0,9
380	83,33	29,79	31,68	26,21	52,8	1,02	7,9	24,8	9,12	0,9	0	2,69
400	126	43,2	35,2	30	73,9	1,02	14,6	37,8	31,6	1,34	0	2,02
420	104,2	36,5	27,5	25,8	67,6	0,38	12,2	37,2	26,1	2,02	0	3,58
440	246,02	68,4	46,46	37,02	78,8	1,02	12,2	28,9	15,1	0,9	0	3,52
460	884,86	212,8	169	96,5	188,7	6,14	24,3	45,4	24,08			
480	362,09	50,92	50,16	18,7	55,4	0,51	5,47	21,33	13,76	1,01	1,34	2,91
500	228,16	19,76	16,28	6,24	14,08	0,38	2,74	5,16	4,82	0,56	0	1,01
520	440,45	29,18	33,8	12,1	35,6	0,26	4,26	11,35	5,85	0,45	0,9	2,13
540	249,98	11,86	16,9	3,33	17,6	0,26	0,46	4,82	3,44	0,22	0	0,56
560	132,93	6,54	10,21	2,5	11,62	0,51	0,3	4,82	4,13	0,34	0	0,22
580	158,72	8,97	15,14	3,74	16,54	0,26	1,52	6,19	4,82	0	0	0
600	138,88	10,03	16,02	4,58	16,54	0,26	1,52	3,44	3,44	0,45	0,11	0,56
620	281,72	19,8	30,6	9,2	31,6	0,26	2,58	7,57	6,54	0,22	0	0,56
640	146,8	9,88	23,58	4,99	23,58	0,26	1,22	6,54	6,19	0	0,22	0,22
660	1170,6	7,14	17,07	1,46	5,63			4,13	3,44	0	0,67	0,56
680	1065,2	53,2	191,5	20,4	133,76	1,28	6,38	30,27	26,14	0,67	1,12	3,14
700	2762,5	5,32	45,76	5,62	32,74	0,26	1,52	9,98	12,28	1,12	0	0,45
720	281,7	10,9	34,5	2,5	23,23	0,13	0,3	6,19	4,47	0	0	0,34
740	214,27	6,67	25,7	3,2	0,13	0,3	0,3	5,16	4,47	0	0	0,45
780	634,88	15,5	52,1	5,41	70,4	0,51	2,74	17,2	14,45	0,67	0	0,78
800	277,56	7,9	34,85	2,3	24,92	0,86	0,91	6,8	5,5	1,12	0	0,45
820	347,2	7,6	58,1	2,1	42,24	0,51	1,52	8,3	6,9	0,45	0	0,78
840	287,7	6,1	20,8	5,41	25,34	0,51	4,26	8,3	5,5	0,67	0	0,45
860	103,17	4,86	35,7	2,28	22,9	0	0,76	1,38	1,38	0	0	0,22
880	99,2	1,22	20,4	0,62	13,4	0	0	5,5	4,13	0	0,11	1,12

Таблица 4(окончание)

Т°,С	C ₅ H ₁₀ -I	C ₅ H ₁₀ -II	C ₅ H ₁₀ -III	C ₅ H ₁₀ -IV	2,2 ДМБ	2,3ДМБ +2МП	3МП	nC ₆ H ₁₄	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,62	11,36
120	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,1	9,23
140	0	0	0	0	0	0	0	0				
160	0	0	0	0	0	0	0	0	1,64	0	1,31	11,36
180	0	0	0	0	0	0	0	0	2,46	0,13	0,79	3,2
200	0	0	0	0	0	0	0,16	0,16	1,64	0,0044	0,56	1,17
220	0	0	0	0	0	0	0	0	1,64	0,088	0,52	0,71
240	0	0	1,28	0,32	0	0	0	0	4,1	0,35	0	0,71
260	0	0	1,12	0	0	0	0	0	5,74	0,35	0	0,71
280	0,16	0	1,6	0,16	0	0	0	0	5,74	0,44	0	0
300	0,32	0	2,4	0,32	0	0	0,16	0	7,38	0,62	0	0
320	0,48	0,32	3,84	0,32	0	0	0	0	7,38	0,57	0	0
340	0	0,32	4,48	0,64	0	0	0,32	0	4,92	0,48	0	0
360	0,64	0,64	8,32	0,64	0	0	0	0,64	9,84	0,88	0	0
380	0,64	0	10,56	1,28	0	0	0	0,64	4,92	0,7	0	0
400	0,96	0,64	11,52	0,64	0	0	0	0,32	4,92	1,06	0	0
420	1,28	0,8	8,64	0,64	0	0,32	1,92	0	2,46	1,41	0	0
440	0,64	0,48	5,6	0,32	0	0	2,56	0	4,1	1,41	0	0
460	15,36	11,52	49,6	6,08	0	2,56	5,44	0,32	11,48	3,3	0	0
480	0,64	9,6	6,4	2,24	0	0	1,41	0,64	7,38	7,74	0	3,16
500	0,32	1,28	0	0	0	0,32	0,64	0,32	1,64	1,14	0	1,76
520	0,32	2,88	0,64	0,32	0	0	0	0,64	7,38	3,52	0	0,7
540	0	1,92	1,12	0,32	0	0	0	0,32	5,74	4,93	0	0,71
560	0	1,28	0,8	0	0	0	0	1,6	3,28	3,43	0	0
580	0	0	1,92	0	0	0	0	0	5,74	4,27	0	0,71
600	0,32	1,28	0,48	0	0	0	0	0	5,74	5,98	0	0
620	3,2	1,6	0,1	0	0	0	0	0	9,02	8,8	0	0,73
640	0,32	0	2,24	0	0	0	0	0	8,2	6,25	0	0
660	0,32	2,24	1,6	0	0	0	0	0	5,74	6,16	0	0
680	1,92	0,8	11,84	0,8	0	0,32	0,32	0,96	40,18	19,36	0	0,74
700	0,32	0	2,4	0,64	0	0	32	0	14,76	14,17	0	0,74
720	0	0	2,24	0,32	0	0	0	0	9,02	17,69	0	0,7
740	0	0	2,24	0,32	0	0	0,32	0,32	7,38	14,96	0	0
780	0,64	0	7,04	0	0	0	0	0,48	13,12	26,4	0	0,77
800	0,32	0	3,84	0	0	0	0	0,32	4,92	22	0	0,72
820	0,8	0	4,2	0	0	0,32	0,32	1,92	8,2	22	0	0,72
840	0	0	0,22	0	0	0	0	0,22	5,74	13,2	0	0,72
860	0	0	0,64	0	0	0	0	0	3,28	11,35	0	0
880	0	0	0,32	0	0	0	0	0,32	2,46	16,72	0	0

$$K = \frac{C_nH_{2n}}{C_nH_{2n+2}}$$

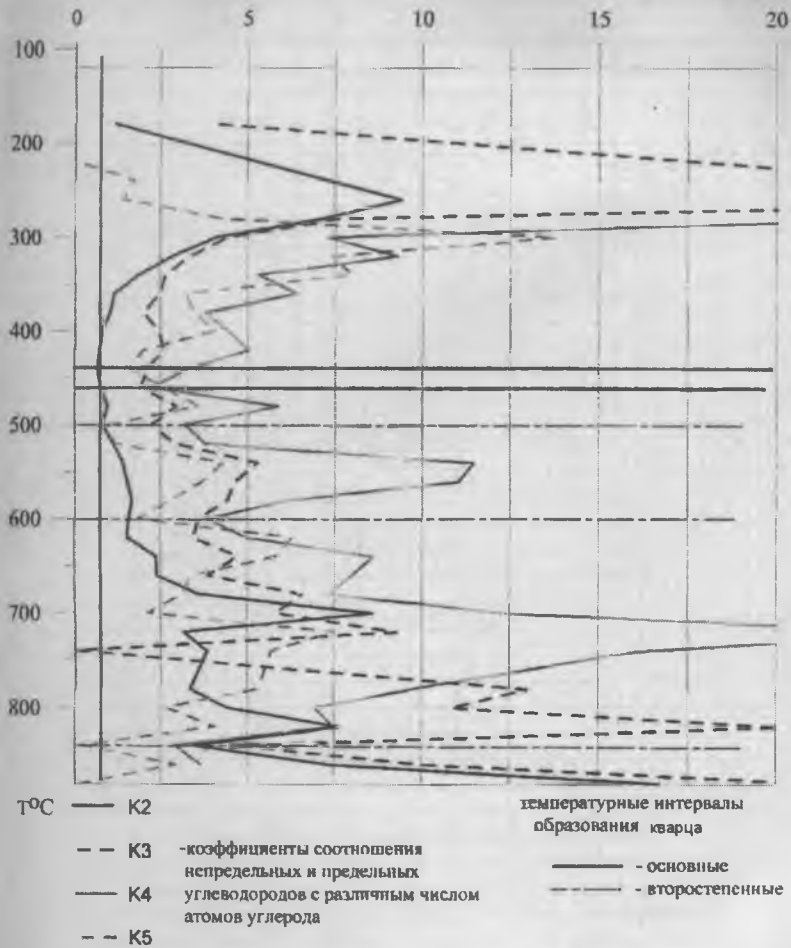


Рис. 7. Отношение непредельных углеводородов к предельным в пиролизате желтой разновидности кварца из вулкана Ксудач в зависимости от температуры пиролиза

Таблица 5

Компонентный состав газового пиролизата молочно-белой разновидности кварца из пород вулкана Ксудач в зависимости от температуры пиролиза (УВ - $\text{п} \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$; CO_2 , H_2 , O_2 , N_2 - $\text{см}^3/\text{кг}$)

T°, C	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	i C ₄ H ₁₀	n C ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈ -I	C ₄ H ₈ -II	neo C ₄ H ₁₂	i C ₅ H ₁₂	n C ₅ H ₁₂
21	0,37	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
70	0,87	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	1,36	0	0	0	0,53	0,26	0,38	0	0	0	0	0
140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
160	0,74	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
180	1,49	0	0,09	0,1	1,41	0,06	0	9,63	3,44	0,9	0	0
200	2,05	0,02	0,57	0,05	3,34	0,06	0,03	10,84	5,85	1,29	0	0,16
220	0,93	0,02	0,31	0,03	1,06	0,03	0,04	6,02	2,1	0,67	0	0
240	1,98	0,08	1,32	0	2,64	0,16	0,15	6,54	4,82	0,62	0,11	0,11
260	5,21	0,15	3,87	3,02	3,34	4,1	2,28	12,9	24,42	2,24	1,46	0,56
280	7,32	0,49	2,64	0,26	5,9	1,15	0,76	7,91	6,54	0,34	0,78	0,17
300	8,31	0,49	2,29	0,26	8,36	0,96	0,38	9,46	6,54	0,28	0,11	0,1
320	32,24	3,5	11,35	2,5	27,63	1,34	1,29	23,74	19,26	1,9	0,56	0,9
340	25,79	3,34	9,59	3,12	25,34	0,77	1,37	19,26	17,54	1,9	1,12	0,88
360	39,93	6,84	13,55	5,72	32,03	1,09	2,13	20,64	18,58	2,07	1,12	1,06
380	70,93	15,5	25,34	11,86	58,08	1,54	4,94	33,54	27,86	3,47	1,79	2,35
400	119,04	26,75	35,9	17,89	34,85	1,92	8,21	35,43	27,86	3,81	0,29	4,37
420	179,55	46,82	54,21	28,7	103,5	0,51	9,49	44,03	30,3	3,81	1,57	5,6
440	108,13	26,14	30,62	15,18	62,66	0,64	5,93	28,21	20,12	2,58	1,57	2,8
460	551,55	119,17	131,65	63,23	240,77	4,35	26,14	97,7	70,86	9,97	1,79	7,62
480	716,72	70,3	79,2	29,12	124,08	0,8	6,4	17,6	15,2	3,6	0	1,12
500	436,48	52,4	59,8	18,7	86,2	1,54	6,23	23	22,7	3,25	1,57	3,14
520	2539,5	311,3	104,2	141,4	487,2	6,14	44,99	147,2	101,8	13,9	20,16	21,06
540	456,3	20,14	32,56	4,16	29	0	0,76	9,29	6,54	0,56	0,73	2,41
560	398,78	25,08	37,31	6,45	37,31	0,26	1,67	8,43	6,54	0,67	0,73	1,9
580	261,9	11,55	20,24	2,1	16,9	0,13	0,91	4,47	3,44	0,22	0,34	0,45
600	139,87	1,52	9,15	1,98	10,91	0,13	0,46	2,75	2,06	0,17	0,11	0,11
620	128,96	5,85	9,24	1,77	9,5	0	0,23	1,89	2,06	0	0,28	0,62
640	126,98	4,94	8,36	1,56	7,04	0	0,61	2,06	1,72	0	0,11	0,22
660	49,6	1,82	3,52	0,62	3,17	0	0,3	0,34	0,34	0	0,11	0,11
680	63,49	2,2	4,14	0,62	3,7	0	0,15	0,69	0,69	0	0	0
700	75,89	0,53	2,99	0,21	4,05	0	0	0	0	0	0	0
720	89,28	1,52	6,16	0,26	4,75	0,06	0,06	0,69	0,69	0	0	0,17
740	99,7	2,13	7,04	0,1	5,1	0	0	0,34	0	0	0	0
780	60,02	0,38	3,26	0,21	2,64	0	0	0	0	0	0,22	0,11
800	136,9	1,75	5,54	0,26	4,05	0	0	0	0	0	0,22	0
820	157,72	3,04	10,4	0,83	9,68	0	0	1,38	2,41	0,11	0,11	0,11
840	138,88	2,13	10,74	0,21	8,8	0	0	0	0	0	0	0
860	100,19	1,6	10,74	0,1	8,27	0	0	0	0	0	0	0
880	82,34	1,52	11,53	0,1	9,86	0	0	0	0	0	0	0

Таблица 5(окончание)

Т°,С	C ₅ H ₁₀ ⁻ I	C ₅ H ₁₀ ⁻ II	C ₅ H ₁₀ ⁻ III	C ₅ H ₁₀ ⁻ IV	2,2 ДМБ	2,3ДМБ+ 2МП	3МП	nC ₆ H ₁₄	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂
21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9,09	37,23
70	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6,57	30,07
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6,57	37,23
140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,73
160	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,73
180	0,08	0,08	0,96	0	0	0	0	0	0	0	0	0
200	1,44	0,24	0	0	0	0	0,04	0,08	0	0	0	0
220	0	0,08	0,6	0,08	0	0,04	0,04	0,04	0	0	0	0
240	0,16	1,2	0,8	0,16	0	0,08	0,08	0	0,82	0	0	0
260	0,16	0,32	6,08	0,72	0	0,16	0,16	0,24	0	0	0	0
280	0,16	0,42	2,96	0,32	0	0,08	0,08	0,08	0,04	0,57	0	0
300	0,16	1,2	3,52	1,04	0	0,16	0,16	0	0,04	0,66	0	0
320	1,04	4,08	11,84	1,2	0	0,16	0	0	0	2,99	0	0
340	0,8	2,08	8,96	1,44	0	0,24	0	0,24	0	1,58	0	0
360	1,04	3,36	10,8	1,2	0	0,08	0,16	0,4	0,82	2,6	0	0
380	2,08	5,44	16,4	1,92	0	0,4	0	2,08	1,64	4,66	0	0
400	3,2	7,04	19,04	2,24	0	0,4	0	2,16	1,64	5,19	0	0
420	3,04	8,32	20,6	2,08	0	0	0	3,52	2,46	9,15	0	0
440	1,76	4,72	10,4	1,6	0	0,56	0	1,44	0,82	8,23	0	0
460	17,28	9,28	21,92	4,48	0	0,08	0,4	4,32	5,74	14,96	0	0
480	0,4	2,8	11,2	1,6	0	0	0	0	3,28	14,61	0	0
500	2	10,24	21,76	4,32	0	0,16	0,16	1,2	3,28	24,82	0	0
520	7,04	17,6	39,2	7,68	0	2,4	12,8	9,6	41,84	33,44	4,14	19,87
540	0,56	0,64	3,6	0,4	0	0	0,16	0,88	14,76	11,97	3,9	80,15
560	0,56	0,64	2,72	0,32	0	0,16	0,16	0,4	9,84	20,59	0	1,78
580	0,16	0,32	0,96	0,16	0	0,32	0	0,32	8,2	18,3	0	2,04
600	0,16	0	0,72	0,16	0	0	0	0	4,92	8,98	0	2,04
620	0	0,16	0,56	0	0	0,32	0,24	0,48	4,92	10,21	0	0,68
640	0	0	1,6	0	0	0,32	0,32	0,48	3,28	13,29	0	1,8
660	0	0,32	0	0	0	0	0	1,12	0	6,73	0	0
680	0	0	0,64	0	0	0	0	0	3,28	7,92	0	0
700	0	0	0	0	0	0	0	0	13,12	16,54	0	0,65
720	0	0,08	0,32	0	0	0	0,16	0,16	8,2	8,45	0	0
740	0,16	0	0,48	0	0	0	0,16	0,16	9,84	9,24	0	0
780	0	0	0,16	0	0	0	0	0	6,56	10,56	0	0
800	0,08	0,16	0,32	0,16	0	0	0	0	10,66	15,66	0	0,71
820	0,16	0	0,67	0	0	0	0	0	8,2	22,88	0	0,71
840	0	0	0,64	0	0	0	0	0	7,38	28,34	0	0
860	0	0	0,4	0	0	0	0	0	4,92	9,86	0	0
880	0	0	0,32	0	0	0	0	0	4,92	20,42	0	0

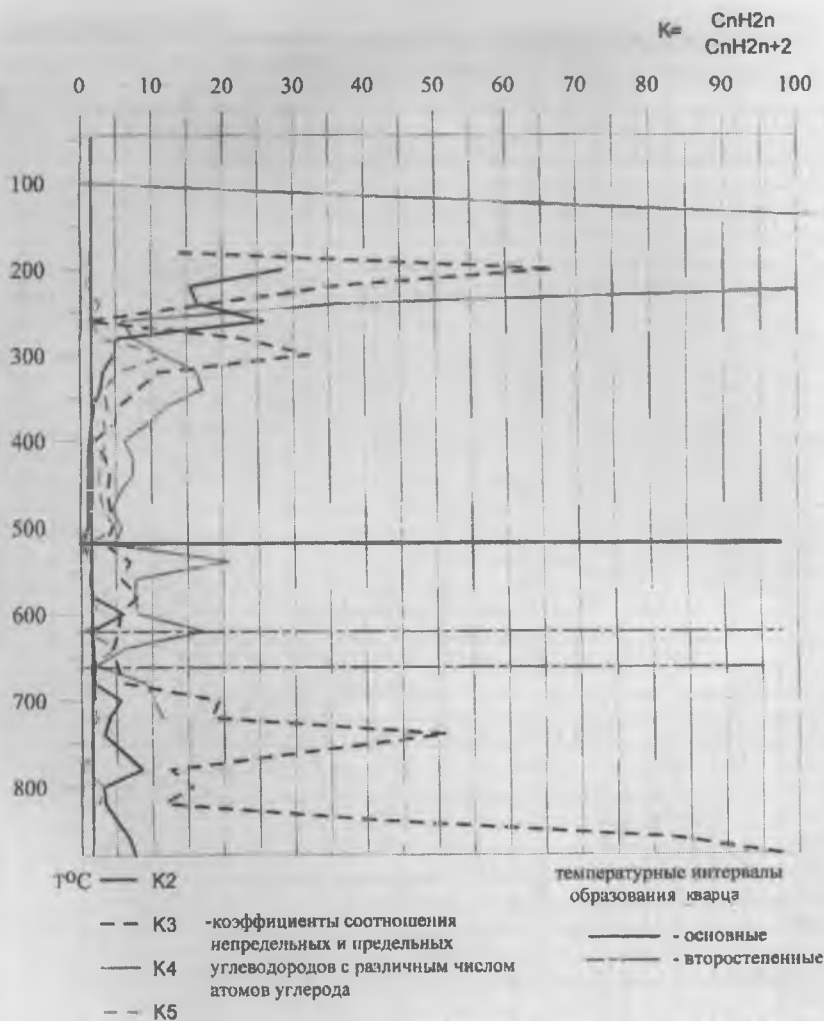


Рис. 8. Отношение неперельных углеводородов к перельным в пиролизате молочно-белой разновидности кварца из вулкана Ксудач в зависимости от температуры пиролиза

Таблица 6

Компонентный состав газового пиролизата прозрачной разновидности кварца из пород вулкана Ксудач в зависимости от температуры пиролиза (УВ - $n \cdot 10^{-3}$ см³/кг; CO₂, H₂, O₂, N₂ - см³/кг

T°, С	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	i C ₄ H ₁₀	n C ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈ -I	C ₄ H ₈ - II	neo C ₅ H ₁₂	iC ₅ H ₁₂	n C ₆ H ₁₂
100	0,79	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	0,75	0,06	0,17	0	0,35	0	0,18	3,07	0	0	0	0
140	1,14	0,11	0,28	0,05	0,79	0	0,09	1,15	0,96	0	0	0,19
160	0,79	0,11	0,39	0,01	1,23	0	0	3,26	6,14	0	0	0,19
180	4,05	0,28	1,51	0,19	7,39	0,64	0,44	59,52	44,93	9,6	0	1,34
200	1,14	0	0,39	0	1,41	0,24	0,18	18,05	10,37	1,92	0	0
220	0,62	0,11	0,11	0	0,79	0,08	0,09	13,06	6,91	2,69	0	0,19
240	7,04	0,9	3,58	0,43	9,15	2,4	2,11	268,8	99,84	49,92	0	0,58
260	5,46	0,9	3,14	0,38	5,81	1,92	1,58	168,96	41,47	31,49	0	0,77
280	11,44	1,68	8,18	0,96	18,13	3,68	3,34	176,64	69,12	48,38	0,38	0,48
300	16,19	3,14	11,31	1,63	23,41	4,16	2,99	204,29	61,44	35,33	0,77	0,77
320	26,4	4,48	12,88	2,69	27,81	3,84	3,34	135,17	46,08	24,58	0,77	1,92
340	39,42	9,86	20,5	6,53	39,78	4,64	5,63	148,99	58,37	24,58	1,54	3,07
360	26,4	7,84	13,44	5,52	29,04	3,3	4,4	86,4	38,4	13,44	2,88	4,32
380	152,24	57,12	59,92	33,6	127,08	12	24,64	201,6	112,32	33,12	9,6	13,92
400	57,2	24,08	21,28	13,44	38,72	3,2	8,8	57,6	32,64	7,68	4,32	5,38
420	396	174,72	117,6	80,64	221,76	16	49,28	215,04	141,12	34,56	3,92	13,44
440	851,84	297,92	197,12	111,36	320,36	20,8	58,96	247,68	167,04	38,4	9,6	16,32
460	802,56	170,24	134,4	46,08	170,72	6,8	18,92	99,84	57,6	16,32	9,6	10,56
480	204,16	34,16	33,32	8,16	41,36	1,4	3,74	55,68	21,12	4,8	0,96	1,92
500	408,32	53,76	51,52	12,48	56,32	2	4,4	52,32	29,76	7,68	2,4	2,88
520	711,04	112	100,8	22,08	114,4	5,6	12,32	115,2	72,96	17,76	4,8	6,24
540	359,04	44,52	57,96	12,72	64,68	3,6	7,7	70,08	40,32	10,56	1,92	3,36
560	422,4	53,76	76,16	16,56	82,72	4,6	9,46	73,92	44,16	12,48	4,8	5,28
580	1436,16	157,2	278,8	46,4	336	8,8	22,88	139,2	120	121,68	93,6	14,56
600	295,68	43,2	93,84	16,24	87,92	3	9,88	49,2	32,4	5,2	3,64	4,95
620	661,76	91,2	195,8	30,16	152,32	5,6	15,6	69,6	50,4	6,76	6,76	7,28
640	598,4	108	195,84	33,64	147,84	4,8	15,6	62,4	42	6,76	5,2	9,62
660	1196,8	177,6	435,2	51,04	268,8	8	22,88	85,8	64,2	9,36	5,72	12,48
680	1027,8	153,6	478,72	64,96	362,9	7,6	19,76	78	67,2	9,88	6,76	9,88
700	535,04	74,4	224,4	20,9	122,1	3,2	9,36	48	31,2	4,16	1,56	4,16
720	679,36	82,8	292,4	20,88	140	4	10,4	46,8	32,4	4,68	2,6	6,24
740	8320	710,4	4177,92	95,7	1388,8	3,2	27,56	162	104,4	11,44	8,32	16,12
760	704	43,2	282,88	10,44	140	1,4	4,94	21,6	18	0,52	0	3,12
780	450,56	42,6	320,96	12,76	131,06	1,6	6,24	29,4	22,2	1,04	0	2,6
800	432,96	40,8	350,88	10,15	122,08	1,4	4,42	26,4	15,6	1,04	1,04	2,08
820	2717,44	177,6	1436,16	9,28	365,12	3	7,28	74,4	32,4	1,82	4,16	5,2
840	341,4	20,4	236,6	3,48	86,12	0,6	2,34	21,6	1,2	0	0	1,04
860	330,88	21,6	221,68	4,64	85,68	0,6	3,12	21,6	19,2	0,52	0	1,56
880	1119,31	28,8	582,08	7,83	188,16	1	3	24	20,4	1,56	0	1,82
900	313,28	12,6	217,6	3,48	79,52	0,4	1,56	16,8	14,4	0,78	0	0

Таблица 6(окончание)

T°,C	C ₅ H ₁₀ -I	C ₅ H ₁₀ -II	C ₅ H ₁₀ -III	C ₅ H ₁₀ -IV	2,3ДМБ +2МП	ЗМП	nC ₆ H ₁₄	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂	CO
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12,78	48,51	0
120	0,32	0,64	2,72	1,12	0	0	0,64	0	0	9,71	39,37	0
140	0	0,32	0,48	0	0	0,32	0,64	0	0,18	15,84	65,38	0
160	0,16	0,32	0,64	0	0	0	0,96	0	0,04	0,7	2,32	0
180	0,32	0,64	3,52	0,32	0,16	0,16	5,44	1,1	0,07	0,47	2,65	0
200	0	0,32	0,96	0	0	0	0	0,55	0,04	0	1,99	0
220	0	0,32	0,32	0,16	0	0	0,96	0	0	0	0	0
240	0,48	2,72	8,32	1,28	1,12	0	0,64	1,1	0,11	0	0	0
260	0,64	2,56	9,28	1,28	1,12	0,16	0,32	1,1	0,07	0	0	0
280	1,28	4,8	15,36	2,24	1,6	0,32	0,64	2,21	0,25	0	0	0
300	1,28	5,76	17,92	2,56	0,64	0	0,64	1,66	0,32	0	0	0
320	2,56	7,04	17,92	3,2	1,76	0	1,6	2,21	0,21	0	0	0
340	4,48	8,32	23,04	4,48	1,28	0	2,08	2,76	10,36	0	0	0
360	6	12,8	37,6	6	2,8	1,6	2,8	2,21	0,29	0	0	0
380	9,6	23,2	56	11,6	3,2	0	9,6	6,62	1,01	0	0	0
400	3,2	6	16	2,8	0	0,8	3,6	2,21	0,5	0	0	0
420	23,2	38,8	78,4	19,2	3,6	0	22,8	13,25	2,95	0	0	0
440	20	39,2	77,2	21,6	3,6	0	19,6	18,77	6,05	0	0	0
460	8,8	17,6	33,6	9,6	1,2	0	5,6	14,35	6,05	0	0,69	0
480	1,6	3,2	7,2	1,2	0,4	0	1,6	1,66	1,94	0	0,69	0
500	2,8	5,2	12	1,6	0,4	0	1,6	5,52	2,81	0	0,69	0
520	5,2	10,4	23,2	4	0,8	0	3,6	11,04	5,54	0	0,64	0
540	2,8	4,8	14,4	1,6	0,8	0	2,8	4,97	3,31	0	2,22	0
560	3,2	6	15,6	2,8	0,8	0	2,8	5,52	3,82	0	0,64	0
580	9,6	15,2	41,6	15,2	1,6	0	6,4	15,05	10,29	1,18	5,62	0
600	2,8	3,6	14,4	2	0,4	0	2,4	7,22	3,53	0,47	8,44	0
620	2,8	5,2	16,8	2	0,8	0	3,2	12,04	6,97	0	0	0
640	2	3,6	16	1,2	0,8	0	5,2	10,23	6,22	0	0	0
660	5,2	5,2	25,6	1,2	0,8	0	5,2	20,46	10,16	0	0	0
680	5,2	4,8	22,4	0,8	0,8	0	5,2	19,87	11,34	0	0	0
700	4	2,4	16	2,4	0	0	4	12,04	6,3	0	0	0
720	4	2,8	14,8	1,2	0	0	3,2	15,65	7,48	0	0	0
740	17,6	6,8	49,6	5,2	1,6	1,6	10,4	84,28	49,56	0	11,31	0,45
760	2,8	0,8	11,2	0,8	0	0	1,6	40,94	10,67	0	1,32	0,1
780	3,2	0,8	10,8	0	0	0	1,2	44,55	7,48	0	15,23	0,3
800	3,6	0,8	12,4	0,4	0	0	1,6	19,87	7,64	0	27,14	0,15
820	6,4	1,2	20	7,2	0	0,4	4	40,94	23,52	0	39,72	0,75
840	1,2	0	6	0,8	0	0	1,6	8,43	6,97	0	15,23	0,1
860	1,2	0	6	1,2	0	0	0,8	12,04	6,05	0	58,26	0,15
880	2	0,8	6,8	3,6	0,4	0	1,2	25,28	18,98	0	41,6	0,35
900	1,2	0,8	4,4	0,4	0	0	0,8	15,65	7,06	0	85,12	0,2

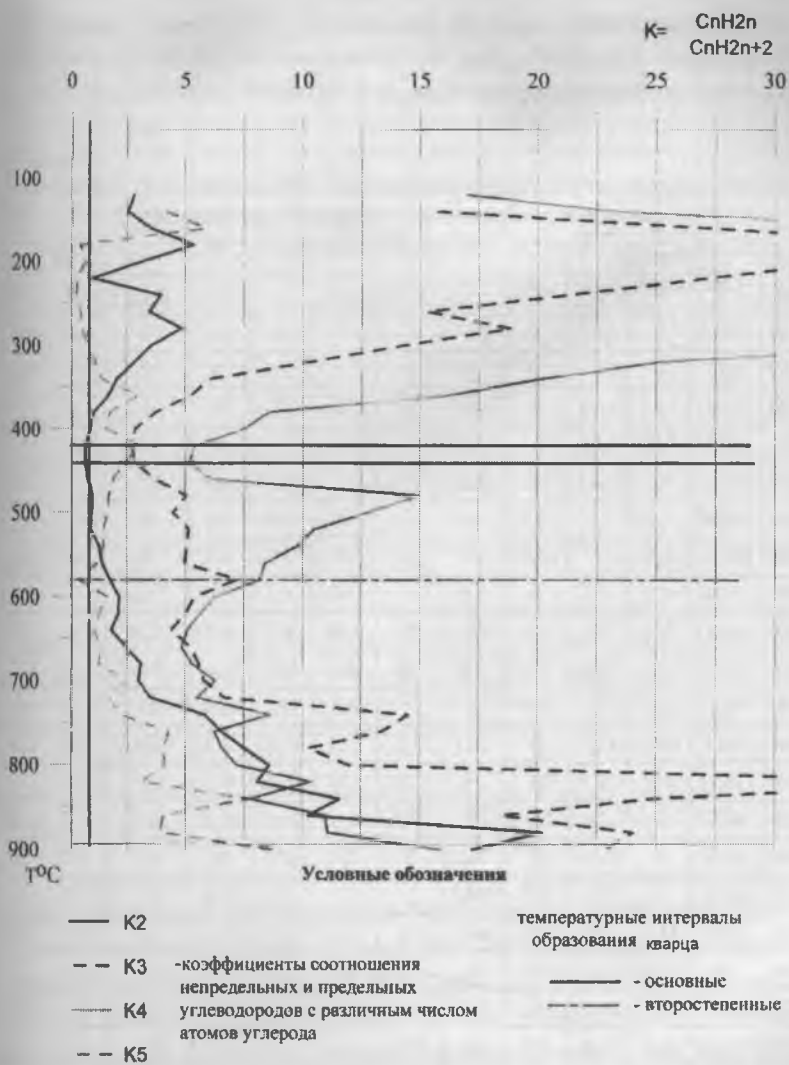


Рис. 9. Отношение непредельных углеводородов к предельным в пиролизате прозрачной разновидности кварца из вулкана Ксудач в зависимости от температуры пиролиза

Вулканический пепел из Авачинской сопки имеет температуру образования 520-500°C. При моделировании на его образце выделилось еще два температурных барьера – 700-680°C и 460°C (табл. 7).

Таблица 7

Компонентный состав газового пиролизата образца пепла из Авачинской сопки в зависимости от температуры пиролиза
(УВ - $n \cdot 10^{-3}$ см³/кг; CO₂, H₂, O₂, N₂ - см³/кг

T°, С	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	iC ₄ H ₁₀	n C ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈ - I	C ₄ H ₈ - II	neo C ₅ H ₁₂	i C ₅ H ₁₂	n C ₅ H ₁₂
160	13,64	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
180	2,79	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
200	5,58	0	1,32	0	0	0	0	0	0	0	0	0
220	5,58	0,38	0,88	0	0,44	0	0	9,5	6	0,6	0	0
240	16,62	0,3	2,64	0	2,46	0	0	16,51	6,88	0,5	0	0
260	44,64	1,2	9,2	0,2	4,9	0	0	13,8	4,8	0	0	0
280	48,36	1,5	7	0,3	6	0	0	11	4,8	0	0	0
300	17,36	0,15	2,6	0	1,9	0	0	4,5	2,8	0,22	0	0
320	27,9	0,5	5,6	0,3	4,2	0	0,08	6,2	4,6	0,34	0	0
340	81,8	18,1	59,1	24,5	62	2,8	6,7	42,3	31,6	2,9	1,12	1,12
360	54,6	6,8	14,5	8,8	22,5	1	2,6	16,2	12,4	0,8	0,11	0
380	180,5	28,6	47,2	37	73,9	5,2	11,1	41,62	37,8	2,6	2,2	2,8
400	218,24	38,3	52,1	37	76	3,33	8,82	37,15	34,9	2,4	5,6	3,1
420	99,2	17	17,6	15,2	17,2	1,5	4,1	15,5	15,6	0,7	0,6	1,8
440	265,9	0	101,4	13,1	79,2	2	7,9	42,7	42	2,5	2,7	2,2
460	468,2	0	73,2	39,9	104,2	1	6,1	35,1	35,8	2,1	0,2	0,4
480	620	48,6	54,6	29,6	69,5	3,8	6,1	23,7	22,5	1,6	2,7	2,5
500	248	27,4	32,1	15,6	38,7	1,5	4,4	12,9	12,9	0,9	1,3	1,1
520	265,4	27,7	29,5	14	31,2	1,7	3,7	10,7	11,7	0,4	0,7	0,4
540	157,48	13,3	15,4	8,8	20,2	0,4	2,1	6,2	7,9	0,2	0,9	0,4
560	461,28	44,8	62	32,2	65,1	3,3	7,4	16,5	21	0,8	1,12	2
580	272,8	26,2	37,4	19,2	38,7	2,3	4,9	11	13,1	0,7	1,1	2
600	245,5	25,1	38,7	19,8	34,3	2,3	5,3	9,3	11,3	0,4	2,5	2,3
620	146,3	15,2	19,8	6,5	7,9	0,4	1,5	2,2	2,2	0,1	0,7	0,1

Таблица 7(окончание)

T°,C	C ₃ H ₁₀ - I	C ₅ H ₁₀ - II	C ₅ H ₁₀ - III	C ₅ H ₁₀ - IV	2,2 ДМБ	2,3ДМБ+ 2МП	3МП	nC ₆ H ₁₄	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂
160	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8,87	36,31
180	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7,89	39,73
200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,18	4,93	20,55
220	0	0	0	0	0	0	0	0	1,64	0,04	0,51	2,63
240	0	0	0,3	0	0	0	0	0	1,64	0,18	0	7,51
260	0	0	0,6	0	0	0	0	0	1,64	0,7	0	0,64
280	0	0	0,3	0	0	0	0	0	2,46	0,7	0	1,27
300	0	0	0,5	0	0	0	0	0	0	0,31	0	0
320	0	0	0,8	0	0	0	0	0	0	0,35	0	0
340	4,8	1,6	23,4	1,12	0	0	0,6	1,3	6,56	3,52	0	0
360	0,72	0,16	3,52	0	0	0	0	0,3	1,64	1,67	0	0
380	4,8	1,4	15,2	0,8	0	0	0,4	1,3	2,46	4,31	0	0
400	6,7	2,4	15,2	0,9	0	0,32	0	1,04	3,28	7,66	0	0
420	0,6	0,6	7	0,2	0	0	0	0,24	1,64	4,49	0	0
440	3,5	1,9	17,6	1	0	0	0,3	0,6	4,1	11,53	0	0
460	1,3	1,8	9,3	0,8	0	0	0	0,6	3,28	26,6	0	0
480	1	1,1	7,2	0,6	0	0	0	0,8	0	2,99	0	0
500	0,5	0,6	4,8	0,3	0	0,1	0,1	0,6	4,92	7,57	0	0
520	0,5	0,4	3,6	0,3	0	0,2	0,2	0,2	5,74	11,62	0	0
540	0,2	0,2	2,4	0,2	0	0,2	0	0	2,46	5,72	0	0
560	1,3	0,6	5,9	0,3	0	0,2	0,2	0,6	3,28	13,99	0	0
580	1,1	0,5	4,8	0,3	0	0,2	0	0,4	7,38	8,1	0	0
600	0,5	5	7,4	0,5	0	0,5	0,2	1,28	7,38	10,3	0	0
620	0	0	0,3	0	0	0,08	0,08	0,08	5,74	3,78	0	0

Проведенное моделирование на образце руды из золоторудного близповерхностного месторождения Таджикистана, содержание золота в котором составляет 176.63 г/т, а серебра – 60г/т, показало, что оруденение сформировалось при 500-480°C (рис. 10) в восстановительных условиях. Выше этой температуры отмечены температурные барьеры, возможно также связанные с рудообразующими процессами - 580°C и 620°C (восстановительные условия) и 740°C и 880°C (окислительные условия).

Кроме того, температурные барьеры отмечены при 460-440°C, 360°C, 280°C, 200°C и 140°C (табл. 8).

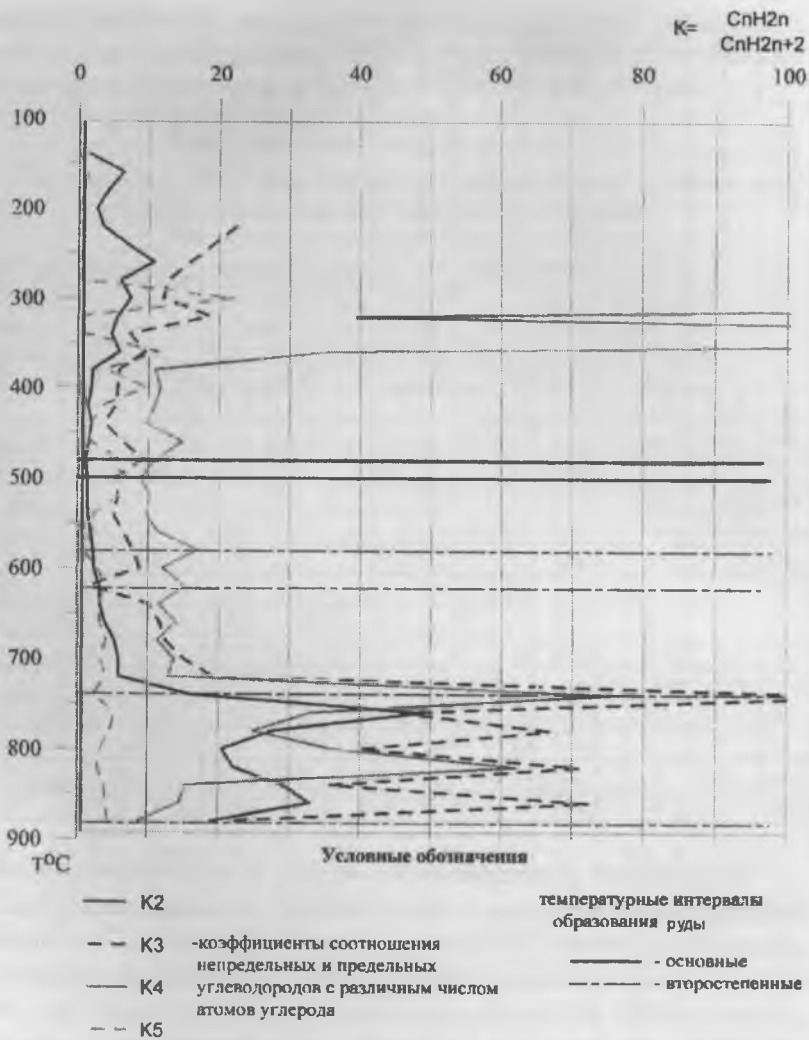


Рис. 10. Отношение непредельных углеводородов к предельным в пиролизате руды из близповерхностного золоторудного месторождения (Таджикистан) в зависимости от температуры пиролиза

Таблица 8

Компонентный состав газового пиролизата (Золоторудное, близповерхностное месторождение, р.т. 2, гор-г I, Таджикистан) в зависимости от температуры пиролиза ($УВ - \text{п} \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$; $\text{CO}_2, \text{H}_2, \text{O}_2, \text{N}_2 - \text{см}^3/\text{кг}$)

T°,C	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	i C ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈ -I	C ₄ H ₈ - II	neo C ₅ H ₁₂	iC ₅ H ₁₂
100	3,68	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	0,77	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140	1,73	0,13	0,21	0	1,01	0	0	3,12	6,4	0,42	0
160	5,38	0,13	0,84	0	2,91	0	0	11,52	16,32	1,35	0
180	2,3	0,13	0,56	0	2,02	0	0	8,64	6,24	0,62	0
200	4,99	0,32	0,84	0	2,8	0	0	21,12	10,8	2,08	0
220	5,38	0,26	0,91	0,12	2,69	0	0	15,36	7,68	2,6	0
240	4,61	0,13	0,91	0	2,02	0	0	27,84	8,16	3,54	0
260	6,91	0,13	1,4	0	2,02	0	0	41,28	8,64	5,82	0
280	17,28	0,51	3,08	0,3	3,81	0,19	0,43	90,24	18,72	12,69	0
300	28,99	0,77	5,74	0,54	6,5	0,1	0,43	89,28	14,88	0,21	0
320	19,01	0,64	3,64	0,42	7,84	0,76	0,65	45,6	10,08	6,24	0
340	53,76	5,12	24,36	3,84	28,22	0,38	0,86	213,12	46,08	30,78	1,25
360	122,8	5,76	34,3	4,8	45,92	1,68	2,97	127,2	37,2	0,4	1,04
380	668,16	47,04	99,4	25,8	152,32	3,84	9,72	115,2	33,6	18,2	4,68
400	460,8	45,4	88,9	22,4	126,56	2,88	10,26	112,8	40,8	12,48	3,12
420	483,84	53,4	81,2	22,2	120,96	1,92	9,18	87,6	33,6	8,32	2,08
440	117,96	24,3	48,3	14,9	57,2	2,16	4,59	45,6	19,8	5,2	3,12
460	433,92	41,6	69,3	14,4	91,8	1,44	6,48	84	33,6	12,22	2,6
480	1536	133,12	145,6	40,8	380,24	3,84	14,04	144	55,2	5,2	1,04
500	622,08	44,8	63,7	13,2	71,68	2,16	7,02	60	21,6	7,28	1,04
520	541,44	37,12	54,6	10,8	62,72	1,2	4,86	45,6	16,8	5,72	1,04
540	656,64	43,52	66,5	12	61,6	1,68	4,59	44,4	16,8	6,76	0,78
560	683,52	39	75,6	9,9	63,84	1,2	3,78	39,6	16,8	5,2	0,78
580	618,24	32,32	73,5	8,1	63,84	0,48	2,7	34,8	19,2	9,88	0,52
600	1704,96	66,6	159,6	14,4	127,7	1,7	5,94	63,6	28,8	7,54	0,78
620	456,96	17,6	56,35	4,8	8,4	0,48	2,16	22,8	17,4	0,52	0,52
640	591,36	22,08	72,8	5,1	52,08	0,48	2,43	24	9,6	2,34	0,52
660	1451,5	52,48	207,2	9,6	112	0,58	4,05	43,2	21,6	4,16	0,52
680	514,56	15,36	81,9	3,75	47,04	1,08	1,35	19,2	8,4	1,3	0
700	1105,9	34,6	205,8	6,6	99,12	0,96	2,7	36	14,4	2,6	1,04
720	2949,12	93,44	554,4	9,6	184,8	0,48	4,05	38,4	20,4	3,9	1,04
740	1059,84	21,76	350	2,4	268,8	0	1,08	48	33,6	0,52	1,82
760	403,2	7,68	375,2	2,4	110,3	0,48	0,81	28,2	14,4	1,56	0,52
780	476,16	8,96	247,8	1,8	120,4	0,48	1,35	30	15,6	1,56	0,52
800	1482,24	25,6	526,4	6	239,7	0,38	1,08	32,4	20,4	2,34	1,56
820	1152	17,92	397,6	2,4	170,2	0	0,81	28,8	21,6	2,34	1,04
840	399,36	7,04	205,8	3	107,5	0,48	1,62	18	14,4	1,82	0
860	268,8	4,8	158,2	1,2	86,8	0,72	0,81	13,2	9	0,78	0
880	1105,92	21,76	414,4	8,4	179,2	0,48	4,86	27,6	19,2	1,3	0,52

Таблица 8(окончание)

T°,C	nC ₅ H ₁₂	C ₅ H ₁₀ - I	C ₅ H ₁₀ - II	C ₅ H ₁₀ - III	C ₅ H ₁₀ - IV	2,3ДМБ +2МП	ЗМП	nC ₆ H ₁₄	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,1	4,26
120	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3,41	8,52
140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,79	4,62
160	0,83	0,43	0,65	2,16	0	0	0	3,02	0	0	0,5	1,56
180	0,42	0	0	0,86	0	0	0	0	1,2	0	0	1,25
200	0,21	0	0,43	0	0	0	0	0,86	0	0	0	0
220	0,31	0	0,43	1,08	0	0	0	1,94		0	0	0
240	0	0	0,43	1,94	0	0	0	2,59		0	0	0
260	0	0	0,43	2,16	0,43	0	0	1,08		0	0	0
280	0	0	1,08	4,1	0,43	0	0	0,86		0	0	0
300	0,21	0,43	1,73	6,7	0,43	0	0	0,86	6,02	0	0	0
320	0,73	0,43	1,51	3,89	0,43	0	0	0,65		0	0	0
340	1,14	2,38	6,26	21,17	2,38	1,08	0	0,65		0	0	0
360	1,3	2,7	5,94	20,52	2,16	1,08	0	1,08	3,61	0	0	0
380	5,2	11,88	22,68	64,8	11,88	2,16	0	5,4	12,04	0,08	0	0
400	3,38	6,48	129,6	38,88	6,48	1,62	0	2,16	6,02	0,25	0	0
420	5,2	5,94	14,58	27	7,56	1,62	0	2,16	9,03	0,13	0	0
440	3,12	1,62	4,86	12,96	2,16	0	0	1,08	4,21	0,13	0	0
460	3,38	3,24	8,1	19,98	2,16	1,08	0	1,08	6,02	0,25	0	0
480	6,76	7,02	18,36	42,12	8,1	2,16	0	3,78	20,47	3,7	0	0
500	4,68	7,56	16,2	46,4	8,64	1,08	0	2,16	2,41	1,09	0	0
520	1,04	3,24	10,8	27	4,32	1,08	0	1,08	3,01	2,02	0	0
540	1,3	2,16	4,86	13,5	1,08	0	0	1,08	8,43	0,63	0	0
560	2,34	1,08	3,24	10,26	2,7	0	0	1,08	6,02	0,92	0	0
580	1,82	1,08	2,16	5,94	1,08	0	0	1,08	6,62	2,1	0	0
600	1,3	2,7	3,78	18,9	1,62	0	0	1,08	49,36	9,32	0	0
620	1,04	1,08	1,08	5,4	1,08	0	0	1,08	21,07	4,37	0	0
640	1,04	1,08	1,62	8,64	0,54	0	0	0,54	27,69	3,19	0	0
660	2,08	3,24	2,7	15,12	1,08	0	0	1,62	69,83	4,7	0	0
680	1,04	1,08	1,08	7,56	0	0	0	1,08	40,94	6,89	0	0
700	1,82	2,7	1,62	12,96	1,08	0	0	1,08	78,26	12,6	0	0
720	1,82	4,86	2,7	19,44	1,08	0	0	2,16	95,12	19,82	0	0
740	7,56	3,78	18,36	1,62	0	0	0	1,62	44,55	14,28	0	0
760	0,52	3,78	0	10,26	0	0	0	0	25,89	9,03	0	0
780	0,78	2,7	0,54	9,72	0,54	0	0	0	30,1	10,16	0	0
800	2,08	3,78	1,08	13,5	2,16	0	0	1,62	73,44	16,38	0	0
820	2,6	2,7	1,08	12,96	1,08	0	0	1,62	46,96	0,39	0	0
840	0,52	1,08	0,54	6,48	1,08	0	0	1,08	0,51	0,21	0	0
860	0,78	0,52	0	5,4	0,54	0	0	0,54	14,45	5,71	0	0
880	3,12	2,7	1,08	17,28	1,08	0	0	2,7	36,12	12,68	0	0

Для данного месторождения также отмечаются многостадийность и длительность во времени процессов рудо- и минералообразования.

В результате моделирования на образце кварцевого порфира (Южная Грузия) получены следующие результаты (табл. 9). На температурном барьере 260°C проходит граница между окислительной и восстановительной обстановками – до этой температуры наблюдается окислительная среда (аномалии по углекислоте, кислороду и азоту) (рис. 11), а с 260°C – восстановительная (аномалии сероводорода и водорода). Эта смена обстановок благоприятна для образования минералов.

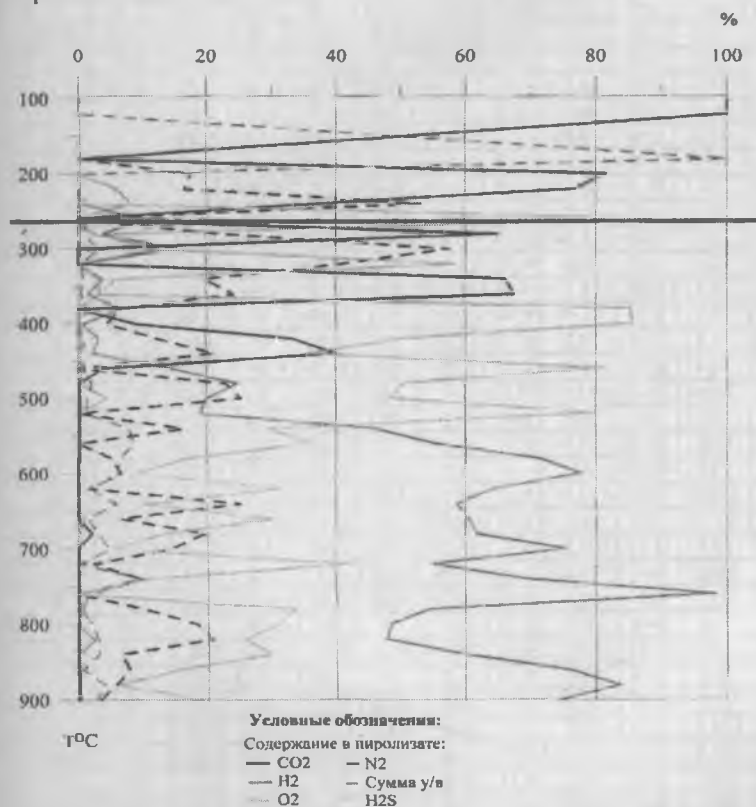


Рис. 11. Соотношение газов (%) в пиролизате кварца и с кварцевого порфира (Южная Грузия) в зависимости от температуры пиролиза

Таблица 9

Компонентный состав газового пиролизата кварцевого порфира (Южная Грузия) в зависимости от температуры пиролиза
(УВ - $\text{п} \cdot 10^3 \text{ см}^3/\text{кг}$; CO_2 , H_2 , O_2 , N_2 - $\text{см}^3/\text{кг}$)

T°, С	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	i C ₄ H ₁₀	n C ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈ - I	C ₄ H ₈ - II	nco C ₅ H ₁₂	i C ₅ H ₁₂	n C ₅ H ₁₂
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
160	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
180	0,08	0	0	0	1,2	0,42	0,35	0	14,14	4,61	0	0
200	2,24	0,048	0,81	0,19	6,93	7,38	5,57	66,56	31,62	22,02	1,02	1,02
220	0,2	0	0,12	0,16	4,8	9,36	11,6	19,76	10,4	6,4	1,28	1,28
240	8,4	1,92	3,02	0,31	9,12	0,78	0,29	19,24	10,4	1,34	0	0
260	10	1,44	4,28	0,62	10,64	0,26	0,87	7,8	7,28	0,38	0,19	0,38
280	25,2	5,28	12,1	2,81	24,32	2,6	1,45	19,76	16,64	0,96	0,38	0,19
300	44,4	10,08	16,63	4,68	33,44	3,38	2,32	21,84	18,72	1,54	0,96	0,77
320	8,4	1,92	4,54	0,78	6,99	1,04	0,58	2,11	2,08	0,38	0,19	0,19
340	24,4	5,04	10,08	3,12	20,98	3,12	1,74	10,4	8,84	0,58	0,38	0,19
360	16,4	3,96	5,54	2,03	10,94	1,3	1,16	3,12	3,12	0,19	0,19	0,19
380	80	25,44	20,16	8,42	33,74	3,12	8,7	11,96	10,92	0,77	2,88	1,54
400	12,8	1,92	3,02	0,31	3,04	0,52	0,58	1,56	2,08	0	0	0
420	51,2	9,36	11,59	2,34	11,25	0,26	0,58	0	4,16	0,19	0,19	0,58
440	22,4	2,88	5,04	0,31	3,34	0	0,29	0	2,6	0	0	0
460	56,8	4,8	24,19	1,25	20,37	0,52	0,58	10,4	5,2	0,38	0,38	0,48
480	72,8	8,16	41,56	0,94	31,92	0,52	0,58	0	11,44	0	0,38	0,96
500	41,2	2,64	29,23	0,078	1,46	0,26	0,29	0	6,76	0	0	0
520	54,4	10,32	24	0,78	13,07	0,26	0,29	0	5,72	0	0,96	0,77
540	729,6	48,48	443,52	23,71	250,5	1,04	1,16	0	116,48	0,77	5,38	86,02
560	62	10	76,61	0,62	48,64	0,52	0,28	16,64	14,56	0,38	0,38	0,38
580	496	30,24	374,98	0,31	97,28	0,26	0,29	62,5	7,04	0	2,5	53,57
600	752	49,92	943,5	0	321	0,26	0,29	73,84	18,72	0	0,77	0,77
620	172,8	7,68	133,06	0,62	121,6	1,04	1,16	34,32	1,04	0,38	1,54	9,98
640	857,6	7,68	403,2	0,31	121,6	0	0,29	69,68	8,32	0,38	0,77	12,29
660	192	11,52	209,66	0,31	74,18	0,52	0,58	15,6	12,48	0,38	3,07	2,69
680	259,2	8,64	179,42	0,16	3,74	0,26	0,2	20,8	8,32	0	0,77	1,54
700	195,2	6,2	172,37	0,16	80,26	0,26	0,29	13,52	11,44	0	0,38	3,72
720	36,8	0,48	38,96	0,16	16,11	0	0	1,04	0	0	0,19	0,38
740	2227,2	61,44	1628,93	0,62	299,14	0,26	0,29	0	0,42	0	0,38	1,92
760	28,8	1,92	27,72	0,16	12,77	0	0	0	13,52	0	0	0
780	91,2	0,96	52,16	0,31	22,8	0,26	0,29	0	2,6	0	0,19	0,58
800	124,8	7,68	90,72	0,16	45,6	0,13	0,15	0	3,38	0	0,77	0,77
820	196,8	14,16	122,98	0,31	62,62	0,26	0,29	11,44	6,76	0	0,38	2,5
840	608	5,76	415,3	0,31	63,84	0,26	0,29	0,52	5,72	0	0,96	2,11
860	67,2	2,4	42,84	0,16	6,69	0	0	0,52	0,52	0	0	0
880	870,4	3,84	806,4	0,31	20,67	0,13	0,15	1,04	1,56	0	0,19	0,19
900	364,8	0,96	374,98	0,16	44,08	0,13	0,15	1,04	1,56	0	0,58	1,54

Таблица 9(окончание)

Т°С	C ₅ H ₁₀ -I	C ₅ H ₁₀ -II	C ₅ H ₁₀ -III	C ₅ H ₁₀ -IV	2,3 ДМБ +2МП	3МП	nC ₆ H ₁₄	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂	H ₂ S
100	0	0	0	0	0	0	0	31,68	0	0	0	0
120	0	0	0	0	0	0	0	7,39	0	0	0	0
140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
160	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
180	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
200	0	0	3,57	0	0	0	1,18	12,62	0	0	2,71	0
220	0	0	1,85	0	0	0,19	2,96	12,68	0	1,02	2,75	0
240	0	0	0	0	0	0	0	29,57	0,34	6,7	42,84	1,2
260	0	0	4,09	0	0	0	0	0	0,34	0	0	3
280	0	0	8,93	0	0	0	0	8,8	0,54	0,33	3,06	0,7
300	0,74	3,72	8,93	0,37	0,74	0,74	0,74	0	0,82	0,67	3,06	0,6
320	0	0	1,12	0	0	0	0	0	0	0	2,1	3
340	0	0,74	2,6	0	0,37	0,37	0	7,04	0,41	0,35	2,1	0,65
360	0	0	0,74	0	0	0	0	7,04	0,17	0,35	2,52	0,3
380	0	1,12	5,58	1,12	0,74	1,12	0,74	0	0,95	0	0,89	12
400	0	0	1,86	0	0,37	0,37	0,37	1,76	0,14	0	0,87	16,5
420	0	1,86	1,49	0,37	0,37	0,37	0,37	3,52	0,34	0	1,31	5,3
440	0	0	0,74	0	0	0	0	2,46	0,14	0	1,31	2,2
460	0	0	5,21	0	0,37	1,86	0,37	0,7	2,58	0	0	14,5
480	0	0	9,3	0	1,86	0,74	5,21	0	2,31	0	2,14	4,7
500	0	0	9,3	0	0	2,98	0,74	0	1,36	0,31	1,72	3,3
520	0,37	7,81	7,44	1,86	4,46	1,86	2,23	0	2,72	0	0	11,5
540	0	0	78,86	0	7,44	0,37	22,32	0	10,54	0	3,76	6,8
560	1,49	56,54	13,39	1,49	37,2	1,49	43,15	0	2,45	0	0	1,6
580	0	0	27,65	0	3,72	0	8,93	0	12,65	0	0,94	3
600	0	0	29,56	0	4,46	0	2,98	0	27,2	0	2,35	3,2
620	0	0	28,27	4,46	2,98	0	5,95	0	17,68	0	0,46	8,7
640	0	0	24,55	0	2,98	0	5,95	0	14,96	0	6,43	2,6
660	0	0	9,67	0	2,23	0	1,49	0	21,49	0,35	2,32	10,8
680	0	9,67	7,44	2,98	1,49	0,74	0,74	0,35	10,2	0	3,25	2,2
700	0	0	5,58	0	0,74	0,74	0,74	0	7,34	0	1,39	0,5
720	0	0	0,58	0	0,37	0,37	0,74	0	10,2	0	0,45	7,8
740	0	0	22,32	1,49	0	1,49	0	0	29,24	0	4,09	4,3
760	0	0	0,74	0	0	0	0	0	4,62	0	0	0
780	0	0	1,12	0	0	0,19	1,49	0	19,92	0,34	3,76	12,3
800	0	0	2,23	0,74	0	0,37	0,37	0	6,26	0	2,35	4
820	0,74	0,37	5,21	1,86	0	1,12	0,74	0	6,53	0,34	2,82	3,5
840	0	0	3,72	0	0	0,37	0,74	0	21,08	0	2,32	10,5
860	0	0	2,42	0	0,37	0,37	0,37	0	13,33	0	1,39	2,7
880	0	0	2,23	0	0	0,19	0,19	0	34	0	2,32	2,5
900	0,37	0,37	2,23	1,12	0	0,37	0,37	0	21,08	0	0,94	5,5

Процесс внедрения магматических пород был, по-видимому, неоднократным и длительным во времени. Об этом говорят выделенные температурные барьеры а именно, 900°C, 860-820°C, 740-720°C, 660°C, 580°C, 540-520°C, 420°C, 380-360°C – в восстановительной зоне и 240-200°C – в окислительной (рис. 12).

Потеря текучести магмы и образования кварцевых порфиров происходит при 380-360°C.

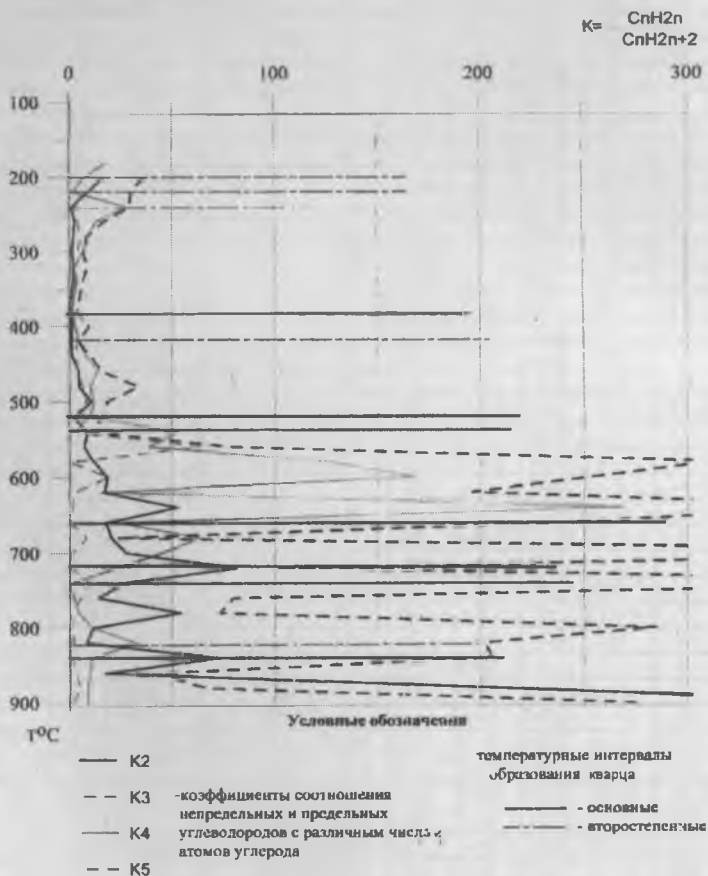


Рис. 12. Отношение непредельных углеводородов к предельным в пиролизате кварца из кварцевого порфира (Южная Грузия) в зависимости от температуры пиролиза

1. *Н.И. Андрусенко*. Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. М., Недра, 1971

2. *Н.В. Андреева*. Особенности строения и цеолитовой минерализации шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски //Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М., Недра, 1967

3. *Вассайо Л.Ф., Старостин В.И; Шатагин Н.Н.* Основные черты металлогении Центральной Мексики // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 2000. Вып. 5. С. 33—45.

4. *С.Ф. Труфанова, Р.Н. Муругова, Ф.П. Мельников, А.В. Щербакова*. Температурные условия образования флюорита (по данным термогазохроматографии) //Труды XI Международной конференции по термобарогеохимии, Александров, 2003

5. *А.В. Щербакова, С.Ф. Труфанова, Р.Н. Муругова*. Условия образования минеральных парагенезисов хромитовых месторождений Полярного Урала по газовой составляющей пород //Труды XI Международной конференции по термобарогеохимии, Александров, 2001

ВКРАПЛЕННИКИ ПЛАГИОКЛАЗОВ В АНДЕЗИТО- БАЗАЛЬТАХ, АНДЕЗИТАХ И ДАЦИТАХ ВУЛКАНОВ ГОРЕЛЫЙ И МУТНОВСКИЙ (ЮГ КАМЧАТКИ) И УС- ЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Л.Н. Хетчиков , *А.А. Чащин*

Введение

Вулканы Горелый и Мутновский расположены в пределах Вилучинской вулcano-тектонической структуре (рис. 1), являющееся фрагментом южного отрезка Восточно-Камчатского вулканического пояса. Постройки вулканов сложены широким спектром пород от базальтов до риодацитов. Структуры этих пород обычно порфировые, хотя общее количество вкрапленников закономерно уменьшается от базальтов к дацитам. Вкрапленники представлены: плагиоклазом, оливином, пироксенами и рудными минералами. Среди последних наиболее чаще встречается титаномагнетит.

Вопросам геологии, минералогии и геохимии пород обоих вулкано-структур посвящено немало публикаций [1, 2, 3, 5, 6, 7, 9, 10 и др.]. Однако весьма слабо изучены физико-химических условия кристаллизации пород в процессе формирования этих вулканов. Изучение плагиоклаза, как главного породообразующего минерала позволило восполнить этот пробел. Важным обстоятельством явилось и то, что именно в плагиоклазе обычно чаще и в большем количестве содержатся разнообразные расплавные и флюидные включения, что позволяет среди других методов использовать методы термобарогеохимии, способствующие получению конкретных параметров минералообразования. Нами изучены плагиоклазы в андезито-базальтах вулкана Горелого, а также в андезитах и дацитах – обоих вулканов. В результате определены состав и строение кристаллов плагиоклазов, температуры их образования, составы и особенности содержащихся в них включений.

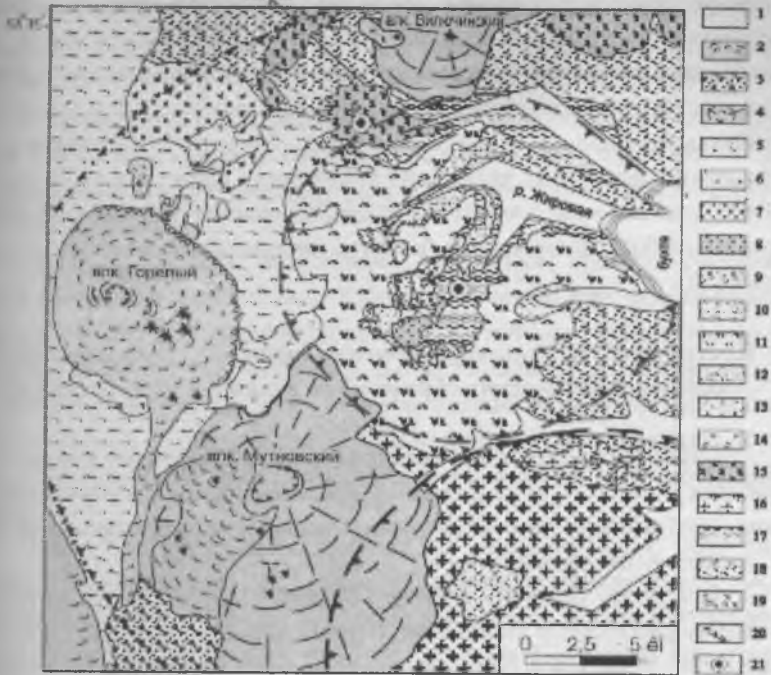


Рис.1. Схема геологического строения Вилучинской вулканотектонической структуры (составлена по Лоншакову, 1979; Вакину и др., 1986; Петренко, 1999; с изменениями и дополнениями авторов)

1 – аллювиально-пролювиальные отложения (Q_4); 2 – шлаковые и лавовые конусы и потоки базальтовых лав (Q_4); 3 – ледниковые, водно-ледниковые отложения (Q_3); 4 – лавы преимущественно базальтового и андезито-базальтового состава современных стратовулканов (Q_3 - Q_4); 5 – андезито-дацитовые и дацитовые игнимбриты вулкана Горелый (Q_3); 6 – базальт-липаритовые лаво-пирокластические образования вулканического хребта Двугорбая–Скалстая–Каменная (Q_{2-3}); 7 – экструзии андезитов, андезито-дацитов, дацитов докальдерного комплекса вулкана Горелый (Q_2); 8-12 – лаво-пирокластический комплекс вулкана Жировской (N_2 - Q_1); 8 – интрузия габбро, габбро-диоритов и диоритов, 9 – эксплозивные брекчии жерловой фации, 10 – субвулканические тела андезитового и дацитового состава, 11 – лаво-пирокластические образования средне-основного состава, 12 – толща туфов и туффитов дацитового и риолитового состава; 13 – экструзии риолитов и дацитов (N_2); 14 – базальт-липаритовые лаво-пирокластические образования алнейской серии (N_{1-2}); 15 – интрузивы диоритов, кварцевых диоритов, граудиоритов и габбро (N_{1-2}); 16 – Ахотменский гранитоидный комплекс (N_{1-2}); интрузивы гранитов, диоритов и субвулканические тела андезитов, дацитов; 17-18 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные палеоген-неогеновые образования (E_3 - N_1); 17 – преимущественно туфогенные осадки, 18 – преимущественно вулканисты; 19 – контуры структур: 1-го порядка – внешняя граница Вилучинской ВТС (а) и 2-го порядка – Жировской купольно-кольцевой и Ахотменской купольной (б); 20 – вулканотектонические уступы и кромки кратеров и кальдер; 21 – рудные поля: Родниковое (Р) и Мутновское (М).

Газово-хроматографическим анализом установлен состав летучих компонентов в плагиоклазах и проведены расчеты фугитивности кислорода в расплавах. Микрорентгеноспектральным анализом определен состав силикатных стекол в расплавных включениях и состав силикатных стекол основной массы пород. Методы исследования расплавных и флюидных включений в минералах нами здесь не описываются, так как они достаточно подробно охарактеризованы в нашей ранней работе посвященной базальтам вулканов Мутновский и Горелый [11].

Кратная геолого-петрографическая характеристика изученных пород магматических образований вулканов Мутновский и Горелый

Строение вулканов Горелый и Мутновский подробно изложены в работах [3, 5, 9, 10, и др.], поэтому приведем только некоторые сведения, необходимые при последующей характеристике полученных результатов исследований.

В истории развития вулкана Горелый установлено три крупных этапа вулканической активности. Первый докальдерный этап (средний плейстоцен) связан с формированием древней постройки, от которой сохранились только небольшие фрагменты в уступах кальдеры. Второй этап (поздний плейстоцен) проявился в серии катастрофических извержений пирокластики, за счет которой образовалось обширное (600 км²) плато игнимбритов. Третий этап (поздний плейстоцен-голоцен) вулканической активности приурочен к образованию в центральной части кальдеры современной постройки, которая представляет собой вулканический хребет, вытянутый в западно-северо-западном направлении. В составе этой постройки широко распространены изученные нами андезито-базальты.

Вулкан Мутновский – сложное хребтообразное сооружение, ориентированное в северо-западном направлении и состоящее из четырех слившихся между собой двойных стратовулканов (Мутновский I–IV). Развитие каждого из них протекало по единой схеме: рост конуса, образование вершинной кальдеры, рост внутрикальдерной постройки,

затухание вулканической деятельности. После этого происходило смещение выводного канала на СЗ и цикл возобновлялся на новом месте.

Учитывая, что петрография и минералогия пород вулканов Горелый и Мутновский достаточно подробно рассмотрены в работах предшественников нами приведены только краткие характеристики изученных образцов.

Андезито-базальты современной постройки вулкана Горелый макроскопически представляют собой темно-серые или черные породы с массивной или пузыристой текстурой, главным вкрапленником в которых является плагиоклаз. Вкрапленники оливина, клинопироксена и ортопироксена распространены неравномерно: одни потоки насыщены оливином и клинопироксеном, но в них мало ортопироксена, в других - содержание оливина незначительное, а ортопироксена достигает 7-8%.

Плагиоклаз представлен кристаллами двух генераций: фенокристами с отсутствующей или хорошо выраженной зональностью и микролитами в основной массе. Вкрапленники обычно имеют удлиненно-призматическую форму и размеры от 1 до 4 мм. По составу они отвечают лабрадору (An_{60-50}). Часто фенокристы обнаруживают нормальный тип зональности. Ядра таких кристаллов имеют состав An_{59-52} , тогда как внешние зоны сложены An_{54-50} . Кроме того, в изученных андезито-базальтах встречаются кристаллы имеющие обратную зональность. Их состав колеблется от An_{52-50} в центральной части вкрапленника до An_{55-50} в краевой зоне. Одновременно в них уменьшается ортоклазовая составляющая (рис. 2). Плагиоклаз довольно часто содержит включения вулканического стекла. Мелкие вкрапленники и лейсты в основной массе пород представлены лабрадором и андезином (An_{52-44}).

Клинопироксены образуют сравнительно крупные таблитчатые или шестоватые фенокристаллы и мелкие зерна в основной массе пород. По составу вкрапленники классифицируются как авгит (Wo_{36-39} , Fs_{18-23} , En_{43-47}). Некоторые из них обнаруживают слабую зональность,

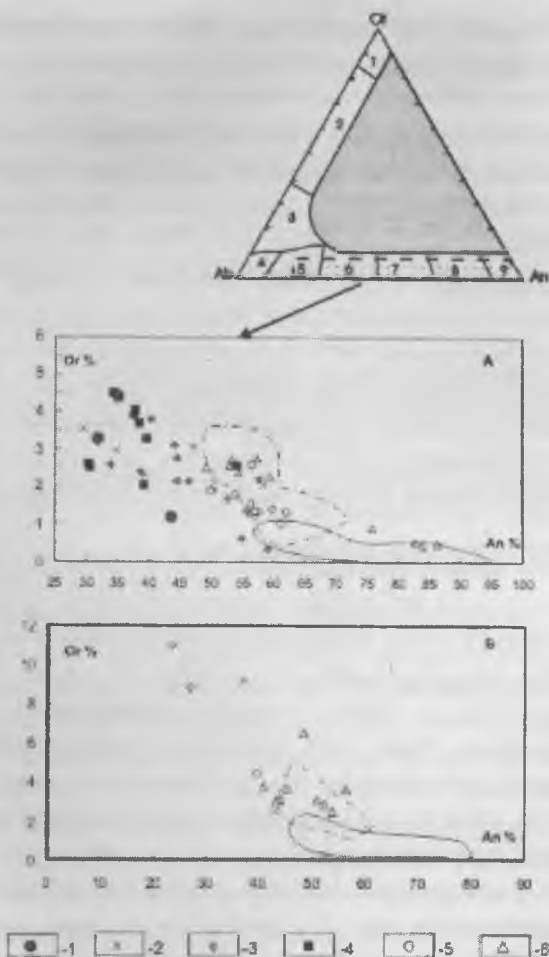


Рис. 2. Составы плагиоклазов из пород вулканов Мутновский и Горелый.

А – для фенокристов, Б – для минералов из основной массы. 1–2 – вулкан Мутновский: 1 – андезиты, 2 – андезито-дациты; 3–6 – вулкан Горелый: 3 – андезиты, андезито-дациты древней постройки, 4 – дациты древней постройки, 5 – умереннокалиевые андезиты современной постройки, 6 – высококалиевые андезиты современной постройки. Полями на диаграмме околтурены составы плагиоклазов из базальтоидов вулканов Мутновский (сплошная линия) и Горелый (штрих-пунктир). На врезки: 1 – область составов санидинов, 2 – Na – санидинов, 3 – анортоклазов, 4 – альбитов, 5 – олигоклазов, 6 – андезинов, 7 – лабрадоров, 8 – битовнитов, 9 – анортитов.

которая связана с возрастанием к краевым зонам содержания FeO и падением CaO. Встречаются также кристаллы зональности, которых отвечает обратному типу т.е. их внешние зоны обогащены MgO. Нередко вкрапленники клинопироксена содержат включения рудного минерала и силикатного стекла. Мелкие выделения в основной массе по составу соответствуют авгиту. Кроме того, в высококалийевых андезито-базальтах встречается также и субкальциевый авгит.

Ортопироксен представлен преимущественно бронзитом, реже гиперстеном. В отдельных зернах отмечена слабая зональность обратного типа. Ядра таких кристаллов обычно более железистые, чем краевые зоны. Более мелкие зерна ортопироксена из основной массы сложены бронзитом и пижонитом. Последние чаще всего встречаются в высококалийевых базальтоидах.

Оливин представлен небольшими изометричными фенокристаллами и еще более мелкими выделениями в основной массе. По составу он отвечает хризолиту или гиалосидериту. Некоторые вкрапленники оливина обнаруживают прямую или обратную зональность и содержат обильные выделения рудного вещества. Довольно часто оливин образует гломеропорфиновые скопления вместе с плагиоклазом.

Основная масса андезито-базальтов состоит из буро-коричневого или черного силикатного стекла и погруженных в него микролитов перечисленных выше минералов. Структура основной массы гиалопилитовая или толеитовая.

Андезиты современной постройки - породы темно-серого или черного цвета, обладающие массивной, пористой или пузырчатой текстурой и порфировой или афировой структурой. Основным минералом вкрапленников пород является плагиоклаз, менее распространены вкрапленники клино- и ортопироксенов. Кроме того, в некоторых потоках встречается оливин.

Плагиоклаз представлен чаще мелкими (0,5-1 мм), реже более крупными (2-5 мм) таблитчатыми, удлинено-таблитчатыми, шестоватыми кристаллами. Его состав изменяется от An_{62-49} в ранних генерациях вкрапленников до An_{56-40} в микролитах основной массы. Довольно

но часто крупные кристаллы обнаруживают прямую зональность: их ядра сложены лабрадором (An_{61-50}), а краевые - более кислым лабрадором (An_{54}) или андезином (An_{47-41}). Центральные части кристаллов плагиоклаза обычно резорбированы. Иногда среди вкрапленников плагиоклаза встречаются зерна, которые имеют обратную зональность. По составу ядра отвечают An_{56-49} , а внешние зоны An_{61-58} . Наряду с кислым плагиоклазом в андезитах встречаются кристаллы основного состава An_{86-76} , которые в большинстве случаев окружены каймой более кислого плагиоклаза (An_{54-51}). Кристаллы плагиоклаза нередко содержат включения вулканического стекла, пироксена и рудного минерала. В некоторых образцах наблюдаются гломеропорфировые скопления плагиоклаза с клино- и ортопироксеном.

Клинопироксен образует мелкие (до 0,5 мм) таблитчатые кристаллики, обнаруживающие под микроскопом отчетливое двойникование, а некоторых случаях пятнистое погасание. По составу минерал отвечает авгиту ($Wo_{3-3,5}$, Fs_{14-18} , En_{44-47}). Причем, в умереннокалиевых андезито-базальтах фенокристы клинопироксена имеют более низкое содержание железа, чем в высококалиевых разностях.

Ортопироксен в андезитах присутствует в незначительном количестве в виде мелких вкрапленников, шестоватой, таблитчатой и игольчатой формы. По составу он классифицируется как бронзит (Wo_4 , Fs_{26-28} , En_{68-70}). Некоторые кристаллы имеют оторочку из клинопироксена.

Оливин встречается в виде редких и мелких вкрапленников только в наиболее молодых андезитах современной постройки вулкана Горелый. По составу большинство фенокристов отвечает гиалосидериту реже хризолиту (Fa_{16-32} , Fo_{66-84}).

Основная масса андезитов сложена силикатным стеклом с меняющимся количеством микровыделений: плагиоклаза, авгита и рудных минералов. В отдельных образцах в основной массе встречены редкие выделения оливина. Причем составы последних более железистые, чем составы фенокристов (Fa_{41-43} , Fo_{57-59}). Структура основной массы гиалопилитовая, микропйкилитовая, участками пилотакситовая.

Андезиты и андезито-дациты древней постройки – породы темно-серого или черного цвета с массивной резе пористой текстурой и редкопорфировой или субафировой структурой. В ассоциацию фенокристов этих пород входят плагиоклаз, клинопироксен и ортопироксен.

Плагиоклаз является основным минералом-вкрапленником. Он образует мелкие (до 0,5-1 мм) и резе довольно крупные (до 2,5 мм) кристаллы удлиненно-таблитчатой или таблитчатой формы. Характерной особенностью вкрапленников является, наличие хорошо выраженной прямой зональности. Ядра таких вкрапленников соответствуют лабрадору (Ap_{59-55}), а краевые зоны сложены более кислым лабрадором или андезином (Ap_{54-44}). Одновременно от центра к краю кристалла увеличивается содержание калия. Состав более мелких вкрапленников обычно близок к составу, наблюдаемому в краевых зонах фенокристалов (Ap_{46-40}). Микролиты плагиоклаза из основной массы отвечают олигоклазу (Ap_{27-23}). Краевые зоны некоторых фенокристов несут следы резорбции основной массы. Иногда встречаются плагиоклазы, которые содержат пойкилитовые включения клинопироксена, титаномагнетита, а так же стекло основной массы. Довольно часто плагиоклаз совместно с пироксеном слагают гломеропорфировые скопления.

Клинопироксен второй по частоте встречаемости минерал. Он слагает мелкие таблитчатые кристаллы (до 0,5мм) соответствующие по составу авгиту (Wo_{40-42} , En_{44-46} , Fs_{12-16}). Среди них встречаются вкрапленники с отчетливым двойникованием и включениями рудного минерала (титаномагнетита).

Ортопироксен присутствует в андезитах в виде мелких, в некоторых случаях слабо зональных зерен шестоватой, резе таблитчатой формы. По составу он представлен промежуточной разностью между бронзитом и гиперстеном ($Wo_{2,7-2,9}$, Fs_{27-30}). Как и авгит ортопироксен содержит включения титаномагнетита и образует гломеропорфировые скопления с плагиоклазом.

Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, коричневым вулканическим стеклом, а так же небольшим количеством мелких кристаллов титаномагнетита. Структура основной массы микропойкилитовая

Дациты древней постройки - черные или темно-серые стекловатые породы, иногда со столбчатой отдельностью. Текстура пород обычно массивная, структура-порфировая. Во вкрапленниках встречаются плагиоклаз, ортопироксен и клинопироксен.

Плагиоклаз чаще образует единичные фенокристы шестоватого и таблитчатого габитуса или угловатые по форме выделения. По составу он относится к андезину (An_{42-32}). Нередко кристаллики плагиоклаза зональные: центральные их части представлены основным андезином (An_{40-37}), а периферические - более кислыми разностями этого минерала (An_{34-30}). Вкрапленники по краям обычно корродированны силикатным стеклом основной массы пород. Некоторые из них содержат микровключения этого стекла, а также рудных минералов и апатита. Плагиоклаз совместно с орто-и клинопироксеном образует гломеропорфировые обособления.

Ортопироксен образует мелкие, шестоватые фенокристы и по составу относится к бронзиту ($Wo_{2.4-3}$, Fs_{24-26} , En_{71-73}). Отдельные кристаллики содержат включения рудного вещества. Клинопироксен чаще относится к числу мало распространенных минералов и встречается в виде мелких таблитчатых фенокристов, отвечающих по составу авгиту (Wo_{40-44} , Fs_{13-15} , En_{42-44}).

Основная масса пород состоит из силикатного стекла, в которое погружены вкрапленники плагиоклаза, более редкого ортопироксена и выделения рудного вещества.

Средние и кислые породы среди продуктов извержений вулкана Мутновский довольно редки и представлены в основном пемзопирокластическими отложениями и небольшими потоками андезитов, андезито-дацитов, дацитов и риолитов.

Андезиты – темно-серые или черные породы с массивной текстурой и мелкопорфировой либо афировой структурой. Минеральный состав андезитов представлен преобладающим плагиоклазом, орто- и клинопироксеном.

Плагиоклаз образует мелкие, реже крупные фенокристы (до 2мм) удлиненно-таблитчатой или таблитчатой формы. По составу он относится к андезину (An_{34-32}) для которого характерно умеренное содер-

жание калия (0,22-0,74%).

Ортопироксен слагает мелкие и крупные удлиненно призматические вкрапленники, представленные гиперстеном (Wo_{4-1} , Fs_{39-32} , En_{63-58}). Некоторые кристаллы содержат включения рудного минерала. Довольно часто орто- и клинопироксеном совместно с плагиоклазом образует гломеропорфиновые скопления.

Клинопироксен образует, мелкие порфиновые выделения и по составу классифицируется как авгит (Wo_{39-38} , Fs_{21-20} , En_{41-40}). Относительно ортопироксена занимает подчиненное значения, хотя в отдельных потоках его количество существенно возрастает. В некоторых вкрапленниках проявлена слабая зональность, выраженная в закономерном обогащении внешних зон фенокристаллов марганцем и железом и падение содержания магния.

Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, рудными минералами, переменным количеством стекла. Структура основной массы микролитовая, пойкилитовая либо галопилитовая.

Андезито-дациты и дациты - темно серые, либо белые породы с массивной текстурой и средне-крупнопорфировой структурой. Минералы - вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем, пироксеном. В некоторых образцах встречается биотит, реже амфибол.

Плагиоклаз образует обычно две генерации. Фенокристы первой представлены в большинстве случаев - крупными кристаллами (до 5мм) таблитчатой формы, по составу они относятся к ряду андезин-лабрадор (An_{51-34}). Некоторые вкрапленники обнаруживают прямую зональность. Центральная часть таких кристаллов сложена лабрадором (An_{58}), а краевая более кислым плагиоклазом (An_{50}). Плагиоклаз второй генерации - мелкие кристаллики удлиненно-таблитчатой и таблитчатой формы. По составу они отвечают андезину (An_{37-34}), реже лабрадору (An_{51-61}).

Клинопироксен встречается в виде мелких зерен таблитчатой формы, которые нередко окружены оторочкой из рудного минерала. По составу клинопироксен классифицируется как авгит, реже как авгит-салит (Wo_{47-42} , Fs_{17-16} , En_{41-3}). В отдельных вкрапленниках авгита наблюдается слабая обратная зональность выраженная в увеличении

содержания магния к внешним зонам кристалла. В основной массе наряду со стеклом, рудными минералами и микролитами плагиоклаза присутствуют зерна ортопироксена (гиперстен). Структура основной массы меняется от гиалопилитовой до пилотокситовой.

Особенности расплавных включений в плагиоклазах

Исследования показали определенные различия расплавных включений в плагиоклазах из пород различного состава и в тоже время ряд их сходных характеристик в минералах из одноименных пород вулканов Горелый и Мутновский. Это позволяет дать общую характеристику включений в плагиоклазах пород разного состава обоих вулканов, отмечая в необходимых случаях особенности того или иного типа включений для каждого вулкана.

В плагиоклазах андезито-базальтов вулкана Горелый установлено два типа двухфазовых расплавных включений. В центральных зонах вкрапленников они представляют собой удлиненно-овальные или прямоугольные вакуоли, состоящие из прозрачного силикатного тела и газового пузырька, занимающего от 10 до 20 % объема вакуоли. Размеры включений колеблются от нескольких мкм до десятков мкм. Кроме того, встречаются двухфазовые включения, до 80 % объема которых заполняет газовая фаза и только по периферии вакуолей располагается прозрачное силикатное стекло. Такие же по форме и размерам двухфазовые включения характерны и для периферических частей кристаллов плагиоклаза, но они сложены бурым стеклом, а газовый пузырек занимает до 30 % объема вакуолей. В центральных частях кристаллов плагиоклазов подобные включения нередко приурочены к микротрещинкам, которые не выходят за пределы зерен.

Широким распространением в плагиоклазах андезито-базальтов пользуются комбинированные включения, состоящие из прозрачного стекла, кристалликов апатита, флюидной фазы и изредка рудного минерала. Более редкие комбинированные включения содержат бурое и прозрачное стекло, минеральные фазы и небольшой газовый пузырек на периферии вакуоли. В плагиоклазе андезито-базальтов обычны однофазовые микровключения силикатного стекла. Температура гомоген-

низации ($T_{\text{гом}}$) двухфазовых расплавных включений в плагиоклазе андезито-базальтов равны 1180-1200°C (табл. 1).

Таблица 1

Температуры кристаллизации плагиоклазов полученные различными методами (°C)

№ образца	Тип пород	Состав плагио-клаза	Точка замера	Плагиоклазовый термометр (Kudo, Weill, 1970)			Температуры гомогенизации первичных расплавных включений, T°C
				$P_{\text{H}_2\text{O}}$ 0кбар	$P_{\text{H}_2\text{O}}$ 0,5кбар	$P_{\text{H}_2\text{O}}$ -1кбар	
Вулкан Горелый (древняя постройка)							
Ча-38	α - ζ	Pl 39	Фц.	1116	1070	1030	1180 - 1200
Ча-38	α - ζ	Pl 33	Фц.	1089	1044	1005	
Ча-638	α - ζ	Pl 59	Фц.	1228,5	1167,3	1126,2	
Ча-638	α - ζ	Pl 40	Фц.	1137	1090	1051	
Ча-638	α - ζ	Pl 55	Фц.	1207	115	1117	
Ча-643	α - ζ	Pl 46	Фц.	1183,6	1133,6	1095	
ЮМ-1608	α - ζ	Pl 58	Фц.	1250	1194	115	
ЮМ-1608	α - ζ	Pl 52	Фц.	1221	1167	1127	
Ча-638	α - ζ	Pl 27	о.м.	1061	1019	979	не проводились
Ча-638	α - ζ	Pl 23	о.м.	1039	998	958	
ЮМ-2238	ζ	Pl 54	Фц.	1235	1176	1119	1200-1230
ЮМ-2238	ζ	Pl 38	Фц.	1149	1097	1054	
ЮМ-2238	ζ	Pl 38	Фц.	1185	1132	1090	
Ча-001	ζ	Pl 30	Фц.	1128	1078	1035	
Ча-001	ζ	Pl 39	Фц.	1196	1142	1101	
Вулкан Горелый (современная постройка)							
Ча-625	α - β'	Pl 51	Фц.	1230	1182	1150	1150 - 1180
Ча-631	α - β'	Pl 59	Фц.	1259	1208	1173	
Ча-629	α - β'	Pl 50	Фц.	1218	1172	1137	
Ча-629	α - β'	Pl 60	Фц.	1268	1218	1183	
Ча-631	α - β'	Pl 44	о.м.	1183	1137	1100	не проводились
Ча-46	α'	Pl 61	Фц.	1237	1185	1148	
Ча-46	α'	Pl 54	Фц.	1202	1153	1116	не проводились
Ча-46	α'	Pl 50	Фц.	1183	1135	1098	
Ча-46	α'	Pl 40	о.м.	1133	1088	1051	
ЮМ-2221	α'	Pl 45	о.м.	1181	1133	1095	
ЮМ-2221	α'	Pl 45	о.м.	1167	1120	1083	
ЮМ-2247	α - β''	Pl 52	Фц.	1217	1169	1133	не проводились
ЮМ-2248	α - β''	Pl 50	Фц.	1222	1175	1140	
ЮМ-2249	α - β''	Pl 51	Фц.	1214	1167	1132	

Таблица 1(окончание)

№ образца	Тип пород	Состав плагио-оклаза	Точка замера	Плагиоклазовый термометр (Kudo, Weill, 1970)			Температуры гомогенизации первичных расплавных включений, T ⁰ C
				P _{H₂O} - 0кбар	P _{H₂O} - 0,5кбар	P _{H₂O} - 1кбар	
Юм-2247	α-β"	Pl 47	о.м.	1196	1149	1113	не проводились
Юм-2247	α-β"	Pl 49	о.м.	1208	1160	1124	
Юм-2199	α"	Pl 45	Фц.	1168	1122	1086	1180-1200
Юм-2199	α"	Pl 54	Фц.	1210	1162	1126	
Юм-2199	α"	Pl 76	Фц.	1323	1267	1232	
Юм-2199	α"	Pl 62	Фц.	1246	1195	1160	
Юм-2257	α"	Pl 55	Фц.	1221	1171	1135	
Юм-2262	α"	Pl 52	Фц.	1194	1146	1109	
Юм-2262	α"	Pl 59	Фц.	1233	1183	1146	
Юм-2199	α"	Pl 53	о.м.	1202	1154	1118	
Юм-2199	α"	Pl 51	о.м.	1195	1148	1112	не проводились
Юм-2199	α"	Pl 48	о.м.	1191	1144	1108	
Вулкан Мутновский (древняя постройка)							
Юм-2105	α	Pl 32	Фц.	1115	1073	1057	1175-1260
Юм-2105	α	Pl 35	Фц.	1134	1091	1055	
Юм-2105	α	Pl 44	Фц.	1200	1153	1117	
Юм-2102	α-ζ	Pl 47	Фц.	1132	1103	1064	1230-1240
Юм-2102	α-ζ	Pl 58	Фц.	1211	1159	1120	
Юм-2102	α-ζ	Pl 39	Фц.	1191	1073	1034	
Юм-2102	α-ζ	Pl 43	о.м.	1127	1080	1041	не проводились
Юм-2102	α-ζ	Pl 37	о.м.	1109	1064	1024	
Юм-2107	ζ	Pl 30	Фц.	1066	1024	984	1240 – 1270
Юм-2107	ζ	Pl 50	Фц.	1184	1134	1096	
Юм-2110	ζ	Pl 34	Фц.	1079	1035	995	

Примечание. Условные обозначения минералов и пород – общепринятые.

' – умереннокалиевые породы вулкана Горелого, " – высококалиевые породы вулкана Горелого. Фц. – фенокристы центральная часть; о.м. – минералы из основной массы пород.

В плагиоклазах андезитов установлены расплавные двухфазовые, комбинированные и минеральные включения. Как и в андезито-базальтах в плагиоклазе андезитов распространены две разновозрастные генерации двухфазовых расплавных включений. Первая генерация расплавных включений приурочена к центральным частям вкраплен-

ников. Включения имеют овально-удлиненные, реже линзовидные (вулкан Горелый) прямоугольные или округлые (вулкан Мутновский) формы и состоят, как правило, из прозрачного стекла, одного или нескольких газовых пузырьков зонального строения занимающего от 10 до 20 % объема вакуолей. Размеры таких включений колеблются от нескольких мкм до 20-30 мкм. Включения второй генерации приурочены обычно к микротрещинкам в плагиоклазе. Для них характерно колебания в содержании газовой фазы от 10 до 40 %, иногда до 90 % от объема вакуолей. Особенно такие колебания свойственны включениям из плагиоклазов андезитов вулкана Горелый. Совместно с двухфазовыми включениями в периферических зонах вкрапленников, иногда встречаются однофазовые микровключения силикатного стекла. В плагиоклазе андезитов вулкана Горелый широко распространены комбинированные включения, приуроченные чаще всего к периферическим частям фенокристов. Они весьма разнообразны по фазовому составу и содержат в разных объемных соотношениях прозрачное и бурое силикатное стекло, кристаллики апатита, рудного минерала, а также один или несколько газовых пузырьков. В составе минеральных включений часто встречается апатит рудные минералы, изредка мелкие выделения пироксена. Согласно полученным данным $T_{гом}$ двухфазовых расплавных включений в основных плагиоклазах ядерных частей кристаллов (лабрадор) выше, чем включений в более кислых плагиоклазах (андезин) из периферии (1180°C и соответственно 950°C). Кроме того наблюдается некоторое различия $T_{гом}$ включений в плагиоклазах андезитов древней и современной построек вулкана Горелый (1080-1100°C и соответственно 1180-1200°C). В отличие от вулкана Горелый включения в плагиоклазах андезитов вулкана Мутновский имеют более высокую температуру гомогенизации (табл. 1).

В плагиоклазах андезито-дацитов включения изучены преимущественно в образцах вулкана Мутновский. В этих породах обнаружены в основном двухфазовые, минеральные и расплавные включения, тогда как комбинированные включения встречаются редко, а в некоторых образцах и вовсе отсутствуют. Как и в плагиоклазах андезитов, двух-

фазовые расплавные включения здесь представлены ранней и поздней генерациями. Причем ранние включения нередко расположены согласно зонам роста зерен плагиоклаза, а поздние приурочены к секущим микротрещинкам. Газовый пузырек в ранних включениях занимает до 30% объема вакуолей. Редко встречающиеся комбинированные включения весьма разнообразны по составу и размерам. Наиболее распространены следующие составы включений: силикатное стекло + апатит + газовая фаза; силикатное стекло + рудный минерал + газовая фаза; силикатное стекло + апатит + пока не определенная минеральная фаза. Размеры некоторых комбинированных включений достигают нескольких сотен мкм. Минеральные включения в плагиоклазе андезито-дацитов представлены апатитом и мелкими скоплениями рудных минералов. Температура гомогенизации двухфазовых расплавных включений в плагиоклазах андезито-дацитов колеблется в пределах 1180-1240°C (табл. 1), причем относительно высокие температуры чаще свойственны включениям в плагиоклазе пород вулкана Мутновский.

В плагиоклазах дацитов также установлены двухфазовые, комбинированные и минеральные включения. Двухфазовые включения представлены двумя генерациями. Первая представляет собой прямоугольные или квадратные вакуоли, размером до нескольких десятков мкм, приуроченные обычно периферической, реже к центральным частям кристаллов. Эти включения состоят из прозрачного силикатного стекла и газового пузырька, иногда зонального строения, занимающего в разных образцах от 30 до 50 % объема вакуолей. Во включениях в плагиоклазах дацитов вулкана Горелый иногда наблюдается третья фаза в виде выделений кубической формы неопределенного пока минерала.

Двухфазовые включения второй генерации, как правило, приурочены к залеченным трещинкам. Они отличаются неправильной формой, содержанием в своем составе коричневого, бурого и прозрачного стекла, а также наличием зонального строения газового пузырька занимающего до 30-40 % объема вакуолей. Эти включения в большинст-

ве случаев на порядок крупнее включений первой генерации.

Комбинированные включения чаще располагаются по всей площади вкрапленников. В их составе в различных соотношениях содержится силикатное стекло, апатит, рудные минералы и газовый пузырь. Включения имеют часто угловатые очертания и размеры до сотен мкм.

Минеральные включения в плагиоклазах дацитов вулкана Горелый представлены апатитом, пироксеном и рудными минералами, а в плагиоклазах вулкана Мутновский преимущественно апатитом. В некоторых образцах плагиоклазов из дацитов вулкана Горелый было отмечено присутствие включений с высоким содержанием газовой фазы. Данные включения встречаются главным образом в краевых частях вкрапленников, располагаясь по спайности минерала-хозяина.

Температура гомогенизации двухфазовых включений ранней генерации в плагиоклазах дацитов вулкана Горелый колеблется в пределах 1200-1230°C, а в плагиоклазах дацитов вулкана Мутновский составляет 1240-1270°C. (табл. 1)

Флюидный и температурный режим формирования магматических пород вулканов Мутновский и Горелый

Оценка параметров окислительно-восстановительные условия кристаллизации пород осуществлялась по данным хроматографии с использованием программного комплекса «Селектор-С» [4]. При этом, учитывая значительную миграционную способность водорода и более энергичное его окисление в первичном флюиде по сравнению с CO₂, для расчета химического потенциала кислорода нами использовались компоненты CO₂-CO. Кроме того, в некоторых породах методом ионоселективных электродов определялось содержание F и Cl (ДВГИ ДВО РАН, аналитик Е.С. Ермоленко). Оценки температур кристаллизации магматических пород были проведены по ряду природных геотермометров. Одновременно проводились опыты по определению температур гомогенизации расплавных двухфазовых включений в плагиоклазах (ДВГИ ДВО РАН, аналитик Э.Г. Одариченко). Температура гомо-

генизации включений определялась с точностью $\pm 10^\circ\text{C}$.

Вулкан Мутновский. Анализ газовой фазы закапсулированной в плагиоклазах из андезитов, андезито-дацитов и дацитов показал, что кристаллизация умереннокислых пород древней постройки вулкана Мутновский-I происходила при незначительном количестве летучих компонентов в расплаве (табл. 2). По этому признаку и в какой-то мере по содержанию воды они близки высокоглиноземистым базальтам древней постройки, от которых отличаются довольно низкими концентрациями CO и H_2 во включениях [12]. По термодинамическим расчетам, выполненным по программе "Селектор-С", кристаллизация плагиоклазов практически всех пород вулкана Мутновский вне зависимости от их кремнекислотности происходило при близких величинах $f\text{O}_2$, находящихся в интервале, расположенном между буферными равновесиями WM и IW (рис. 2).

Расчеты, согласно методике, предложенной А. Кудо и Дж Уэйла (Kudo A.M., Weill D.F., 1970), показали, что кристаллизация фенокристов плагиоклаза из андезитов осуществлялась в температурном интервале $1120\text{-}1040^\circ\text{C}$ (здесь и далее по тексту приводятся результаты расчетов при $P_{\text{H}_2\text{O}}=1\text{кбар}$). Температура гомогенизации расплавных включений в плагиоклазах андезитов колеблется в интервале $1175\text{-}1185^\circ\text{C}$, хотя встречаются и более высокотемпературные включения $1240\text{-}1260^\circ\text{C}$. Полученные с помощью геотермометра Д. Линдсли (D. Lindsley, 1983) температуры кристаллизации пироксенов в андезитах составили $920\text{-}850^\circ\text{C}$. В андезито-дацитах температурный интервал кристаллизации для вкрапленников плагиоклаза составляет $1060\text{-}1120^\circ\text{C}$, а для микролитов из основной массы – $1040\text{-}1020^\circ\text{C}$. Наиболее низкая температура кристаллизации фенокристов плагиоклаза фиксируется в дацитах – $1096\text{-}984^\circ\text{C}$.

Вулкан Горелый. Среди эффузивно-экструзивных образований вулкана присутствуют породы разной щелочности. Как правило, они отличаются по ряду петрохимических признаков (особенно базальты) от аналогичных по составу пород вулкана Мутновский. В этой связи исследования летучих компонентов в лавах вулкана приобретает особый интерес.

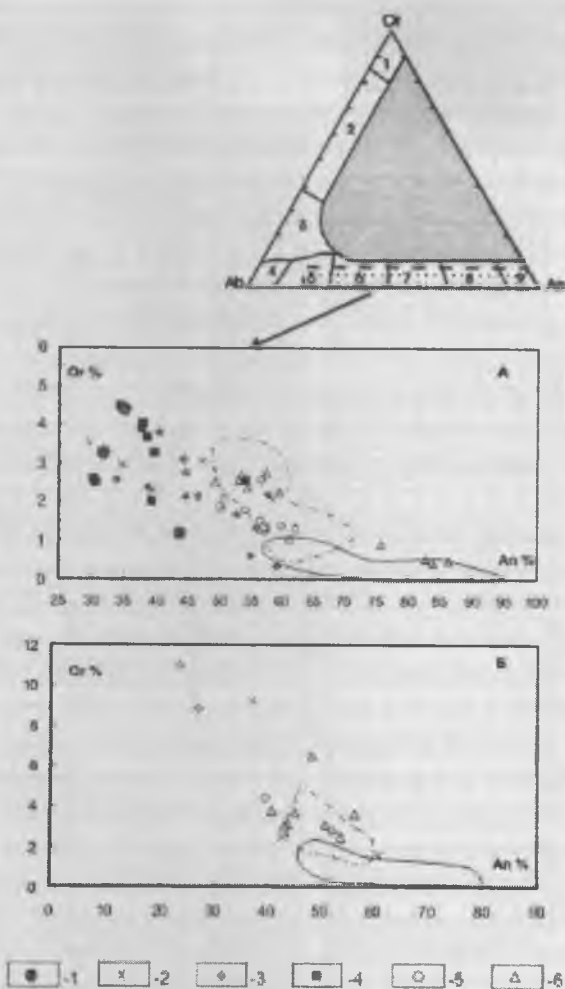


Рис. 2 Составы плагиоклазов из пород вулканов Мутновский и Горелый.

А – для фенокристов, Б – для минералов из основной массы. 1–2 – вулкан Мутновский: 1 – андезиты, 2 – андезито-дациты; 3–6 – вулкан Горелый: 3 – андезиты, андезито-дациты древней постройки, 4 – дациты древней постройки, 5 – умереннокалиевые андезиты современной постройки, 6 – высококалиевые андезиты современной постройки. Полями на диаграмме околонуены составы плагиоклазов из базальтоидов вулканов Мутновский (сплошная линия) и Горелый (штрих-пунктир). На врезки: 1 – область составов санидинов, 2 – Na – санидинов, 3 – анортоклазов, 4 – альбитов, 5 – олигоклазов, 6 – андезинов, 7 – лабрадоров, 8 – битовнитов, 9 – анортитов.

Таблица 2

Состав газовой фазы из плагиоклазов магматических пород вулканов Мутновский и Горелый, а также некоторые параметры флюидного режима при их кристаллизации

№ п/п	№ образца	Минерал (порода)	T°С	Содержание газов, объемные %							ΣV см ³ /кг	CO ₂ /CO мг/кг	H ₂ O/H мг/кг	log fO ₂ ^{CO}	log fO ₂ ^{HO}	log fO ₂
				H ₂	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂	H ₂ O							
I. Вулкан Горелый, докальдерный комплекс (средний плейстоцен)																
1	ЮМ-1617*	Pl (α)	1100	11,80	1,63	26,10	0,24	3,53	56,70	587,35	0,21	0,64	-14,22	-12,17	-12,56	
2	ЮМ-1615*	Pl (α)	1100	6,27	0,75	14,35	0,20	5,22	73,31	282,57	0,57	102,89	-13,35	-11,02	-11,83	
3	ЮМ-1608*	Pl (αC)	1000	1,35	0,17	13,80	0,0	0,70	83,97	930,78	0,08	554,03	-15,08	-9,55	-11,53	
4	Ча-38	Pl (αC)	1000	2,09	0,19	4,55	0,27	0,14	92,76	1118,76	0,049	399,47	-13,82	-	-10,61	
5	Ча-638	Pl (αC)	1100	0,0	0,18	5,49	0,0	1,17	93,16	845,21	0,335	0,0	-17,17	-11,33	-12,44	
6	ЮМ-1578*	Pl (αC)	1100	3,66	0,03	2,46	0,0	6,27	86,61	1057,81	2,842	211,57	-11,95	-10,40	-10,82	
7	ЮМ-2238*	Pl (ζ)	1100	1,04	0,03	2,37	0,0	0,30	96,27	2313,74	0,198	830,71	-14,27	-9,22	-10,27	
8	Ча-52	Pl (ζ)	1000	0,83	0,01	1,25	0,05	0,18	97,68	1361,23	0,226	1083	-15,83	-10,49	-11,35	
II. Андезито-базальты современной постройки вулкана Горелого (поздний плейстоцен - голоцен)																
А. умереннокальциевые разности																
9	Ча-625	Pl (α-β)	1000	0,87	0,03	1,24	0,09	0,15	97,35	3266,65	0,19	974,9	-15,91	-10,53	-11,43	
10	Ча-631	Pl (α-β)	1100	1,07	0,0	2,45	0,03	0,33	96,13	2341,31	0,20	794,08	-14,19	-9,16	-10,27	
11	Ча-624	Pl (α-β)	1100	4,82	0,0	6,75	0,13	1,99	86,31	549,56	0,46	159,13	-13,53	-10,04	-11,34	
12	Ча-628	Pl (α-β)	1100	2,82	0,11	4,56	0,0	1,17	91,35	1617,96	0,40	289,54	-13,58	-10,05	-10,82	
Б. Высококальциевые разности																
13	ЮМ-2242*	Pl (αβ)	1100	1,83	0,00	2,04	0,06	0,53	95,54	1869,3	0,40	476,45	-13,56	-9,63	-10,50	
14	ЮМ-2243*	Pl (αβ)	1100	1,74	0,01	2,11	0,04	0,75	95,36	3527,12	0,56	498,36	-13,31	-9,58	-10,28	
15	ЮМ-2202*	Pl (α)	1100	4,06	0,00	2,85	0,06	0,65	95,93	2619,54	0,22	782,5	-13,70	-9,11	-10,30	
16	ЮМ-2205*	Pl (α)	1100	0,90	0,04	1,79	0,00	1,24	96,03	3610,0	1,08	941,4	-13,70	-9,02	-10,00	
III. Вулканы древней постройки вулкана Мутновский - 1 (поздний плейстоцен)																
17	ЮМ-1550*	Pl (α)	1100	1,21	0,63	10,90	0,00	21,19	66,07	276,19	3,05	488,03	-11,82	-9,59	-11,09	
18	ЮМ-2105*	Pl ^{II} (α)	1100	2,41	0,07	2,70	0,09	1,55	93,18	342,99	0,90	339,59	-12,88	-9,89	-10,55	
19	ЮМ-2110*	Pl ^{II} (α)	1100	0,00	0,16	1,58	0,00	24,22	74,04	540,56	24,05	-	-10,09	-	-9,33	
20	ЮМ-2104*	Pl ^{II} (ζ)	1100	3,35	0,35	10,05	0,41	6,35	79,49	385,76	0,99	215,24	-12,79	-10,31	-11,41	

Примечание: Условные обозначения минералов и пород соответствуют общепринятым. Pl^{II} – плагиоклаз с небольшой примесью кварца. T°С – температура, используемая при оценке logfO₂. Прочерк здесь и далее в таблицах – значение не определялось. * – об-разцы любезно предоставлены Ю.А. Мартыновым.

Анализ флюидов, закапсулированных в плагиоклазах андезитов и андезито-дацитов докальдерного комплекса вулкана показал, что по сравнению с близкими по кремнекислотности породами вулкана Мутновский, их газовая составляющая более обогащена летучими компонентами и имеет несколько иной состав, — более высокое содержание H_2O , H_2 , CO и низкую концентрацию CO_2 . Отмечается также увеличение содержания F (620–700 г/т и соответственно 450–500 г/т) и Cl (140–230 г/т и соответственно 90–180 г/т). Значения fO_2 при формировании андезитов и андезито-дацитов лежат в довольно широком интервале, — от $-lgfO_2=11,95$ до $-lgfO_2=15,08$ (при $T=1100^\circ C$), что несколько ниже, чем для умереннокислых пород вулкана Мутновский. Показательно, что среди пород вулкана встречаются образования, которые формировались при довольно низких значениях fO_2 ($-lgfO_2=17,17$).

В экструзиях андезито-дацитов среди фенокристов плагиоклаза, согласно термометру Кудо и Уэйла, выделяются высокотемпературные (An_{59-54}) и низкотемпературные (An_{44-33}) их разновидности. Температурный интервал кристаллизации фенокристов первой группы составляет $1130-1110^\circ C$, для более кислых плагиоклазов он равен $1060-1000^\circ C$. Температура двупироксенового равновесия, полученная с помощью компьютерной программы QUILF, составляет $990-956^\circ C$.

Расчетные оценки fO_2 для экстрезивных образований дацитового состава посткальдерного комплекса ложатся, как правило, ниже буферной кривой QIF равновесия (табл. 2), что указывает на более восстановительные условия их образования, чем дацитов вулкана Мутновский. От закапсулированных флюидов из игнимбригов вулкана Горелого они отличаются высоким содержанием F , отчасти H_2 и низкими концентрациями CO и CO_2 .

Судя по плагиоклазовому геотермометру, температуры кристаллизации плагиоклазов в дацитах вулкана Горелый и в дацитах вулкана Мутновский относительно близки: $1100-1040^\circ C$ для дацитов посткальдерного комплекса и $1090-980^\circ C$ для дацитов вулкана Мутновский.

Для современных андезито-базальтов вулкана Горелый свойст-

венна высокая газонасыщенность формировавших их расплавов. Главным компонентом газовой смеси включений в плагиоклазах базальтоидов является H_2O , на которую приходится 90–95 об.% (табл. 2). Остальные 5–10 об.% неравномерно распределяются между H_2 , N_2 , CO и CO_2 . Базальтоиды разной калиевости, различаются между собой и по составу закапсулированных газовых компонентов. Так, флюиды из умереннокалиевых андезито-базальтов, как правило, обогащены H_2 , CO , но имеют более низкое содержание H_2O , F и в какой то мере Cl .

При сопоставлении умеренно- и высококалиевых базальтоидов вулкана Горелый с «сухими» базальтами древней постройки вулкана Мутновский-I установлено, что они формировались при более высоком содержании H_2O , K и низкой концентрации H_2 , CO и CO_2 . Высокая активность калия в расплаве косвенно подтверждается высоким содержанием Or -минала в плагиоклазах, а также значительным обогащением стекла основной массы K_2O . В отличие от базальтов вулкана Мутновский, они заметно обогащены F (130–330 г/т и соответственно 260–490 г/т) и Cl (100–250 г/т и соответственно 250–500 г/т). Умереннокалиевые андезито-базальты вулкана Горелый по содержанию некоторых газовых компонентов близки современным базальтам вулкана Мутновский-IV.

В целом же формирование андезито-базальтов вулкана Горелый, в сравнении с близкими по основности породами вулкана Мутновский происходило в более восстановительных условиях (табл. 2, рис. 3). О низкой степени fO_2 при кристаллизации андезито-базальтов свидетельствует также невысокое содержание в них оксидных фаз железа и обогащение остаточного стекла FeO и TiO_2 .

Проведенные расчеты по методике А.Кудо и Д. Уэйла показали, что температурный интервал кристаллизации вкрапленников плагиоклаза равен 1183–1124°C. Это ниже, чем температуры образования базальтов вулканов Мутновский (соответственно 1360–1260°C). Реальность полученных результатов подтверждается температурами гомогенизации расплавных включений в плагиоклазах, которые лежат в интервале 1180–1150°C. Кристаллизация же мелких кристаллов из основной массы изученных андезито-базальтов по геотермометру Кудо и

Уэйла оценивается в 1100-1124°C. Расчеты по двупироксеновому геотермометру, проведенные с помощью компьютерной программы QUILF, показали, что кристаллизация пироксенов происходило при более низкой температуре от 1108 до 938°C. Вместе с тем температура гомогенизации расплавных включений в пироксене составляет 1140-1120°C.

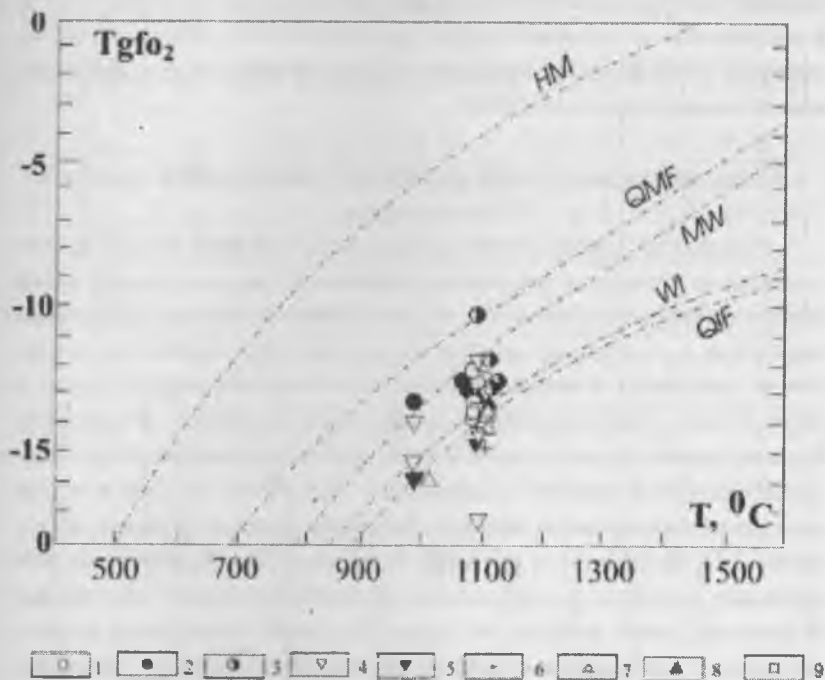


Рис. 3 Диаграмма: $\lg f_{O_2} - T$, отображающая особенности флюидного режима при формировании пород вулканов Мутновский и Горелый.

1-3 – вулкан Мутновский: 1-2 – базальтоиды древней и современной постройки, 3 – андезиты и дациты древней постройки; 4-9 – вулкан Горелый: 4-5 – андезиты, андезитодациты и дациты докальдерного комплекса, 6 – игнимбриты, 7-8 – умереннокалиевые и высококалиевые базальтоиды современной постройки, 9 – андезиты современной постройки.

Штрих-пунктирные линии – положение буферных равновесий при $P=1$ бар: HM – гематит-магнетит; QMF – кварц-магнетит-фаялит; MW – магнетит-виустит; WI – виустит-железо; QIF – кварц-железо-фаялит; MI – магнетит-железо. [по Никольскому, 1987].

Результаты исследования флюидных включений в плагиоклазах из андезитов современной постройки вулкана Горелого позволяют говорить, что их формирование осуществлялось в восстановительных условиях, соответствующих буферным равновесиям WI и QIF ($-lgfO_2^{CO} = 13.70$ при $t=1100^\circ\text{C}$).

Кристаллизация вкрапленников плагиоклаза в андезитах по термометру А. Кудо и Д. Вейлу протекала при температурах $1160-1010^\circ\text{C}$, а микролитов из основной массы при $1118-1108^\circ\text{C}$. Согласно термометру Д. Линдсли кристаллизация пироксенов происходило при более низкой температуре $1115-1064^\circ\text{C}$.

Состав силикатных стекол расплавных включений и основной массы пород

Результаты микрорентгеноспектрального анализа показали, что силикатные стекла как расплавных включений, так и основной массы пород существенно отличаются по составу от плагиоклаза содержащих включения и от валового состава пород. При этом некоторые компоненты содержатся в силикатном стекле в более высоких, а другие в более низких концентрациях по сравнению с минералом и породами. Во всех проанализированных образцах включение силикатного стекла характеризуется высоким содержанием SiO_2 (табл. 3). Так, в стекле включений плагиоклазов андезито-базальтов вулкана Горелый содержание SiO_2 колеблется в пределах 59-67 масс. %. Обращает на себя внимание наличие в плагиоклазе андезито-базальтов расплавных включений, стекло которых по составу близко к производным дацитовой магмы. Силикатное стекло включений в плагиоклазе андезитов также отличаются широким диапазоном содержания SiO_2 . Так, в плагиоклазе андезитов древней постройки вулкана Горелый обнаружены включения, с содержанием SiO_2 в силикатном стекле от 68 до 71 масс. %. В то же время в плагиоклазе андезитов современной постройки того же вулкана встречены только включения содержание SiO_2 , в которых колеблется в пределах 57-58 масс. %. Два типа включений характерны и для андезитов вулкана Мутновский: в одних силикатное стекло содержит около 64 масс.% SiO_2 , в других - до 78-80 масс.%.

Химический состав минералов и содержащихся в них силикатных стекол расплавных включений

минерал, порода	содержание окислов (масс %)									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
в у л к а н Г о р е л ы й										
Плагиоклаз (Pl ₅₁) в андезито-базальте современной постройки	55.46	0.06	27.36	0.03	0.76	0.08	10.12	5.15	0.49	99.73
Силикатное стекло включения	67.18	1.05	10.80	0.18	9.34	2.10	2.51	1.07	3.67	98.00
Силикатное стекло включения	62.65	0.92	12.34	0.17	8.22	2.76	4.21	3.25	3.88	98.48
Плагиоклаз (Pl ₅₀) в андезито-базальте современной постройки	54.36	0.01	25.07	0.00	0.78	0.00	10.60	5.37	0.61	97.70
Силикатное стекло включения	62.71	3.12	11.73	0.21	10.62	0.41	4.02	1.46	4.15	98.43
Силикатное стекло включения	61.75	2.70	10.15	0.21	12.55	0.42	3.64	1.41	3.94	96.78
Оливин в андезито-базальте современной постройки	35.88	0.00	0.00	0.30	30.64	32.78	0.18	0.00	0.03	100.82
Силикатное стекло включения	57.43	1.87	14.10	0.00	8.20	1.60	6.10	1.53	3.58	94.41
Плагиоклаз (Pl ₅₅) в андезито-базальте современной постройки	52.18	0.06	29.41	0.00	0.64	2.13	11.65	4.98	0.40	99.47
Силикатное стекло включения	59.57	1.51	9.51	0.00	13.34	4.31	5.75	1.20	4.04	99.29
Плагиоклаз (Pl ₄₅) в андезите древней постройки	58.20	0.13	25.82	0.00	0.52	0.05	9.36	5.69	0.47	100.26
Силикатное стекло включения	66.98	0.98	9.40	0.11	2.88	0.70	0.71	0.33	4.14	97.33
Плагиоклаз (Pl ₄₀) в андезите древней постройки	58.14	0.01	24.10	0.00	0.36	0.02	8.09	7.46	0.56	98.73
Силикатное стекло включения	71.20	0.76	10.61	0.00	2.68	0.58	0.65	1.08	4.50	97.07
Ортопироксен в андезите древней постройки	54.01	0.36	1.26	0.74	17.80	24.20	2.13	0.10	0.00	100.61
Силикатное стекло включения	70.00	0.66	16.82	0.03	1.07	0.00	0.50	3.72	6.53	99.41
Плагиоклаз (Pl ₅₀) в андезите древней постройки	54.71	0.06	25.27	0.00	0.65	0.09	10.48	5.41	0.53	97.22
Силикатное стекло включения	58.71	1.60	13.61	0.00	7.10	1.91	4.25	1.49	3.92	97.59
Силикатное стекло включения	57.06	1.92	13.27	0.00	8.51	2.49	4.20	1.64	3.92	97.02
Силикатное стекло включения	57.67	1.84	13.08	0.00	8.42	2.41	4.45	2.31	4.01	94.19

Таблица 3 (окончание)

Плагиоклаз (Pl ₃₅) в даците древней постройки	59.48	0.01	25.10	0.00	0.36	0.08	7.65	7.50	0.49	100.65
Силикатное стекло включения	74.68	0.43	10.07	0.00	0.82	0.37	0.54	0.78	3.82	91.51
Силикатное стекло включения	73.21	0.43	10.97	0.00	4.80	3.44	1.75	0.43	1.28	96.30
Силикатное стекло включения	70.72	3.03	14.22	0.00	2.69	0.44	1.48	0.39	4.09	98.08
Плагиоклаз (Pl ₃₅) в даците посткальдерного периода	57.92	0.03	24.06	0.00	0.40	0.03	7.44	7.40	0.44	97.73
Силикатное стекло включения	74.22	0.90	12.51	0.00	2.91	0.80	0.63	0.37	2.57	94.73
Силикатное стекло включения	76.03	0.53	12.74	0.00	1.68	0.05	0.68	1.20	3.51	96.43
Вулкан Мутновский										
Плагиоклаз (Pl ₃₀) в андезите	58.65	0.01	24.00	0.00	0.18	0.00	6.49	7.35	0.56	97.24
Силикатное стекло включения	64.80	0.18	13.74	0.04	4.06	1.12	2.48	1.37	1.69	94.58
Плагиоклаз (Pl ₄₄) в андезите	56.40	0.01	27.13	0.00	0.18	0.00	9.81	5.52	0.22	99.26
Силикатное стекло включения	80.59	0.11	11.64	0.00	0.89	0.04	0.45	0.33	2.91	96.98
Плагиоклаз (Pl ₃₅) в андезите	60.17	0.01	25.57	0.00	0.22	0.01	6.74	6.56	0.74	100.05
Силикатное стекло включения	78.49	0.21	12.33	0.00	0.62	0.10	0.62	0.25	2.62	95.30
Силикатное стекло включения	79.13	0.24	11.58	0.00	0.84	0.20	1.84	0.61	2.66	97.12
Плагиоклаз (Pl ₃₉) в андезите	60.06	0.01	25.22	0.00	0.12	0.00	8.30	6.84	0.41	100.96
Силикатное стекло включения	64.08	0.01	20.08	0.13	5.38	0.08	4.76	0.19	1.68	96.40
Плагиоклаз (Pl ₂₉) в даците	62.00	0.01	23.35	0.03	0.13	0.02	6.13	7.68	0.39	99.98
Силикатное стекло включения	64.73	0.01	22.78	0.04	0.99	4.57	1.58	0.00	1.81	96.93
Плагиоклаз (Pl ₁₄) в даците	61.05	0.01	24.36	0.00	0.18	0.02	6.87	6.83	0.50	99.82
Силикатное стекло включения	79.86	0.34	11.15	0.04	0.79	0.12	0.79	1.16	3.89	98.14
Ортопироксен в андезите	53.10	0.03	0.31	1.22	21.78	22.78	0.41	0.00	0.00	99.95
Силикатное стекло однофазового включения включения	75.73	0.16	12.47	0.03	5.45	0.13	0.70	2.2	5.33	99.25

Примечание: FeO⁺ - все железо в форме FeO.

Таблица 4

Химический состав (мас.%) изученных пород и их стекол основной массы

п о р о д а	с о д е р ж а н и е к о м п о н е н т о в , м а с с . %													
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Mn	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п.	сумма
В л к а н Г о р е л ы й														
Андезито-базальт современной постройки	54.46	1.19	17.71	1.44	5.46	0.15	5.44	7.30	3.41	1.50	0.57	0.37	0.61	99.61
Стекло основной массы породы	59.41	2.48	10.46	-	13.22	0.29	1.88	4.35	1.45	3.39	-	-	-	97.43
Стекло основной массы породы	58.57	2.62	13.75	-	10.25	0.23	1.44	4.62	3.54	3.71	-	-	-	98.73
Андезито-базальт современной постройки	54.20	1.08	16.50	2.62	5.87	0.16	5.23	7.55	3.66	1.87	0.44	-	0.56	99.73
Стекло основной массы породы	63.82	2.29	13.53	-	8.14	0.01	1.22	3.60	3.17	3.60	-	-	-	99.38
Стекло основной массы породы	63.52	2.79	12.93	-	7.57	0.01	1.00	3.21	1.88	3.43	-	-	-	96.26
Стекло основной массы породы	61.39	2.39	13.62	-	9.01	0.02	1.02	2.39	3.95	4.26	-	-	-	98.03
Андезито-базальт современной постройки	54.82	1.08	16.29	3.20	5.21	0.15	4.82	7.20	3.60	2.10	0.40	-	0.63	99.50
Стекло основной массы породы	58.92	1.91	13.77	-	9.92	0.00	2.76	5.36	2.07	3.76	-	-	-	98.48
Стекло основной массы породы	58.99	1.95	13.79	-	9.47	0.00	2.64	5.23	1.84	3.84	-	-	-	98.24
Андезит современной постройки	57.57	1.31	16.43	3.54	5.06	0.14	2.87	6.39	3.41	2.40	0.52	-	-	99.84
Стекло основной массы породы	56.86	1.89	11.56	-	9.02	0.00	2.68	5.22	1.67	3.17	-	-	-	92.07
Андезит современной постройки	56.51	1.36	16.05	3.03	5.81	0.15	3.00	6.18	3.65	2.56	0.63	0.08	0.56	99.57
Стекло основной массы породы	63.75	1.60	14.04	-	8.62	0.00	1.60	3.92	1.78	5.28	-	-	-	100.60
Андезит современной постройки	56.87	1.34	16.57	1.40	6.49	0.16	3.43	7.41	3.49	2.46	0.60	-	-	100.32
Стекло основной массы породы	60.89	1.54	13.87	-	8.45	0.00	1.45	3.81	2.57	5.05	-	-	-	97.71
Андезит древней постройки	61.88	0.97	16.80	1.37	3.69	0.14	1.92	4.10	4.42	2.63	0.41	0.16	0.67	99.84
Стекло основной массы породы	74.15	0.47	13.17	-	1.49	0.00	0.02	0.72	2.84	5.92	-	-	-	98.79
Стекло основной массы породы	74.86	0.35	10.66	-	1.12	0.00	0.00	0.10	2.02	6.28	-	-	-	95.20
Андезит древней постройки	62.58	0.86	16.53	2.74	2.55	0.12	1.72	4.96	4.52	2.31	0.26	0.07	0.57	99.77
Стекло основной массы породы	67.62	0.01	20.13	-	0.90	0.00	0.04	3.04	2.89	5.21	-	-	-	99.84
Стекло основной массы породы	70.33	0.63	14.71	-	1.49	0.00	0.14	1.46	2.83	4.59	-	-	-	96.15

Таблица 4(окончание)

Дацит	67.44	0.70	16.23	2.33	1.05	0.15	0.67	1.87	5.42	3.31	0.12	0.08	0.23	99.60
Стекло основной массы породы	72.06	0.56	12.39	-	1.08	0.00	0.12	0.69	5.37	5.08	-	-	-	97.31
Дацит	63.88	0.76	16.45	1.90	2.56	0.11	1.44	4.78	4.70	2.61	0.23	0.09	0.37	99.88
Стекло основной массы породы	72.36	0.59	14.00	-	0.72	0.12	0.00	1.16	3.59	3.98	-	-	-	96.40
В у л к а н М у т н о в с к и й														
Андезит	59.00	0.57	16.28	5.70	1.81	0.13	2.77	6.70	3.37	1.82	0.20	1.41	0.00	99.76
Стекло основной массы породы	60.65	0.43	20.01	-	2.83	0.27	3.06	6.04	1.65	1.53	-	-	-	97.55
Стекло основной массы породы	60.82	0.62	16.05	-	5.71	0.24	3.61	5.56	0.46	1.65	-	-	-	95.76
Андезито-дацит	64.98	0.56	16.14	10.72	1.58	0.12	1.61	4.48	4.00	1.97	0.18	0.34	0.35	99.82
Стекло основной массы породы	72.42	0.14	11.01	-	0.49	0.00	0.02	0.90	2.50	5.83	-	-	-	96.36

Примечание: Прочерк - элемент не определялся.

Содержание SiO_2 в силикатном стекле включений в плагиоклазах дацитов вулкана Горелый изменяются в пределах 70-76 масс. %, тогда как в плагиоклазах дацитов вулкана Мутновский встречаются включения с содержанием SiO_2 в стекле от 65 до 80 масс. %.

Кроме SiO_2 для силикатных стекол всех изученных включений в плагиоклазах отмечаются более высокие, чем в минерале-хозяине, содержание TiO_2 , FeO , MgO , K_2O , но более низкие концентрации Al_2O_3 , CaO , и Na_2O . При этом отчетливо видно более высокое содержание TiO_2 , FeO и MgO в стекле включений в плагиоклазах пород вулкана Горелый по сравнению с породами вулкана Мутновский (табл.3, 4). Для вулкана Горелый характерно также более высокое содержание этих компонентов в стекле включений в плагиоклазах из андезитодацитов и андезитов современной постройки по сравнению с андезитами древней постройки. Содержание Al_2O_3 в стекле включений в плагиоклазе чаще всего на 10 масс. % ниже, чем в минерале-хозяине и на несколько процентов меньше чем в валовом составе пород.

Содержание CaO в стекле включений в плагиоклазе обычно на 5-6 масс. % ниже, чем в минерале-хозяине, но иногда эта разница достигает 8-9 масс. %. Концентрация Na_2O в стекле включений нередко в 2-3 раза ниже, чем в плагиоклазе. Однако надо учесть опыты по изучению силикатных стекол с известным содержанием Na , которые показали, что в процессе микрозондового анализа часть натрия (до 65 % в зависимости от содержания в стекле воды) может теряться в результате испарения вместе с водой и другими летучими компонентами. За счет потерь при анализе сумма компонентов для большинства изученных стекол включений оказалось меньше 100 % при дефиците от 2-3%, иногда до 5-6 %.

Силикатные стекла основной массы пород изучены преимущественно для вулкана Горелый, по содержанию отмеченных выше компонентов имеют некоторые особенности отличающие их от стекол расплавных включений. В частности в стекле основной массы пород Al_2O_3 , CaO и MgO содержится в заметно меньших концентрациях, чем в валовом составе пород. Особенно низкое количество CaO и MgO свойственно стеклу основной массы андезитов и дацитов древней по-

стройки вулкана Горелый, а также андезито-дацитов вулкана Мутновский. Близкие содержания СаО и MgO в стекле основной массы и валовом составе пород установлены по двум анализам для андезитов вулкана Мутновский. Заметно более высокое содержание TiO_2 и FeO по сравнению с валовым составом пород характерно для стекол основной массы андезито-базальтов и андезитов современной постройки вулкана Горелый. Вместе с тем в стекле андезитов и дацитов древней постройки этого вулкана, а также андезито-дацитов вулкана Мутновский эти компоненты находятся в заметно меньшем количестве, чем в валовом составе пород. Содержание Na в стекле основной массы в большинстве образцов ниже и лишь изредка выше, чем в валовом составе пород (табл. 4). Постоянно наблюдается более высокие концентрации калия (иногда в 2 и более раза) в стекле основной массы по сравнению с валовым составом пород.

Обсуждение результатов исследований

Изучением вкрапленников плагиоклаза устанавливается довольно сложная история их кристаллизации в расплаве. Выделяется, по крайней мере, две генерации плагиоклазов в породах обоих вулканов – ранняя и более поздняя, различающиеся по форме, размерам, составу и температурам образования. Соответственно выделяются и две генерации расплавных включений – ранняя и поздняя. Последняя генерация обычно проявляется как вторичная по отношению к ядерным частям ранних кристаллов. Эти кристаллы нередко резорбированы. Все эти признаки указывают на определенный разрыв во времени формирования кристаллов плагиоклаза разной основности, что связано с изменением химизма расплава РТ - условий их кристаллизации. Как известно по ряду работ [8] содержание анортитовой составляющей в плагиоклазах находится в прямой зависимости от концентрации кальция и воды в расплаве. Это позволяет предполагать, что в процессе кристаллизации вкрапленников плагиоклазов происходило обеднение расплавов этими компонентами, причем, вариации составов как основных, так и более кислых плагиоклазов в образцах пород указывают на неравновесные системы в целом. Определение разными методами температур

кристаллизации вкрапленников позволяет утверждать, что в процессе роста кристаллов происходило понижение температур расплава, что также сказывалось на составе плагиоклазов.

Для кристаллов плагиоклаза чаще характерен нормальный тип зональности – ядерные части отличаются более основным составом по сравнению с периферическими зонами. Однако в андезито-базальтах вулкана Горелый встречаются кристаллы с обратной зональностью. Это явление согласно некоторым представлениям объясняют возможность смешения расплавов разного состава. Другой причиной, вызывающей появление кристаллов с обратной зональностью может быть обогащение расплава в процессе его эволюции существенно калиевым щелочным флюидом, что могло способствовать повышению активности кальция. О насыщенности расплава калием может косвенно свидетельствовать высокое содержание этого компонента в стекле основной массы породы.

Полученные аналитические данные о составе газовой фазы (CO , CO_2 , H_2O) закапсулированной в плагиоклазах из пород разного состава вулканов Горелый и Мутновский позволили выявить определенные различия в составе флюидов принимающих участие в формирование пород этих вулканоструктур (табл.2). Так установлено, что кристаллизация умеренно кислых пород вулкана Мутновский происходила из расплавов со сравнительно небольшим содержанием летучих компонентов. Поэтому признаку они близки к базальтам древней постройки этого же вулкана [12]. В целом же проведенные расчеты показали, что все пород вулкана Мутновский имеют близкую величину $f\text{O}_2$, находящуюся в интервале между WM и TM (рис.3).

Флюидные включения из плагиоклазов андезитов и андезитодацитов вулкана Горелый отличаются от включений из плагиоклазов аналогичных пород вулкана Мутновский более высоким содержанием H_2O , H_2 , CO , но более низкой концентрацией CO_2 . Кроме того, для них характерно более высокое содержание F, Cl. Значение $f\text{O}_2$ андезитов и дацитов вулкана Горелый колеблется в широких пределах, но немного ниже, чем для пород такой же кремнекислотности вулкана Мутновский. Расчеты показали, что формирование андезито-базальтов вулка-

на Горелый так же происходило в более восстановительных условиях по сравнению с породами такого же состава вулкана Мутновский.

Обзор табличных данных показал, что помимо различий флюидного режима кристаллизация вкрапленников плагиоклаза из базальтоидов вулкана Горелый и Мутновский, осуществлялась в разных температурных интервалах. Более высокая температура начала формирования монокристаллов характерна для минералов вулкана Мутновский (1360-1260°C и соответственно 1183-1124°C). Тогда как, температуры кристаллизации плагиоклазов из андезитов-дацитов и дацитов обоих вулканоструктур близки.

Представляют интерес данные, полученные при микронзондовом анализе стекол расплавных включений в плагиоклазах и стекол основной массы пород. Как видно из материалов табл. 3, силикатные стекла расплавных включений существенно отличаются как от состава содержащего их минерала, так и от валового состава пород. Для всех изученных включений в плагиоклазах отмечается более высокое содержание SiO_2 по сравнению с минералом-хозяином и валовым составом пород. Однако, в одних случаях эта разница составляет 1-2 масс. %, в других превышает 10 масс. %. В плагиоклазах андезитов-базальтов при преобладающем количестве включений с содержанием в силикатном стекле около 57,5 масс. % нередко являются включения, содержащие SiO_2 67 масс. %. В даците преобладающими являются включения, содержащие SiO_2 70-76 масс. %, но установлены и включения с концентрацией этого компонента около 65 масс. %. Резко различаются между собой по содержанию SiO_2 стекла включений в плагиоклазах андезитов древней и современной постройки вулкана Горелый – 67-71 масс. % во включениях в плагиоклазах пород древней постройки и не более 59 масс. % во включениях в плагиоклазе пород современной постройки. Это ниже, чем в большинстве включений в плагиоклазах андезитов-базальтов. В плагиоклазе андезитов вулкана Мутновский обнаружены включения с содержанием SiO_2 около 64 и около 80 масс. %.

Близки по содержанию SiO_2 стекло двухфазового расплавного включения в ортопироксене (70 масс. %) и некоторых включений в

плаггиоклазе в образце андезитов древней постройки вулкана Горелый. Из материалов табл. 3, видно, что помимо SiO_2 силикатные стекла включений обогащены другими компонентами, не участвующими в строении кристаллов плаггиоклаза (TiO_2 , FeO , MgO , K_2O). Большинство из этих компонентов (кроме K_2O) образуют в плаггиоклазе минеральные и комбинированные включения, а также участвуют в составе более поздние, чем плаггиоклазы вкрапленники в породе. В тоже время силикатное стекло включений в плаггиоклазах всех пород характеризуется низким по сравнению с минералом-хозяином содержанием тех компонентов, которые участвуют в строении его кристаллов (Al_2O_3 , CaO , Na_2O). В силикатном стекле двухфазовых включений в оливине и пироксене, в составе которых не участвуют Al_2O_3 или CaO обнаружены высокие концентрации этих компонентов, но низкие содержания или даже отсутствие FeO и MgO .

На основании приведенных выше материалов трудно допустить, что в расплавных включениях консервируются микропорции тех же по составу расплавов, из которых кристаллизовались вкрапленники плаггиоклазов и других минералов. Ясно, что при формировании вкрапленников расплав должен быть обогащен входящими в их состав компонентами. Для формирования наиболее распространенного среди вкрапленников плаггиоклаза необходимо насыщение расплава кроме SiO_2 такими компонентами, как Al_2O_3 , CaO , Na_2O .

Схему изменения состава расплава в зоне формирования каждого вкрапленника можно представить в следующем виде. По мере его роста расплав обедняется теми компонентами, которые участвуют в строении данного минерала и относительно обогащается другими соединениями, излишними для его формирования. Эти соединения как бы отталкиваются растущими гранями кристалла и накапливаются перед фронтом кристаллизации. Образуется «остаточный» расплав, который и консервируется на гранях растущего кристалла в виде двухфазовых, минеральных и комбинированных расплавных включений. Таким образом, в нашем случае силикатные стекла включений отражают не полный состав исходных расплавов, а только его «остаточную» часть после формирования вкрапленников. При этом не все

элементы этого «остаточного» расплава концентрируются в стеклах включений. Например, за счет фосфора образуется апатит, широко распространенный в минеральных и комбинированных включениях в плагиоклазе. В остаточных расплавах накапливаются и летучие компоненты, образующие газовые пузырьки во включениях, по общему объему которых можно качественно весьма приближенно определить степень флюидонасыщенности расплавов. В частности, по особенностям комбинированных и двухфазовых поздних включений можно предполагать о накоплении газовой составляющей в расплаве к концу процесса формирования вкрапленников.

Заключение

Особенности морфологии вкрапленников плагиоклаза в породах вулканов Горелый и Мутновский, наличие в кристаллах зон резорбции и изменение их состава во времени позволяют сделать заключение о прерывистом характере их формирования в неравновесных условиях. Прерывистость процессов роста кристаллов подтверждается выявлением в них двух разновозрастных групп комбинированных, минеральных и двухфазовых включений, различающихся по форме, размерам и фазовому составу. Рост вкрапленников происходил в условиях изменения температурного режима, более высокого при кристаллизации ядерных частей кристаллов и более низкого при формировании их краевых зон. Установлены различия температур кристаллизации вкрапленников в породах разного состава, причем, вкрапленникам из базальтоидов вулкана Мутновский свойственны более высокие температуры образования по сравнению с вулканом Горелый. Отмечаются также более высокие температуры начала кристаллизации вкрапленников плагиоклазов по сравнению с пироксенами.

Принимая во внимания некоторые особенности химического состава вулканитов и плагиоклаза, а также данные газовой хроматографии можно предполагать, что кристаллизация пород вулкана Горелый в отличие от аналогичных пород вулкана Мутновский осуществлялось в условиях низкой активности кислорода, но при более высокой роли в расплаве фтора хлора и калия.

Полученные микрозондовым анализом составы силикатных стекол расплавных включений существенно отличаются от составов пород и минералов-хозяев. Во включениях консервируется не исходный, а «остаточный» расплав, образующейся в зоне формирования вкрапленников. В процессе их роста происходит обеднение исходного расплава теми компонентами, за счет которых они образуются и наоборот, обогащение соединениями, не входящими в состав кристаллов. Подобные «излишние» соединения и консервируются на гранях растущих кристаллов в виде микровключений. Таким образом, силикатные стекла этих включений отражают только состав определенной части расплавов и их изучение не может дать полного представления о составе формирующего породу в целом исходного расплава.

1. *Вакин Е.А., Леонов В.А., Овсянников А.А.* Мутновский геотермальный район. // Сб. Активные вулканы и геотермальные системы Камчатки; Путеводитель научных экскурсий. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 164-197.

2. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. // М. Недра, 1989. 204 С.

3. Действующие вулканы Камчатки. // Т.2., М. Наука, 1991, 915 С.

4. *Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А.* Программное средство расчета химических равновесий минимизацией термодинамических потенциалов: Краткая инструкция к программному продукту «Селектор-С» выпуска 1997 г - Иркутск, 1997. 105 С.

5. *Кирсанов И.Т.* Вулкан Горелый, его геологическое строение, последние извержения, состав продуктов. // Сб. Вулканическая деятельность ее механизм, связь с геодинамикой, прогноз извержений и землетрясений. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 32-43.

6. *Мартынов Ю.А., Чащин А.А.* Породообразующие минералы основных эффузивов Мутновского геотермального района. // Сб. Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток, ДВО РАН. 1989. С. 112-123.

7. *Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Чащин А.А.* Геохимическая типизация базальтоидов Мутновского вулканического поля. // Тихоокеан. Геология, 1995, № 5. С. 72-83.

8. *Наумов В.Б., Коваленко В.И., Бабанский А.Д. и др.* Генезис андезитов по данным изучения расплавных включений в минералах. // Петрология, 1997, № 6. С. 654-665.

9. *Селянгин О.Б., Пономарева В.В.* Строение и развитие Гореловского вулканического центра. // Вулканология и сейсмология. 1999, № 2. С. 3-23.
10. *Селянгин О.Б.* Новое о вулкане Мутновский: строение, развитие, прогноз. // Вулканология и сейсмология. 1993. №1. С 17-35.
11. *Хетчиков Л.Н., Чащин А.А., Пахомова В.А., Одариченко Э.Г.* Вкрапленники плагиоклаза в базальтах вулканов Горелый и Мутновский (юг Камчатки) и условия их образования по данным изучения расплавных включений // X Междунар. конф. по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС. 2001 С.111-140.
12. *Чащин А.А., Хетчиков Л.Н., Иванов В.В., Рассказов С.В. Цурикова Л.С. Коновалова Н.П.* Флюидный режим формирования магматических пород и Au-Ag оруденения Вилючинской вулкано-тектонической структуры (Южная Камчатка) // Рудные месторождения континентальных окраин. Выпуск 2 Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 341-366
13. *Kudo A., Weill D.F.* An igneous plagioclase thermometer. // *Contribs. Mineral and Petrol.* 1970, vol.25, № 1, P. 52-65.
14. *Lindsley D.* Pyroxene thermometry. // *Amer. Miner.*, 1983. Vol. 68, № 5-6. P. 477-493.

ВКЛЮЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ (?) РАСПЛАВОВ В МИНЕРАЛАХ АЗОВСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

А.А. Кульчицкая, В.С. Мельников

Азовское цирконий-редкоземельное месторождение представляет собой шток крупнозернистых щелочно-полевошпатовых сиенитов и сиенит-пегматитов с циркониевой и бритолитовой минерализацией среди мелко-среднезернистых безрудных сиенитов и граносиенитов Южно-Кальчицкого массива [8,10]. Породы штока характеризуются богатым минеральным составом: фаялит, геденбергит, феррогастингсит, аннит, анортотлаз-микрпертит, альбит, кварц, магнетит, циркон, апатит, бритолит, флюорит, редкоземельные карбонаты, кальцит, сидерит и др.

Два типа пород слагают шток: в центральной части находятся лейкократовые биотитовые сиениты, внешнюю зону слагают меланократовые (такситовые) сиениты, преимущественно амфиболовые. Лейкократовые и меланократовые сиениты отличаются составом щелочного полевого шпата, содержанием кварца и флюорита, составом аксессуарных минералов [6]. Такситовая структура сиенитов вызвана чередованием участков (шлиров), контрастных по соотношению щелочного полевого шпата и темноцветных высокожелезистых минералов. В полевошпатовых участках такситов фемические минералы почти отсутствуют, в темно окрашенных они занимают до половины объема породы. Богатое оруденение сосредоточено в сиенитах такситовых вблизи контакта с лейкократовыми. Рудные минералы равномерно распределены между контрастными участками такситов. Нередко циркон и бритолит образуют почти мономинеральные выделения (линзы, шлиры, слои) кумулятивного характера. Наблюдается некоторая пространственная разобщенность цирконовой и бритолитовой минерализации.

Геолого-петрографические наблюдения позволили поначалу счи-

тать породы Азовского месторождения метасоматическими образованиями [8]. Последующее изучение включений в минералах сиенитов привело к выводу о магматогенной природе штока [6,10].

В цирконе были обнаружены включения - отрицательные кристаллы размером до 50 мкм, заполненные изотропным веществом, часто с газовым пузырьком [1]. Первичность включений не вызывает сомнений, как и то, что в момент захвата цирконом содержимое включений представляло собой гомогенную жидкую фазу. Высокая температура гомогенизации включений - от 900 до 1250°C, прямо указывала на существование магматического расплава и магматический генезис рудных минералов - циркона и сингенетического ему бритолита. Кроме того, неодинаковый состав законсервированного стекловатого вещества в разных включениях позволяет предполагать ликвацию магмы на три обособленные фазы: существенно солевую (фосфатную), щелочно-силикатную (Na-Al-Si) и железисто-силикатную (K-Fe-Al-Si).

Крупные кристаллы анортоклаз-микрпертита избилуют включениями закристаллизованного расплава, но только немногие из них имеют форму, согласующуюся с симметрией полевого шпата. Поскольку мы имеем дело с анортоклаз-микрпертитом, кристаллизованным сначала как гомогенный Na-K-шпат, а затем (ниже 700°C) распадавшийся на две фазы, то пертитовая структура внесла свои коррективы в формирование облика включений. Отрицательные кристаллы в анортоклазе сохранились только в том случае, когда кристаллизация содержимого включений несколько опаздывала относительно образования пертитов. В противоположном случае, образовавшиеся ламели альбита, общие для минерала-хозяина и включения, затушевывали истинные границы последнего. Следовательно, формой отрицательного кристалла обладают включения сравнительно низкотемпературного расплава.

Одно из таких включений, уникальное по своим размерам, наглядно демонстрирует процессы дифференциации в остаточном расплаве (рис. 1), как раз на контакте между лейкократовыми и меланократовыми сиенитами. Включение характеризуется зональным строением: полиминеральное ядро оконтурено слабоконтрастной полевош-

патовой оболочкой (на рисунке она незаметна), повторяющей контуры ядра. Соотношение ядра и анортоклазовой оболочки 2:1. Ядро тоже неоднородное. В альбитовую матрицу заключены минеральные фазы, состав которых изменяется вдоль включения. В торце включения доминируют лейсты зеленого слюдоподобного минерала, которые ближе к середине сменяются изометрическими чешуйками слюды бесцветной. Магнетит сменяется гетитом, его количество возрастает. В центре появляется флюорит в виде специфических меандровых кристаллов.

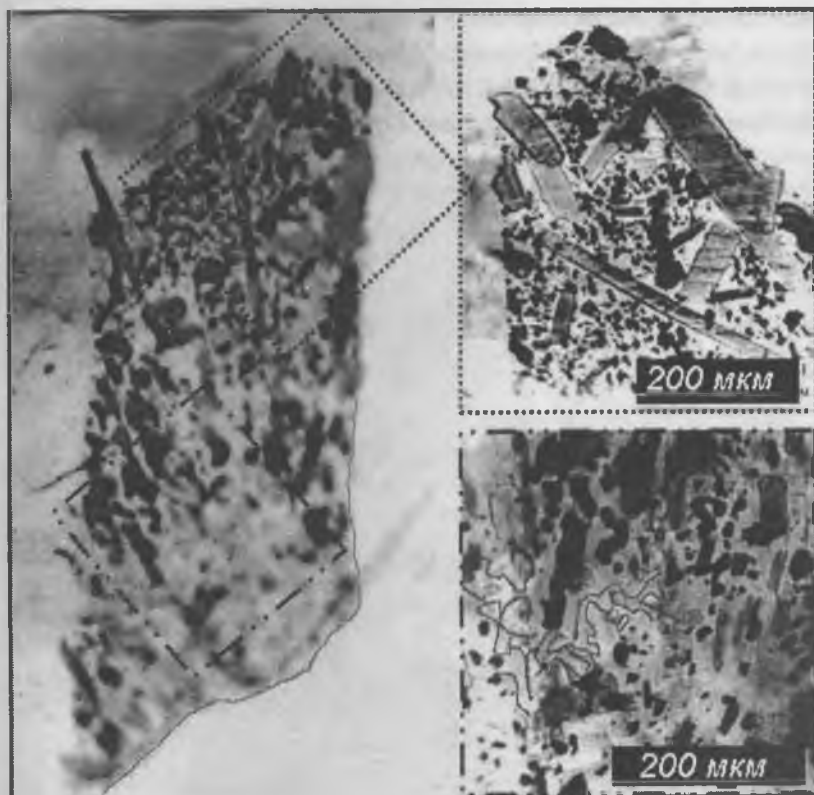


Рис. 1 Половинка большого включения ($2 \times 0,6 \times 0,010$ мм) в анортоклазе с четко проявленной неоднородностью состава закристаллизованного расплава.

Несколько иную форму и состав имеют включения в лейкократовых сиенитах. В анортоклаз-микрпертите кроме изометрических многогранников распространены включения лейстовидной формы - протяженные узкие и очень плоские полости, заполненные закристаллизованным расплавом (рис. 2). В зависимости от времени раскристаллизации содержимого, включения бывают с четкими (рис.3) и «размытыми» (рис.4) границами. В некоторых включениях просматривается слабо различимая кайма анортоклаз-пертита, указывающая на почти вдвое большие размеры включения по сравнению с четко оконтуренным ядром. В альбитовой матрице ядра доминируют оксиды и гидроксиды железа (рис. 3). Зеленая слюда почти не встречается, более обычны чешуйки мусковита и бледно-зеленые спутано волокнистые агрегаты. К последним приурочены микронные выделения флюорита.

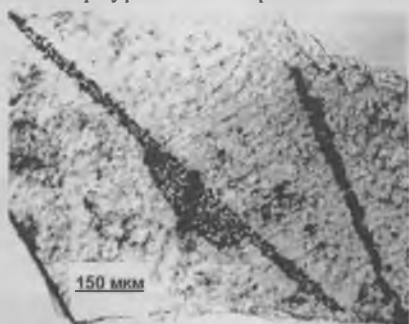


Рис. 2 Лейстовидная форма включений в анортоклаз-микрпертите лейкократовых сиенитов.



Рис. 3 Включение в анортоклазе: гетит, лепидокрокит (черные) и чешуйки алюминиевой слюды (светлые) в альбитовой матрице. Расплав включения закристаллизовался после формирования пертитовой структуры.

Отдельные включения содержат многогранники сидерита, выделяющиеся на фоне других, практически двухмерных, минеральных фаз. Во включениях с четко оконтуренным ядром минеральные фазы распределены более-менее равномерно. Во включениях с нечеткими границами проявилась дифференциация содержимого, что выразилось в последовательной смене одних минералов другими вдоль лейстовидных полостей (рис.4) или параллельном расположении контрастных по составу включений. Это можно рассматривать как следствие расслоения законсервированного щелочно-силикатного расплава на отдельные жидкие фазы. Обычно это Na-Al-Si-Fe-расплав (альбит+магнетит или гематит), Na-Al-Si-Ca-F-расплав (альбит+флюорит), K-Al-Si-расплав (алюминиевая слюда или гидрослюда). Железосодержащий силикатный расплав претерпел дальнейшее расслоение – на собственно железистую и щелочно-силикатную фазы, о чем свидетельствует цепочка магнетитовых зерен в альбитовой матрице, как следствие раскристаллизации эмульсионных выделений железистого расплава в силикатном. Подобное расслоение наблюдается для фторсодержащего силикатного расплава.



Рис. 4. Включение в анортоклазе: агрегаты гидрослюда и дисперсного флюорита сменяются по длине включения цепочкой зерен магнетита в матрице альбита. Расплав включения закристаллизовался до формирования пертитовой структуры.

Включения в анортоклазе меланократовых сиенитов имеют такую же морфологию, но отличаются составом. Щелочной полевой шпат приобретает зеленоватый оттенок от большого количества лейст зеленых минералов, расположенных субпараллельно, согласно структурным элементам минерала-хозяина и без видимой связи с таковыми.

Оптические характеристики зеленых лейст весьма разнообразны: положительное и отрицательное удлинение, прямое и косое погасание, очень низкие и средние цвета интерференции. В одном случае совершенная спайность, в другом проявлена слабо. Фазовая граница с минералом-хозяином то ровная, то бахромчатая, то с оперением из флюоритовых зерен. Линии на рентгеннограммах соответствуют чаще всего железистой слюде, иногда щелочным амфиболам – катофориту, арфведсониту, рибекиту, в единичном случае стильпномелану. Некоторые лейсты-включения имеют более сложный состав – дополняются или прерываются сегментами флюорит-альбитового состава (рис.5). Взаимоотношение альбитовой и флюоритовой фазы свидетельствует об их разобщении еще в расплаве. Описаны включения [7] с «эмульсионными» выделениями флюорита в альбитовой матрице.



Рис. 5. Лейста зеленой слюды в анортотоклазе дополняется сегментом флюорит-альбитового состава.

Все сводится к тому, что зеленые иголки в анортоклазе могут представлять собой включения закристаллизованного остаточного железисто-силикатного расплава. Возможно среди них есть протогенетические включения амфибола или слюды, но большая их часть относится к разряду сингенетических. С этой точки зрения включения с альбит-флюоритовыми сегментами следует рассматривать, как включения гетерогенного захвата, со случайными капельками галоидно-силикатного расплава. Последний, в свою очередь, разделится на собственно галоидный расплав и щелочно-силикатный, что в настоящий момент наблюдается как цепочка полукруглых зерен флюорита в альбитовой матрице. Зеленые иголки представляют собой только ядро включений. Хотя внешняя анортоклазовая оболочка видна в редких случаях, на ее наличие указывают бахромчатые границы ядра и ряд других признаков.



Рис. 6 Лейста зеленой слюды в анортоклазе прерывается сегментом кальцит-альбитового состава.

Этим не кончается разнообразие включений в анортоклаз-микропертите меланократовых сиенитов. Некоторые из лейст содержат сегменты не альбит-флюоритового, а альбит-кальцитового состава (рис. 6). Таким образом, помимо фосфатной и галоидной (фторидной), зафиксирована третья солевая фаза, отделившаяся от силикатного расплава, - карбонатная. Обнаружены также включения двух железисто-силикатных расплавов. Если описанные выше лейстовидные включения слюды представляют остаточный K-Na-Fe-Al-Si-расплав, то сингенетические им включения магнетит-альбитового состава с довольно выдержанным соотношением фаз (рис.7) - гомогенный Na-Fe-Al-Si-расплав. И те и другие по всем критериям относятся к первичным. В первом приближении расплавы отличаются по содержанию

окисного железа. Очевидно, имело место обособление капель железисто-силикатного расплава по мере достижения предела концентрации Fe^{3+} , тогда как Fe^{2+} без ограничений накапливалось в остаточном расплаве. Капли с Fe^{3+} закристаллизовались после распада полевого шпата.

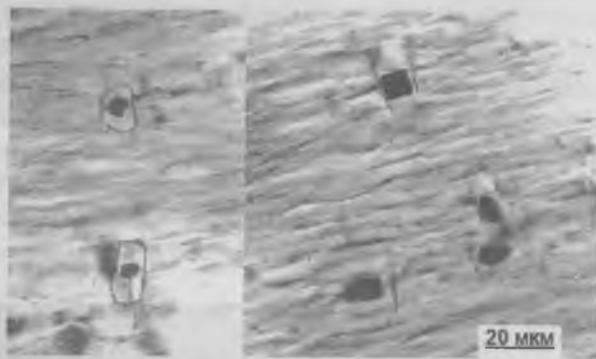


Рис. 7. Отрицательные кристаллы в анортоклазе с альбитом и магнетитом – следствие преобразования капель гомогенного железисто-силикатного расплава.

Это были не единственные капли в расплаве. Интенсивное отделение капель галоидного (флюорит) и галоидно-силикатного (альбит с флюоритом) состава фиксируется в обоих типах сиенитов от начала до конца кристаллизации. Эти капли затвердевали при более высоких значениях температуры, до распада полевого шпата. В итоге кристаллизации галоидно-силикатных капель получились тонкие квадратные пластинки альбита, с впрессованными в них «червячками» флюорита и чешуйками аннита по углам. Пластинки повернуты согласно пертитовым вроскам в анортоклаз-пертите. Включения силикатно-фосфатного расплава каплеобразной формы зафиксированы в анортоклазе из рудных участков. Продукт затвердения капель - изотропная фаза. Преобразование капель завершается формированием кристаллика циркона в нижней части капли и апатита в верхней.

Форма включений в анортоклаз-пертите, распределение минеральных фаз внутри включений позволяют сделать один вывод: образованные минеральные фазы - это следствие кристаллизация жидкой

субстанции, несмотря на то, что по разным причинам гомогенизация включений не достигнута. Нигде не отмечено существование газообразной фазы, то есть сжатие охлаждающейся жидкой субстанции было ничтожным. Среда минералообразования не отличалась однородностью. Обнаружены включения существенно галоидного состава, галоидно-щелочно-силикатного и карбонатно-щелочно-силикатного, галоидно-железисто-силикатного, силикатного с двух- и силикатного с трехвалентным железом. Эти включения отражают состав среды минералообразования только меланократовых сиенитов. Состав среды для лейкократовых сиенитов несколько отличается, так как возрастает роль алюминия, оксидов, гидроксидов и карбонатов железа.

Разнообразие состава первичных включений, не говоря уже о вторичных, свойственно флюориту, как «сквозному» минералу сиенитов. Это один из самых ранних минералов - анортоклаз, феррогастигсит, аннит часто содержат шарообразные кристаллы флюорита, как следствие кристаллизации обособившегося солевого фторидного расплава. И это один из последних минералов, образующихся в гидротермальную стадию. Для флюорита выделено [5] по крайней мере 5 типов минералообразующего флюида в зависимости от местонахождения минерала в породе.

Сложные включения гомогенного силикатно-солевого расплава (рис.8) встречаются в флюорите редко, обычно в краевых зонах зерен, середина которых напичкана включениями циркона и апатита. Газовая фаза во включениях отсутствует, она появляется только при нагревании. Значительно чаще обнаруживаются включения «сухих» хлоридных расплавов или расплавов-рассолов, сосуществовавших с силикатными расплавами [5]. Включения закристаллизованных силикатных расплавов во флюорите представлены почти мономинеральными выделениями альбита, биотита, реже амфибола. Оксид и карбонат железа при разделении силикатно-солевого расплава переходили в галоидный расплав. Таким образом мы фиксируем уже четвертую солевую фазу, обособившуюся от силикатной -хлоридную. Такие включения характерны для флюорита из меланократовых сиенитов. В этих же породах обнаружены зерна флюорита с включениями каплеобразной формы,

состав которых близок бритолилу. Из каждой капли как бы выпадает кристаллик циркона. Зафиксировано очень много случаев влияния флюорита на морфологию содержащихся в нем включений циркона, так что или это следствие одновременной кристаллизации флюорита и циркона, или циркон образовался из изолированного в флюорите расплава. Признаки сингенетической кристаллизации отмечены для флюорита и апатита.



Рис. 8. Включения закристаллизованного гомогенного силикатно-галогенидного расплава в флюорите. NaCl (50-60%), силикатное стекло (40-30%), оксид железа и шарик сидерита.

В лейкократовых сиенитах есть участки, где флюорит становится породообразующим минералом. Здесь он кристаллизовался из пересыщенных NaCl гомогенных водных растворов, содержащих до 35% CaCl₂. Самые поздние генерации флюорита образовались из слабосоленых водных растворов хлоридов Na и Ca. Температура гомогенизации безводных солевых расплавов несколько превышает 800°, растворов-расплавов – не ниже 450°, водных растворов 120°C.

Солевые расплавы NaCl, как первичные одиночные включения, обнаружены в некоторых зернах кварца, тогда как густая сеть трещин в этом минерале залечена пересыщенными NaCl водными растворами с температурой гомогенизации не ниже 400°C. Другие зерна кварца содержат только CO₂-флюид, плотность которого достигает 0,8-0,9 г/см³. Состав включений в кварце еще более изменчив, чем во флюорите, учитывая весьма ограниченное распространение кварца.

Результаты изучения включений минералообразующих сред по-

казывают, что по химическому составу наблюдается полная согласованность, учитывая процессы ликвационной и кристаллизационной дифференциации расплава, состава включений в минералах лейкократовых и меланократовых разновидностей от начала до конца кристаллизации сиенитов. Постоянно прослеживается расслоение расплава на солевую и силикатную составляющие. Последняя в свою очередь разделяется на сильножелезистую и щелочную, железистая – на богатую Fe^{2+} и обогащенную Fe^{3+} . Химическое сродство включений лишний раз подчеркивает генетическое единство разновидностей сиенитов и их минералов. В общих чертах изменение состава включений согласуется с поведением богатых фтором силикатных расплавов.

Противоречия наблюдаются между температурными параметрами, полученными по включениям, и минералогическими, петрографическими, геологическими признаками условий кристаллизации минералов. Во-первых, не обнаружены зоны закалки вмещающих пород, которые неизбежны при такой высокой температуре магмы. Во-вторых, включения стекла, как признак быстро остывающей магмы, не согласуются с крупнозернистой структурой породы. Следует отметить, что стекловатые и аморфные продукты нередки в сиенитах помимо включений в цирконе. В-третьих, состав полевого шпата (~63% Ab) указывает на гипертельмические условия его кристаллизации и температуру не выше 720-630°C [7]. Есть и другие несоответствия. Так, весьма необычен состав реликтового расплава в первичных включениях в анортоклазе. Судя по продуктам раскристаллизации, в нем много железа, а летучие компоненты (F, H₂O и CO₂) полностью связаны в минералах. Гематит, гетит, лепидокрокит, сидерит больше подходят к продуктам раскристаллизации гелей кремнезема, чем силикатных расплавов. Включения со свойствами силикагеля обнаружены в кварце. Гелевой природе вполне соответствуют также стекловатые и аморфные продукты в трещинах и в интерстициях минералов.

Если ограничиться исследованием включений только в цирконе и флюорите, это приводит нас к выводу о магматогенной природе Азовского штока. Изучение включений в анортоклаз-микрпертит - главном пороодообразующем минерале сиенитов, позволяет усомниться в

сделанном выводе.

Большое число ликвирующих фаз и непостоянство их состава указывают на более сложный процесс, чем ликвация в галоидно-силикатной системе. Расслоение на микроуровне не ограничивается обособлением солевого расплава от силикатного. Среди солевых дериватов имеются представители фторидного, хлоридного, карбонатного и фосфатного расплава, а разнообразие силикатных дериватов не поддается классификации. Выявленная дифференциация расплава на уровне включений проявилась на более высоких уровнях. По сути каждый минерал представляет собой изолированную геохимическую систему, что отразилось на составе эпигенетических пленок в трещинах соседних минералов. На макроуровне дифференциация расплава привела к формированию такситовой структуры сиенитов и еще выше — к образованию двух типов сиенитов и связанной с ними зональностью Азовского штока.

С магматической природой не согласуются некоторые физические свойства расплава. Выше мы уже отмечали отсутствие признаков сжатия флюида при охлаждении, чего следует ожидать при значительных перепадах температуры. Особенно следует отметить высокую вязкость расплава. Изменчивый состав включений в анортоклазе даже в пределах поля зрения микроскопа указывает на необычно вязкую среду, сродни полужидкому телу, тогда как наличие воды и фтора должно понижать вязкость силикатного расплава. Не находит объяснения с точки зрения магматической кристаллизации пространственная разобщенность бритолитовой и цирконовой минерализации.

Для каждого из несоответствий можно найти приемлемое объяснение, используя те или иные известные факты. Так, закалка могла быть ликвидирована перекристаллизацией. Изменение агрегатного состояния содержимого включений может быть результатом перемещения уже закристаллизованной породы или части ее (кристаллов) в зоны магматической камеры с более высокой температурой. Как гипотетический пример это может быть обрушение кровли в кристаллизующийся расплав или сползание кумулята по крутым склонам краевой зоны на дно магматической камеры. Достаточно значительным

может быть изменение мелких кристаллов конвективными потоками в магме. Следы интенсивного механического воздействия на уже закристаллизованный (но не консолидированный) материал мы видим на примере расколотых или одноглавых кристаллов циркона, «зацементированных» в матрице анортклаза.

Наложенное температурное воздействие могло быть причиной значительной трансформации ранних включений (растрескивание, вторичное расслоение, перекристаллизация). Развитие внутриинтрузивного дайкового комплекса связано с внедрением горячего расплава в частично застывшие породы. Время воздействия на расплавное включение могло быть достаточным для его гомогенизации, но недостаточным для раскристаллизации. Кстати, температура 1250°C получена для циркона, расположенного вблизи контакта с дайкой мощностью около 30 м. Формирование стекловатой фазы включений могло быть вызвано также следующими причинами: а) присутствием в фосфатном материале радиоактивных элементов (Th, U) – основной фактор метамиктности некоторых бритоцитов, ортита и др.; б) гидратацией водосодержащим флюидом фосфата Ca и TR с образованием «стекловатого» рабдофанита.

Недостатком всех этих предположений является весьма ограниченная область их применения. То, что подходит для одного случая, неприемлемо для другого. Кроме того, любые гипотезы, базирующиеся на локальном повышении температуры или скачкообразном ее понижении, для большого магматического очага выглядят неубедительными. Особенно, принимая во внимание пегматоидную структуру пород. Чего нельзя сказать относительно давления.

А была ли вообще высокая температура? Во-первых, температура гомогенизации включений в цирконе и флюорите могла быть завышенной из-за утечки водорода в процессе нагревания или даже раньше, если давление флюида создавалось водородом. На миграцию этого флюидного компонента через минерал экспериментальное вето не наложено. Если учесть, что породы Азовского штока формировались в восстановительных условиях и по соотношению $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ приближаются к минимуму среди себе подобных, то такая гипотеза впол-

не правомерна. Дефицит кислорода в остаточном расплаве, как следствие восстановительной обстановки, также мог быть причиной стеклования остаточных продуктов. Во-вторых, гомогенизировать можно все, лишь бы выдержал минерал-хозяин. На данный момент можно только утверждать, что это включения первичные и содержимое включений, от циркона до анортотклаза, на момент захвата представляло собой жидкую (или субжидкую) субстанцию. Не вызывает сомнений факт последовательной дифференциация этой субстанции.

Следует отметить, что породы Азовского штока являются не единственными на Украинском щите, где отмечено несоответствие между температурными параметрами, замеренными по включениям, и косвенными указателями условий формирования пород. Высокотемпературные включения расплавленного золота (Майское золоторудное месторождение) и пирротина (редкометальное месторождение «Надия») [2] не согласуются с фациальной позицией вмещающих пород. Температура в 1200°C , полученная по включениям в апатите севитов Черниговского карбонатитового комплекса [4], превышает рассчитанную по минеральным парагенезисам. Отмечены аномалии для золоторудных месторождений Сергеевское и Балка Золотая [9]. Все это объекты спорного генезиса и именно благодаря термобарогеохимическим исследованиям чаша весов для некоторых из них склонилась в сторону магматического происхождения. Число таких объектов все больше расширяется, и не только на Украинском щите. Формальный подход к данным термобарогеохимии позволяет классифицировать их как магматические, что все чаще вступает в противоречие с общей геологической обстановкой размещения пород.

Возможно жидкое состояние материнского вещества обусловлено не столько влиянием температуры, сколько влиянием давления? Или разжижающим действием (опять же под давлением) восстановительных газов, особенно со свойствами сильных кислот? Водород и сильные кислоты, например HCl , HF , H_2SO_4 – не редкость среди вулканических газов. Их действие сродни гидратации породы, сопровождается повышением температуры и может привести к образованию настоящих расплавов или же ограничиться формированием *in situ* флюидонасыщенных пластичных масс. Все определяет соотношение внешнего

литостатического и внутреннего флюидного давления. Следующее за этим перераспределение минерального вещества соответственно новым РТХ-параметрам аналогично кристаллизационной дифференциации. А резкое снижение давления флюида - обычное явление для нестабильной тектонической обстановки, отразится на кристаллизации минералов таким же образом, как быстрое снижение температуры. Предложенная модель - это по сути возврат к метасоматозу, вследствие которого происходит частичное или полное расплавление минерального субстрата.

Все перечисленные объекты Украинского щита являются высокобарическими образованиями. На большое давление указывают геологические признаки, минералогические барометры, большое отношение $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ и высокая плотность газов во включениях. Оценка давления по газовым включениям дает значения не ниже 100-200, а для некоторых объектов 800-900 МПа. Показательно, что в алмазах кимберлитов, расчетное давление формирования которых еще больше, также известны включения силикатных минералов, форма которых соответствует симметрии алмаза [3]. Распределение давления было весьма неравномерным, что особенно проявилось на Азовском месторождении. Это можно проследить по включениям CO_2 -флюида в редких зернах кварца, это фиксируется вариациями $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$. На фоне стойкого $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} > 1$ выделяются участки, часто рудоносные, с $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} \leq 1$ за счет обогащения водосодержащими минералами. Именно флуктуации давления при сравнительно невысокой температуре могли быть фактором, содействующим транспортировке и аккумуляции рудных минералов, дифференциации разжиженного минерального вещества.

Восстановительное и разжижающее действие газов подразумевает присутствие в их составе водорода, или как независимого компонента глубинных флюидов, или как продукта взаимодействия последних с твердыми породами. На присутствие водорода в сиенитах Азовского штока указывают косвенные признаки: очень низкое отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, поздняя кристаллизация магнетита, повышенное содержание фаялита и образование редчайшего феросалита. Водород - специфический газ, проникаемость минералов относительно водорода почти не вызывает сомнений и напрасный труд искать его во включениях. Од-

нако такие включения возможно существуют. По крайней мере в минералах многих объектов Украинского щита, среди них и Азовское месторождение, обнаружены необычные газовые включения, которые заслуживают на отдельное сообщение.

1. *Возняк Д.К., Кульчицкая А.А., Мельников В.С и др.* К условиям образования Азовского цирконий-редкоземельного месторождения (по флюидным включениям в цирконе рудной зоны) // Геологія і магматизм докембріу Українського щита. Київ. – 2000. – С.140-142.

2. *Возняк Д.К., Павлишин В.І.* Високотермобаричні потоки рідкого CO₂ та їх роль у мінералоутворенні (на прикладі Українського щита) // Минерал. журн. 2001. т.23, № 4. С. 12-18.

3. *Квасница В.Н., Вишневский А.А., Возняк Д.К и др.* Ассоциация пироп-гроссулар-уваровитового граната и оливина в алмазе // Минерал. журн. 1992. т.14, №2. С. 80-88.

4. *Кульчицкая А.А., Возняк Д.К.* Оценка РТ-условий карбонатитообразования Черниговского комплекса (Приазовье) // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов (по включениям в минералах). Тезисы докладов VII Всесоюзного совещания. (Львов, 1985 г). С. 155-157.

5. *Кульчицкая Г., Мельников В.* Генетичні типи флюориту в Азовському родовищі // Мінералогічний збірник. 2002. № 52, вип.1. С. 61-67.

6. *Мельников В.С., Возняк Д.К., Гречановская Е.Е. и др.* Азовское цирконий-редкоземельное месторождение: минералогические и генетические особенности // Минерал. журн. 2000. т.22, №1. С.42-61.

7. *Мельников В.С., Кульчицкая Г.О., Кривдік С.Г., Стрекозов С.М.* Склад породоутворювальних мінералів гіперсольвусних сієнітів – індикатор ступеня кристалізаційної диференціації // Минерал. журн. 2001. т.23, №4. С. 19-33.

8. *Стрекозов С.Н., Васильченко В.В., Гурский Д.С. и др.* Геологическое строение и характер оруденения Азовского месторождения // Мінер. ресурси України. 1998. №3. С.6-9.

9. *Яценко Н.Я., Кульчицкая А.А.* Расплавные включения в минералах пикрит-флюидизитов Сергеевского золоторудного месторождения (Украинский щит) // Материалы XI Международной конференции по термобарогеохимии. 8-12 сентября 2003г. Александров: ВНИИСИМС. 2003. С.44-47.

10. *Melnikov V. S., Kulchitska A.A., Kryvdik S.G., Gurskiy D.S., Strekozov S.N.* The Azov deposit – a new type of rare-metal objects of Ukraine // Минерал. журн. 2000. т.22, № 5/6. С.39-49.

ИНТРУЗИВЫ ТАЛНАХСКОГО И НИЖНЕТАЛНАХСКОГО ТИПОВ (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН): ЧЕРТЫ СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ

*Н.А. Криволицкая, А.В. Соболев, С.Ф. Служеникин,
Н.Н. Кононкова, И.А. Рощина, И.В. Дубровская*

Введение

Вопрос о механизме выноса глобальных концентраций рудного вещества из глубин Земли и дальнейшего его концентрирования в виде гигантских месторождений является одним из ведущих в геологии на протяжении последнего десятилетия. Он рассматривался как на заседаниях Международной Ассоциации по Генезису Рудных Месторождений (IAGOD -1999.2001), Международной Минералогической Ассоциации (IMA-2000), так и более мелких совещаниях (Санкт-Петербург, 1996; Москва, 2000); этой же проблеме был посвящен специальный проект Международной программы геологической корреляции № 354 (1995-1999гг.).

Острота поставленных вопросов определяется важнейшей экономической ролью месторождений-гигантов – составляя около 5 % от общего количества всех месторождений, они обеспечивают на 80-90% мировую сырьевую базу, и, следовательно, должны лечь в основу концепции устойчивого развития цивилизации (21).

Оживленные дискуссии вызывает вопрос как о способах выделения уникальных месторождений (19, 30), так и природе порождающих их геологических процессов: аномальных или рядовых. Основное внимание при этом сконцентрировано на металлогенических построениях(25, 28, 29). Между тем известно, что в пределах выделенных структур наряду с гигантами соседствуют мелкие месторождения и просто безрудные участки земной коры. Петрологическим, геохимическим и минералогическим аспектам генезиса уделяется намного меньше внимания (12, 13, 17).

Для эндогенных месторождений в свете решения данной проблемы особое значение приобретает природа их связи с магматизмом, глубинная суть которой остается до конца нераскрытой. Основной вклад в этом направлении сделан для гранитных систем. Еще в 70-ые годы на примере валовых химических анализов пород рудоносных массивов показано, что только в сильно обогащенных рудными компонентами (W, Sn) гранитоидах возникают крупные месторождения, в противном случае образуются мелкие или отдельные рудопроявления (Наумов). Эти же идеи относительно редкометальных магм были высказаны В.И.Коваленко, было убедительно подтверждено им позже на примере редкометальных щелочных гранитов «являющихся фактически редкометальной рудой (Be, F, Rb, Y, Sn, Hf, W, Th, V, REE) (9, 10)». Образование соответствующей минерализации на ряде объектов (Забайкалье, Монголия, Центральный Французский массив, осуществлялось непосредственно из таких специфических магм и исключает « модели предпочтительного обогащения рассматриваемых пород редкими элементами более поздними послемагматическими процессами, как предполагалось ранее (2)». Аналогичная информация получена и для урановых, медно-порфировых месторождений. Вопросы рудоносности щелочных пород подробно рассматриваются на протяжении многих лет Л.Н.Когарко, еще в 1986 г. получившей данные о первичной обогащенности пород Кольского полуострова полезными компонентами (14).

Тем не менее для гидротермальных месторождений роль магматизма оценивается В.И.Коваленко (11) всего примерно в 25% от общей суммы геологических факторов – региональных структур, состава фундамента и т.д.

Логично предположить, что для типа собственно магматических месторождений, связанных с ультрабазит-базитовыми расплавами, этот показатель должен быть существенно выше, вплоть до возможности образования в природе особых рудоносных магм. Тем более, что такие примеры известны: современные высокожелезистые расплавы вулкана Эль-Лако в Чили, рудные расплавы Южной Атлантики, а

также триасовые проявления магнетитовых лав на ЮЗ Сибирской платформы (22). Правда, они не образуют месторождений, а скорее свидетельствуют о самой возможности реализации в природе специфических магм.

Норильский рудный район с уникальными на Земле платино-медно-никелевыми супергигантскими месторождениями - прекрасный объект для решения поставленных проблем. Являясь частью Сибирской трапповой провинции, он включает в себя широко распространенные разнообразные по составу и возрасту интрузивные образования. Однако вопрос о причинах рудоносности единичных массивов из всего огромного их семейства не получил окончательного решения до сих пор, несмотря на многолетние исследования в этом направлении.

Существуют фактически две полярные точки зрения на эту проблему. Первая, развиваемая на протяжении нескольких десятилетий российскими геологами, предполагает уникальность составов магм, сформировавших рудоносные интрузивы, в отличие от безрудных, подчеркивая три их главные особенности: 1) специфический петрохимический состав (повышенные концентрации MgO – до 10-12 мас.%), 2) высокие содержания летучих компонентов – особенно воды и хлора, 3) повышенные концентрации рудных элементов в расплавах – Ni, Co, Cu, ЭПГ. Многочисленные гипотезы образования медно-никелевых месторождений в этом случае образуют ряд, крайними членам которого являются представления о решающей роли в привносе и отложении металлов магматического расплава с одной стороны (16, 6) и флюидных компонентов – с другой (7,8).

Альтернативная точка зрения, активно пропагандируемая американскими исследователями в последние годы (34, 32), базируется на положении о принадлежности рудоносных массивов к единой трапповой формации и «заурядности» их составов. Образование гигантских скоплений металлов рассматривается как результат благоприятного сочетания локальных геолого-структурных факторов, и никаких специфических процессов при формировании уникальных месторождений не предполагается.

Цели и методы исследования

Более аргументировано подойти к решению данной проблемы можно, имея конкретные сведения о составах родоначальных расплавов для разного типа интрузивов, а также их флюидном режиме. Необходимость получения прямых данных побудила авторов использовать метод изучения магматических включений в породообразующих минералах, возможности которого для этих целей продемонстрированы ранее в ряде работ (24).

Впервые методы термобарогеохимии были применены при изучении норильских рудоносных интрузивов в 60-е – 70-е годы. Наиболее полная их характеристика дана Е.В.Булгаковой (3) и В.В.Ворцепневым (4), которые первыми получили температуры гомогенизации расплавных включений в пироксенах и плагиоклазах по разрезам рудоносных интрузивов. Интересны данные Е.В.Булгаковой по определению составов газов индивидуальных включений, а также постмагматических флюидных включений. Вопрос об исходных расплавах – их составах и наличии летучих компонентов в них – не ставился тогда в силу технических трудностей.

Поэтому мы сосредоточили свои исследования на первичных магматических включениях в ранней ликвидусной фазе – оливине (пикритовых и, отчасти, такситовых габбродолеритах интрузивов), состав которых должен быть максимально приближен к составу родоначального расплава.

Для типизации включений, изучения их распространенности в пределах отдельных горизонтов и, отчасти, в вертикальном разрезе интрузивных тел, проводился просмотр прозрачно-полированных пластинок.

Экспериментальные исследования. Нагрев включений производился на микротермометрической установке конструкции А.В. Соболева и А.Б.Слущкого с визуальным контролем в атмосфере чистого гелия до температур, близких к температурам гомогенизации, с последующей закалкой. Длительность выдержки образцов при $T > 1000^{\circ}\text{C}$ не превышала 5 минут. Эксперименты также были выполнены в высокотемпературной муфельной печи по той же методике, но с большей

выдержкой включения при высоких температурах (10 мин). В большинстве опытов достигнута частичная гомогенизация включений (расплав+флюид), нагрев производился до T плавления последнего минерала-узника (как правило, выше 1250°C).

Следует отметить реакционный рост фаз внутри включения, обычно представленных более магнезиальным оливином, чем минерал-хозяин, реже – ортопироксеном. В таких случаях приходилось перегревать включения до $1320\text{--}1350^{\circ}\text{C}$. Состав полученных стекол пересчитывался до равновесия с минералом-хозяином по программе «Петролог-2». Составы фаз раскristализованных включений, гомогенизированных и закаленных стекол, а также кристаллических включений определялись на рентгеновском микроанализаторе «Самеса-SX 50» (ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 30 нА для минералов, 5 нА – для стекол) Н.Н. Кононковой на кафедре минералогии геологического факультета МГУ и Camebax Microbeam в ГЕОХИ РАН. Содержания элементов-примесей, воды и фтора в расплавных включениях устанавливались методом локальной вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе Samesa ims 4F в Институте микроэлектроники и информатики РАН, г.Ярославль (аналитик С.Г. Симакин). Погрешность определений составляла не более 20 отн.% для большинства элементов.

Для изучения флюидных включений использовалась термокриокамера «Lincum» (с охлаждающим агентом в виде жидкого азота), аналитик Т.Л. Крылова, а также рамановская спектроскопия, аналитик Ж.Дебюсси (г. Нанси, Франция). Химический состав пород определялся рентгенофлуоресцентным методом И.А. Рошиной в ГЕОХИ РАН.

Краткие сведения о геологическом строении района

Норильский рудный район расположен на северо-западе Сибирской платформы Геология этого региона хорошо известна и детально описана в литературе (6, 8), поэтому здесь приводятся лишь самые краткие сведения о нем. В строении района принимают участие породы кристаллического фундамента (AR-PR₁) и платформенного чехла (PR₁-T), состоящего из 2 ярусов. На большей части современной эро-

зионной поверхности обнажаются породы чехла: платобазальты, имеющие мощность в Норильском районе до 3500 м., залегающие на мощной (11 км) толще терригенно-осадочных пород, отличительной особенностью которой является наличие в ее разрезе многочисленных прослоев ангидритов (D-C), а в верхней части - углей (тунгусская серия С₂-Р₁). В современном плане базальтовые толщи образуют мульды, разделенные более крутыми брахиантиклиналями (рис.1).

Интрузивные образования пронизывают породы чехла обоих ярусов: они залегают чаще всего в терригенно-осадочных образованиях, хотя встречаются и среди пород лавовой толщи. По составу они варьируют от пикритов до базитов различной щелочности. Недифференцированные тела габбродолеритов обычно имеют форму силлов (до 100 м мощностью) и располагаются среди базальтов и туфов, а дифференцированные интрузивы рудоносной формации характеризуются более сложной морфологией (лентовидной формой, протяженностью до 20 км, мощностью до 350 м) и локализованы, как правило, среди терригенно-осадочных отложений (рис.-разрез) Они рассматриваются большинством геологов как часть трапповой формации, хотя существуют и иные представления об их генезисе, поскольку непосредственной связи с базальтами для них не установлено.

Объекты исследования

В Норильском районе выделяются несколько рудных узлов, крупнейшими из которых являются Норильский, Талнахский и Южно-Норильский. Они приурочены к пересечению Норильско-Хараелахского разлома с одноименными мульдами. В качестве первоочередных объектов изучения были выбраны 4 массива, локализованные в пределах этих узлов и характеризующиеся разной степенью рудоносности: Хараелахский и Талнахский интрузивы с уникальными по запасам и мощности рудными телами, и Нижне-Талнахский и Зеленая Грива с убогой сульфидной минерализацией. Первые три массива сосредоточены в пределах Талнахского рудного узла, а последний - Южно-Норильском рудном узле (рис.1)..

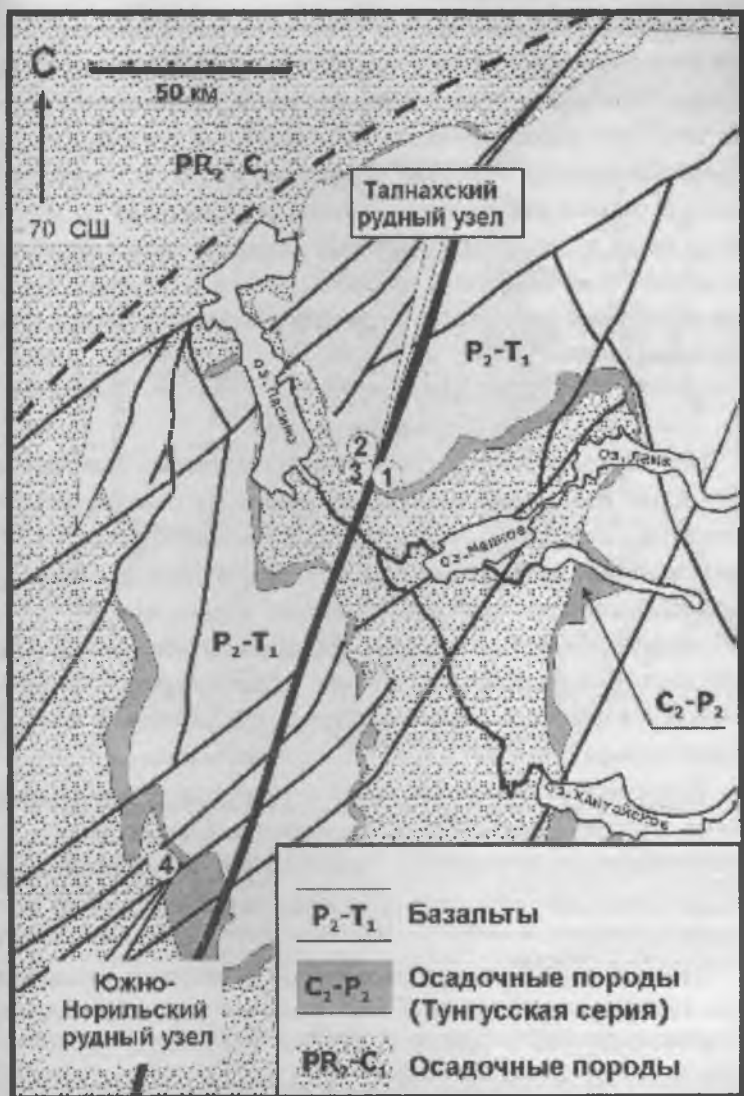


Рис. 1. Схема геологического строения Норильского района. Кругами показаны изученные интрузивы: 1 – Талнахский, 2- Хараелахский, 3 – Нижне-Талнахский, 4 – Зеленая Грива.

Безрудные массивы (Зеленая Грива и Нижне-Талнахский) относятся к одному и тому же типу – нижнеталнахскому и имеют сходное строение, отличное от рудоносных интрузивов, выделяемых в норильский тип. Принципиальные различия между ними показаны на рис.2. Рудоносные массивы отчетливо дифференцированы и в них хорошо проявлена скрытая расслоенность, вызванная вариациями состава оливина (а также плагиоклаза). Безрудные интрузивы более магнезиальные за счет повышенного содержания оливина в породах, который более равномерно распределен по разрезу и характеризуется слабыми вариациями состава.

Изученные породы

Пикриты представляют собой мелко-среднезернистые равномерно-зернистые темно-серые породы, состоящие из оливина (25-60%), плагиоклаза (20-30%) и клинопироксена и ортопироксенов (20-30%), рудные минералы занимают от 5 до 20% общего объема породы (хромит, сульфиды), также присутствуют биотит, апатит, иногда-бурая роговая обманка. Структура породы гипидиоморфнозернистая, пойкилоофитовая. В собственно пикритовых габбродолеритах количество плагиоклаза и пироксенов примерно равное, при изменении этих соотношений породы переходят в троктолиты, плагиоклазовые перидотиты и т.д. Последние разновидности пород встречаются редко, в виде отдельных шлиров, а преобладают пикритовые габбродолериты в Талнахском интрузиве. Зато в Нижне-Талнахском и Зеленогривском массивах указанные разности слагают мощные прослои в разных частях разрезов.

Породы в разной степени подвергнуты вторичным изменениям: оливин серпентинизирован, замещен боулингитом. Переход от пикритовых габбродолеритов к подстилающим их такситовым разностям – постепенный; он осуществляется через зону пикритов, насыщенную неправильной формы и жилкообразными лейкократовыми обособлениями (10-15% объема пород), количество которых увеличивается вниз по разрезу до образования такситовой разностей.

как основные пегматоиды (7). Как и пикриты, содержат промышленное сульфидное оруденение, которое является более медистым по составу по сравнению с локализованным в пикритах.

Интрузивы нижнеталнахского типа отличаются несколько повышенной калиевоcтью и магниальностью (рис.3).

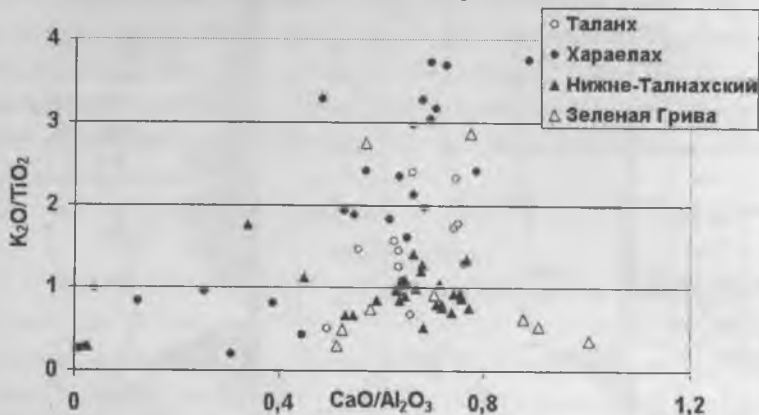


Рис. 3. Диаграмма $K_2O/TiO_2 - Al_2O_3$ для пород разных массивов

О л и в и н

Оливин образует в породах всех изученных массивов зерна трех типов. Первый из них представлен субидиоморфными довольно крупными кристаллами, средний размер которых составляет 0,5 - 0,8 мм (редко до 1,5-1,8 мм). Зональность отсутствует. Замещается серпентином, боулингитом иногда полностью, а иногда с сохранением нетронутыми ядерных частей зерен. Содержит единичные, крупные включения, преимущественно расплавленного типа. Второй тип зерен – мелкие, округлые или слегка вытянутые (0,2 - 0,4 мм). Изменены значительно меньше, чем крупные зерна. Содержат хотя и более мелкие, но гораздо в большем количестве магматические включения различных типов. Третий тип оливина представлен мелкими – 0,02-0,3 мм – гранулированными зернами. Хотя по размеру они перекрываются с предыдущим типом зерен, их всегда легко можно отличить: чаще всего гранулированные зерна оливина образуют скопления в виде изометричных или правильной формы участков в несколько сантиметров, причем все зерна содержат в центральной части многочисленные магматические

включения, преимущественно газовые или расплавные с большим количеством рудного вещества. Изучение включений выполнено в зернах первых двух типов..

Состав оливина. Оливины изученных массивов имеют как черты определенного сходства, так и существенные различия (рис. 2). По магнезиальности оливины безрудных массивов очень близки, среднее содержание Fo колеблется в них в небольших пределах – 78-80 мол.% (в то время как в рудоносных массивах его концентрация меняется весьма существенно – от Fo₅₃ до Fo₈₂). Однако они резко различаются между собой по содержаниям кальция и редких элементов: оливины массива Зеленая Грива содержат около 0,3 мас.% CaO, в то время как Нижне-Талнахские приближаются по этому параметру к Талнахским и характеризуются в среднем 0,14 мас.% CaO.; концентрации REE и других элементов намного ниже в оливинах массива Зеленая Грива, чем в Талнахских и Нижне-Талнахских (рис.4). В свою очередь оливины рудоносных массивов имеют более железистый состав (особенно из пикритовых габбродолеритов - 78 мол% Fo в среднем) и для них характерны более высокие содержания никеля, коррелирующие с магнезиальностью минерала.

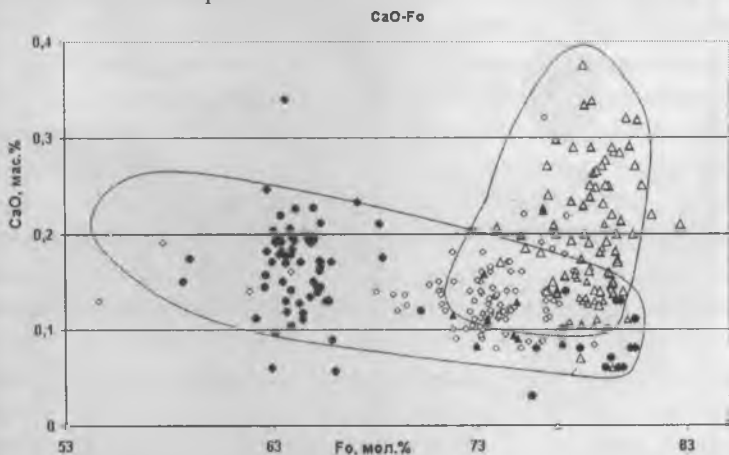


Рис. 4. Диаграмма CaO-Fo для оливинов разных массивов.

Условные обозначения: кружками показаны составы оливинов рудоносных интрузивов (залитыми – Хараелакского, полыми – Талнахского), треугольниками – безрудных (залитыми – Нижне-Талнахского, полыми – Зеленогривского).

Магматические включения

Общая характеристика.

В оливинах обнаружены следующие типы магматических включений (рис.5): 1) кристаллические (плагиноклаз, альбит, ортопироксен, хромшпинелиды, апатит), до 60 мкм; 2) расплавные: а) стекловатые (стекло+газ), < 25 мкм; б) раскристаллизованные – частично (стекло+газ+твердая фаза= ортопироксен, амфибол, ильменит, апатит, сульфиды) и полностью (газ+твердые фазы), до 110 мкм;; 3) флюидные, до 40 мкм. и 4) комбинированные (твердая фаза + расплав или флюид), до 80 мкм.

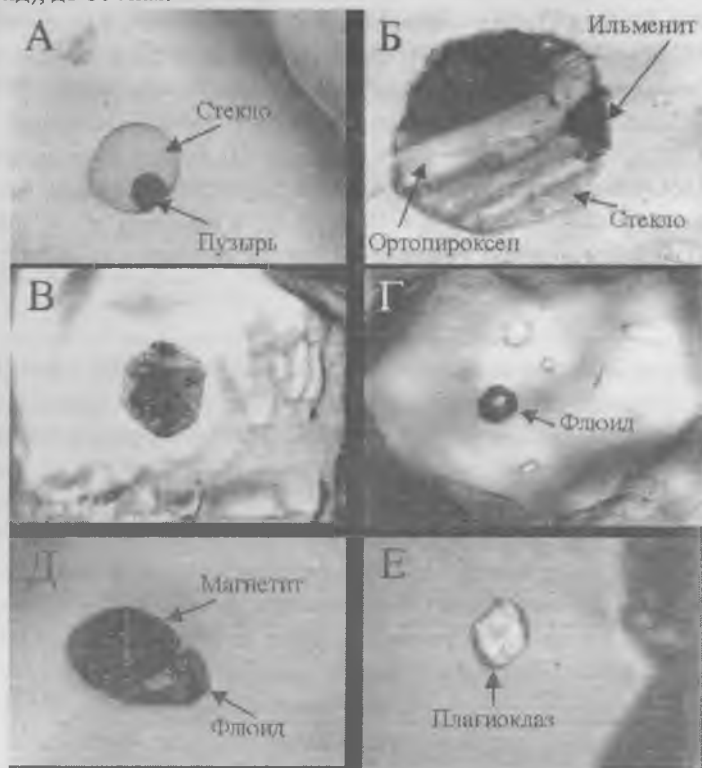


Рис. 5. Микрофотографии разных типов магматических включений в оливинах: А – стекловатое, Б – частично раскристаллизованное, В – полностью раскристаллизованное, Г – флюидное, Д – комбинированное, Е – кристаллическое. Горизонтальная рамка каждого снимка – 80 мкм.

Кристаллические включения очень типичны для оливина. Их размер и морфология сильно варьируют, причем последний параметр сильно зависит от первого: мелкие включения (первые микроны - до 10-12 мкм) имеют оплавленные грани и представлены близкими к овальным зернами, в то время как крупные (более 15 мкм) характеризуются идиоморфными очертаниями. В последнем случае образуются кристаллы, характерные для каждого минерального вида - кубические для хромита и магнетита, длиннопризматические - для апатита, короткопризматические - для плагиоклаза и пироксена. Среди кристаллических включений в оливинах ранее установлены полевой шпат и клинопироксен.

Расплавные включения встречаются чаще всего (80% объема всех включений). Они различаются по размеру, что находит отражение в их строении: мелкие (средний размер 10-12 мкм) включения обычно стекловатые, а крупные (свыше 25 мкм) - раскристаллизованные.

Стекловатые включения имеют округлую, реже овальную форму и сходное строение: 80-85% занимает стекло, 10-15% - усадочная фаза - пузырь. Но такие включения относятся к единичным, в них практически всегда присутствует рудный минерал, обычно ильменит (10-15% объема включения) и значительно реже - ортопироксен в виде единичных короткопризматических и более крупных кристаллов (составляющих до 10% объема включения, до 5 мкм длиной) или нескольких мелких (по 1-3 мкм). Обычно он встречается с рудным минералом, редко является единственной дочерней фазой. В одном из включений вместе с ильменитом обнаружен апатит (2 мкм). Условно такие включения также отнесены нами к стекловатым, т. к. стекло в них занимает не менее 80% объема включения. Они располагаются в центральных частях оливиновых зерен, иногда концентрируются там по несколько одновременно. Ближе к эндоконтакту интрузива, в нижней части такситового горизонта количество и размер стекловатых включений увеличивается иногда до 35-40 мкм. Но в целом из-за мелких размеров общий их объем намного уступает раскристаллизованному.

Раскристаллизованные включения имеют овальную в

плане формы, более крупные по размеру (>30 мкм) часто приближаются по морфологии к отрицательному кристаллу оливина. Они состоят либо полностью из кристаллических фаз, либо в них присутствует стекло, содержание которого варьирует от 5 до 20 % объема всего включения. Чаще встречаются *полностью раскристаллизованные* включения, состоящие из кристаллических фаз и газа (рассеянного среди минералов-узников, либо обособленного в виде газового пузырька). В них частично дочерние кристаллы как бы прорастают в оливин-хозяин за счет частичной кристаллизации оливина на внутренних стенках включения. В виде минералов-узников в них установлены такие минералы как ортопироксен, ильменит, пирротин, халькопирит; амфибол, слюда (флогопит); типичными являются первые два из них. Размер отдельных кристаллов зависит от размера самого включения, в самых крупных из них удлиненно призматические зерна амфиболов или пироксенов достигают в длину 80 мкм (при этом толщина их колеблется от 2 до 30 мкм). Раскристаллизованные включения обладают крупно- или мелкозернистой структурой, в более крупных из них (40-50 мкм) иногда наблюдается зональное строение: центральная часть имеет более крупнозернистое строение, а периферическая – около 5 мкм мощностью – мелкозернистое. Нередко включения подвергаются вторичным изменениям совместно с породой – целиком или частично, по трещинкам. *Частично раскристаллизованные* включения встречаются реже и содержат вышеназванные дочерние минералы и немного стекла (рис 5 Б).

Флюидные включения встречаются значительно реже, чем расплавные, и составляют около 1-3% от общего объема всех включений. Как правило, их размер составляет первые микроны, значительно реже попадаются крупные газовые включения до 40 мкм диаметром. По морфологии мелкие и крупные включения этого типа отличаются мало – они либо обладают формой отрицательных кристаллов оливина, либо правильных сферических образований. Они располагаются чаще всего в виде одиночных включений в центре оливина, более мелкие – в ассоциации с расплавными и (или) кристаллическими включениями. В крупных включениях при больших увеличениях на внутренней их по-

верхности видны кристаллические фазы, определенные с помощью рамановской спектроскопии как магнезит и органический углерод.

Комбинированные включения попадают достаточно часто и представляют собой либо сростки кристаллов, реже – кристалла и газа (рис.5 Д), либо кристалла и стекла. Последний случай наиболее типичен и обычно наблюдается образование расплавленного включения вокруг твердой фазы, чаще всего представленной оксидом (хромит, магнетит, ильменит), занимающим до 80% объема комбинированного включения. Иногда наблюдаются капли расплава (содержащего рудный компонент), прилипшие к кристаллам апатита.

Следует подчеркнуть, что несмотря на общее сходство описанных включений, существует разница в соотношении выделенных типов в различных интрузивах. В Талнахском и Нижне-Талнахском интрузивах при доминирующей роли расплавленных включений, встречается большое количество кристаллических фаз в оливинах – особенно плагиоклаза, при этом в Талнахском интрузиве гораздо чаще, чем в других встречаются стекловатые включения и хромшпинелиды, пироксены. Оливины массива Зеленая Грива характеризуется тем, что кристаллические включения в нем редки, а преобладают крупные раскристаллизованные включения.

Состав включений

Из кристаллических включений проанализированы плагиоклазы, оксиды и ортопироксен

Среди *оксидов* преобладает хроммагнетит (табл.1), отличительной особенностью которого является высокое содержание титана в нем (до 6.77 мас.%). На этом основании все проанализированные хромиты, обнаруженные в виде кристаллических включений в оливинах, можно отнести к титанохромитам. Интересно, что по составам они близки к таковым бушвельдского комплекса, превосходя их по концентрации Ti. В качестве примесей все проанализированные зерна содержат ванадий, марганец и цинк. Хромшпинелиды из Нижне-Талнахского интрузива характеризуются высокими концентрациями ванадия (до 2.76 мас.%).

Плагиоклазы характеризуются очень выдержанным составом и относятся к битовниту.

Таблица 1

Представительные составы включений хромшпинелидов в оливинах норильских интрузивов

Талнахский интрузив											
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр. (зонд)	1a	1a	1a	2a	2a	4-2a	4-2a	3_2	3_1a	3_1b	6_1b
№ обр	4051В в/18	4051ВВ /18	4051ВВ /18	4051ВВ /18	4051ВВ /18	4051ВВ /18	4051ВВ /18	4051ВВ /18	4051ВВ /18	4051ВВ /18	4051ВВ /18
№ зерна	1	2	3		5	6	7	8	9	10	11
MgO	14,07	3,29	3,15	2,80	3,03	2,19	2,44	3,27	3,23	2,97	2,74
Al ₂ O ₃	8,72	3,75	3,45	4,40	6,50	3,58	5,02	2,60	6,36	6,60	4,61
SiO ₂	0,32	0,43	0,52	0,58	0,55	0,51	2,86	0,55	0,50	0,33	0,49
Cr ₂ O ₃	45,48	16,24	15,14	15,78	21,41	12,78	16,63	10,64	20,57	22,14	16,77
TiO ₂	4,51	5,24	5,74	7,93	5,88	8,16	5,24	22,30	6,17	5,61	7,23
FeO	26,79	68,82	69,16	64,77	59,44	70,21	65,14	58,87	59,88	60,41	64,37
MnO	0,20	0,37	0,31	0,51	0,44	0,33	0,33	0,42	0,40	0,37	0,31
V ₂ O ₃	0,24	0,88	0,82	0,83	0,74	0,73	0,77	0,51	0,83	0,87	0,70
NiO	0,33	0,01	0,14	0,13	0,07	0,12	0,10	0,00	0,06	0,00	0,22
ZnO	0,09	0,06	0,05	0,17	0,30	0,30	0,24	0,05	0,07	0,11	0,07
Сумма	100,7 4	99,09	98,47	97,91	98,37	98,89	98,75	99,19	98,07	99,39	97,51
Fo	76,09	76,09	76,09	73,63	73,63	70,66	70,66	73,22	74,40	73,23	74,06

Таблица 1 (окончание)

Нижне-Талнахский интрузив									Интрузив "Зеленая грива"			
№ п/п	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
№ обр. (зонд)	in Ol	in Ol	?	in Ol_2+L	in Ol	in Ol	Cr+дыра	?	1 зерно+L	1 зерно- квадр	1 зерно в ол	Cr+L
№ обр	ТГ31/ 827d	ТГ31/ 827d	ТГ31/ 827d	ТГ31/ 827d	ТГ31/ 827,3	ТГ31/ 825	ТГ31/ 825	ТГ31- 827,3с	Ф233- 343,6	Ф233- 343,6	Ф233- 343,6	4051вв- 18
№ зерна									12	13	19	23
MgO	3,70	2,94	3,01	3,27	2,98	3,05	2,88	2,73	2,22	5,32	2,99	3,32
Al ₂ O ₃	11,23	6,75	7,94	9,64	5,61	7,15	5,10	4,43	3,55	3,88	5,61	8,97
SiO ₂	0,26	0,50	0,50	0,50	0,56	0,56	0,58	0,54	0,42	0,49	0,70	0,33
Cr ₂ O ₃	11,81	9,08	9,46	12,18	8,79	7,85	6,32	4,84	25,18	26,03	17,76	26,32
TiO ₂	1,91	3,73	2,54	2,05	4,12	2,59	3,33	5,04	1,02	7,14	4,31	2,65
FeO	67,36	71,58	70,88	67,47	72,24	70,68	76,79	75,08	64,41	51,74	66,00	56,38
MnO	0,31	0,34	0,36	0,31	0,34	0,35	0,35	0,28	0,48	0,52	0,44	0,42
V ₂ O ₃	2,03	2,46	2,47	1,45	2,25	0,28	2,52	2,76	0,71	0,81	0,49	0,76
NiO	0,21	0,00	0,01	0,15	0,21	0,13	0,08	0,25	0,26	0,31	0,11	0,11
ZnO	0,06	0,10	0,09	0,02	0,12	0,09	0,00	0,18	0,07	0,00	0,14	0,25
Сумма	98,85	97,49	97,25	97,02	97,21	92,72	97,95	96,11	98,31	96,23	98,53	99,49
Fo	77,81	77,81	77,71	77,44	78,39	79,20	78,98	78,33	78,82	78,61	78,37	74,40

В крупных раскристаллизованных и частично раскристаллизованных включениях наблюдается соответствие состава стекла и дочерних фаз: в присутствии флогопита, амфибола стекло из включения обогащено летучими компонентами (F, Cl) и щелочами - Na, K. Стекловатые включения, так же как и порода в целом, часто подвергаются вторичным изменениям.

Состав стекловатых включений в целом не является представительным, поскольку в них, как отмечалось выше, присутствуют фазы ильменита и ортопироксена – на это указывают чрезвычайно низкие концентрации Mg, Ti и Fe. Однако данные по некогерентным элементам и летучим компонентам позволяют дополнить картину, полученную при анализе гомогенизированных включений. Так они характеризуются еще более высокими концентрациями щелочей. В одном из включений установлено K – 7,65 и Na – 4,11 мас. %.

Летучие компоненты распределены крайне неравномерно, то встречаются практически стерильные по отношению к ним включения, то аномально обогащенные. В гомогенизированных включениях максимальное содержание Cl достигает 0,28, а S - 0,32 мас. %. В стекловатых включениях частота встречаемости значимых концентраций хлора выше. В целом устанавливается прямая корреляционная зависимость его содержания от концентрации калия – в указанном аномальном включении №23 хлор содержится в количестве 0,59 мас. % (рис.6).

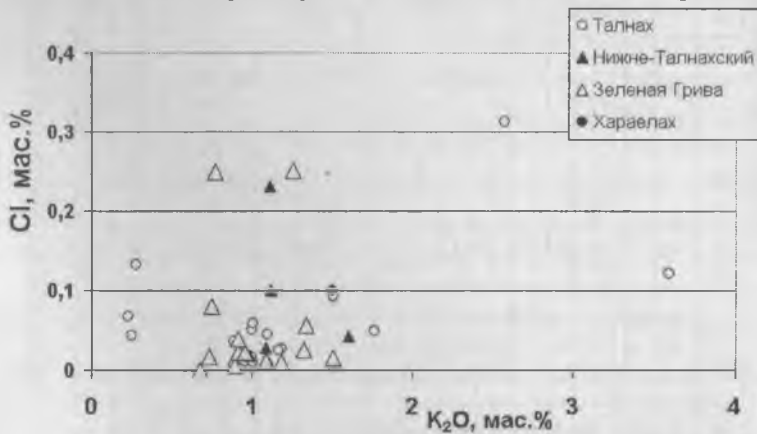


Рис. 6. Диаграмма K₂O – Cl для включений в оливинах

Стекловатые включения использовались для определения содержаний воды в расплавах, которые достигают 1,61%. Отмечена слабая корреляция H_2O с калием. Никакой корреляции содержаний серы с главными компонентами не установлено.

Экспериментально закаленные стекла были проанализированы на микрозонде и состав наиболее представительных из них приведен в таблицах.

Главные компоненты. Полученные составы гомогенизированных включений по ряду компонентов близки к породам Талнахского интрузива, а по некоторым резко отличаются от них (табл. 2). Так к сопоставимым элементам относятся Mg, Ti, Al, Fe, Mn, в то время как по высоким содержаниям SiO_2 (55-56%) и щелочей (до 5 % в сумме!), особенно натрия (до 4%), включения сильно отличаются не только от пикритов, но и остальных дифференциатов интрузива (несколько анализов пород близки по этим элементам к включениям, однако они представляют собой так называемые гибридные породы верхней части интрузива, испытавших ассимиляцию вмещающих пород и подвергшихся метасоматическим преобразованиям). Необычны и низкие концентрации CaO во включениях (2,72 % в среднем).

Поскольку установлено, что при понижении температуры происходит перераспределение Fe^{+2} и Mg между расплавом во включении и оливином-хозяином, проведено моделирование обратного хода этого процесса до равновесия с оливином-хозяином (по программе «Петролог-2»). В результате в реставрированных составах резко (в два раза – с 10 до 5%) снижается концентрация Mg, существенно увеличивается содержание Al (на 2-3%) и соответственно незначительно остальных элементов (табл. 2).

Элементы-примеси. Содержания редких элементов во включениях в оливинах резко отличаются от таковых для пород в целом. Они показывают широкий спектр вариаций концентраций для одних и тех же элементов в разных включениях. Нормализованные по отношению к примитивной мантии кривые элементов-примесей из включений разделяются на два типа: 1 – близкие по характеру к кривым, полученным по породам, но отличающимися небольшим европейским ми-

нимум (в целом при более высоких концентрациях всех элементов) и 2 – резко отличающимися от них как по характеру спектра (преобладанием легких редких земель над тяжелыми, наличием европиевого и стронциевого минимумов), так и еще более высокими общими содержаниями (15). Последнее типично для включений с высокими концентрациями щелочей, свидетельствующие о кристаллизации оливина из сильно фракционированного расплава.

Флюидные включения для изучения их состава на первом этапе были подвергнуты охлаждению в криокамере до $T = -165 - 190^{\circ}\text{C}$, причем изучались как газовые пузыри в стекловатых включениях, так и собственно газовые включения. В обоих случаях никаких видимых изменений не произошло, что свидетельствует о чрезвычайно низкой плотности образующих их флюидов. Это же было подтверждено данными рамановской спектроскопии - обнаружены только низкие концентрации CO_2 в составе флюидных включений (рис.46), другие газы (водород, азот, метан) отсутствуют.

Обсуждение результатов

Проблема родоначального расплава для интрузивов норильского комплекса является составной частью общей проблемы исходных магм трапповой формации. В последние годы образование платобазальтов рассматривается в результате сложного процесса подъема различных мантийных магм, подвергающихся дифференциации в промежуточных очагах и испытывающих контаминацию (34, 32, 27). На основании изотопно-геохимических данных выделено 3 этапа вулканизма; интрузивные образования норильского типа сопоставляются с самым поздним из них. Однако они существенно отличаются от лав этого этапа: пониженной кремнекислотностью и повышенной калиевостью (по этим параметрам они ближе к продуктам вулканизма 1 этапа), а низкие величины Ce/La и La/Sm не подтверждают существенную коровую контаминацию, типичную для вулканитов последнего этапа. (26). Таким образом, до сих пор не отвергнута возможность принадлежности данных интрузивов к самостоятельному этапу магматизма.

Таблица 2.

Состав экспериментально закаленных стекол из оливинов пикритовых и такситовых габбродолеритов

Талнахский интрузив							Хараелахский интрузив		
№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ обр.	4051вв/18	4051вв/18	4051вв/18	4051вв/18	4051вв/1.5	4051вн/ 13.05	ТГ21/1269	ТГ21/1269	ТГ21/1269
Размер, мкм	50	15	20x40	40	40	35	25	60	25
T	1300	1250	1250	1300	1280	1270	1185	1200	1260
Исходные составы гомогенизированных включений									
SiO ₂	54,98	55,54	53,63	55,10	57,72	56,03	58,68	59,52	61,42
TiO ₂	1,16	1,32	3,13	1,11	0,98	2,09	1,20	1,95	1,27
Al ₂ O ₃	11,12	11,52	13,24	11,17	17,08	10,09	13,66	14,28	11,34
FeO	12,98	13,04	11,61	12,78	8,33	17,53	8,77	8,33	9,82
MnO	0,28	0,08	0,22	0,24	0,13	0,34	0,21	0,17	0,20
MgO	10,32	11,52	6,98	10,39	8,77	8,99	8,03	6,01	5,92
CaO	3,49	2,89	2,12	3,42	3,13	1,26	4,60	3,43	4,84
Na ₂ O	4,05	1,83	4,06	4,07	4,36	3,50	3,61	4,02	2,11
K ₂ O	0,79	2,97	2,33	0,81	0,20	0,25	0,81	0,92	1,17
P ₂ O ₅	0,40		1,47	0,36			0,46	0,19	0,38
Cl	0,01	0,10	0,28	0,01	0,06	0,12	0,01	0,02	0,03
F		0,08							0,09

Таблица 2 (продолжение)

S	0,07	0,02	0,02	0,07	0,15	0,17	0,03	0,02	0,21
Сумма	99,65	100,91	99,09	99,53	101,11	100,37	100,06	98,84	98,78
Составы, рассчитанные до равновесия с оливином-хозяином									
K	1,17	1,21	1,10	1,18	1,13	1,10	1,10	1,09	1,67
SiO ₂	57,86	58,56	55,62	58,17	59,34	57,71	60,62	61,77	61,77
TiO ₂	1,36	1,59	3,45	1,31	1,11	2,30	1,32	2,12	2,12
Al ₂ O ₃	13,04	13,91	14,61	13,18	19,38	11,09	15,08	15,53	15,53
Fe ₂ O ₃	1,77	1,66	1,87	1,74	0,88	2,32	0,98	1,04	1,04
FeO	10,29	10,05	9,16	10,11	6,24	14,52	6,99	6,67	6,67
MnO	0,33	0,10	0,24	0,28	0,15	0,37	0,23	0,18	0,18
MgO	5,12	4,84	4,03	5,01	3,04	6,20	4,3	3,38	3,38
CaO	4,09	3,49	2,34	4,03	3,55	1,38	5,08	3,73	3,73
Na ₂ O	4,75	2,21	4,48	4,8	6,08	3,85	3,99	4,37	4,37
K ₂ O	0,93	3,59	2,57	0,96	0,23	0,28	0,89	1	1
P ₂ O ₅	0,47	0,00	1,62	0,42			0,51	0,21	0,21
Cl	0,01	0,12	0,31	0,01	0,07	0,13	0,01	0,02	0,05
F	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15
S	0,08	0,02	0,02	0,08	0,17	0,19	0,03	0,02	0,35
Оливин-хозяин, Fo	73,24	72,48	72,87	73,29	76,29	68,06	77,59	75,31	79,40

Таблица 2 (продолжение)

Нижне-Талнахский интрузив								Интрузив "Зеленая грива"				
№п/п	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
№ обр.	3018ВВ 19,8	ОП-4/ 1941,5	ОП-2/ 1932,6	ТГ-31- 820	ТГ-31- 839,8	ТГ-31- 820	ТГ-31- 839,8	Ф-233/ 343,6	Ф-233/ 343,6	Ф-233/ 343,6	Ф-233/ 343,6	Ф-233/343
Размер, мкм	16	25	20	17	20	25	35	45	12	30	50	30
T	1235	1260	1260	1250	1300	1270	1250	1240	1270	1240	1340	1280
Исходные составы гомогенизированных включений												
SiO ₂	54,68	56,13	58,37	61,95	58,26	57,61	58,66	49,52	57,08	50,365	50,655	49,525
TiO ₂	2,30	0,97	1,61	1,5	1,58	2,18	2,07	0,525	0,155	0,985	0,925	0,975
Al ₂ O ₃	10,88	16,41	12,69	13,62	12,92	11,94	14,87	16,735	13,2	11,98	14,145	11,785
FeO	10,20	8,57	10,77	8,64	14,51	12,97	12,4	12,255	9,81	13,62	9,355	13,715
MnO	0,17	0,04	0,15	0,07	0,21	0,25	0,2	0,225	0,24	0,215	0,145	0,165
MgO	5,89	7,3	7,75	6,82	7,56	7,57	6,84	9,36	9,655	11,395	11,105	10,665
CaO	2,22	2,63	3,52	1,91	2,12	4,25	1,27	8,95	7,315	8,99	11,025	10,295
Na ₂ O	2,77	7,52	3,13	2,88	2,69	3,32	1,53	1,545	1,9	2,315	2,255	2,175
K ₂ O	1,06	1,01	1,06	1,5	1,22	1,14	1,08	1,42	0,695	0,83	0,8	0,7
P ₂ O ₅	0,26	0,21	0,11	0,21	0,19	0,31	0,14	0,08	0,29	0,095	0,115	0,105
Cl	0,02	0,09	0,22	0,04	0,01	0,03	0,02	0,015	0,215	0,005	0,02	0,075
F		0,1613	0,09	0,06	0,15	0,19		0,0334		0,1517		0,1231
S	0,04	0,09					0,02	0,005	0,095	0,025	0	0,005
Сумма	99,78	100,96	99,47	99,2	101,42	101,76	99,1	100,63	100,64	100,82	100,55	100,19

Таблица 2 (окончание)

Составы, рассчитанные до равновесия с оливином-хозяином												
K	1,10	1,11	1,05	1,07	0,91	0,96	0,92	1,07	1,16	1,09	1,16	1,07
SiO ₂	60,38	57,54	59,62	63,94	56,00	56,18	57,37	49,83	58,73	50,83	51,8	50,07
TiO ₂	2,54	1,08	1,69	1,61	1,44	2,09	1,91	0,56	0,18	1,07	1,07	1,04
Al ₂ O ₃	12,01	18,22	13,32	14,62	11,76	11,43	13,69	17,74	14,59	12,94	16,25	12,57
Fe ₂ O ₃	1,49	1,28	1,34	1,07	1,70	1,68	1,28	1,19	0,87	1,64	0,99	1,7
FeO	9,93	6,43	9,31	7,17	13,33	11,43	12,06	10,67	8,18	11,68	7,6	11,88
MnO	0,19	0,04	0,16	0,08	0,19	0,24	0,18	0,24	0,27	0,24	0,17	0,18
MgO	6,50	2,77	6,36	4,55	9,92	8,32	9,81	7,06	5,91	8,37	5,45	8,39
CaO	2,45	2,92	3,70	2,05	1,93	4,07	1,17	9,49	8,09	9,71	12,67	10,98
Na ₂ O	3,06	8,35	3,29	3,09	2,45	3,18	1,41	1,64	2,1	2,51	2,94	2,32
K ₂ O	1,17	1,12	1,11	1,61	1,11	1,09	0,99	1,51	0,77	0,9	0,92	0,75
P ₂ O ₅	0,29	0,23	0,12	0,23	0,17	0,30	0,13	0,08	0,32	0,11	0,14	0,12
Cl	0,02	0,10	0,23	0,04	0,01	0,03	0,02	0,02	0,25	0,01	0,02	0,08
F	0,00	0,18	0,09	0,06	0,14	0,18	0,00	0,04	0,00	0,16	0,00	0,13
S	0,04	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,11	0,03	0,00	0,01
Оливин-хозяин, Fo	78,65	76,42	78,55	78,75	78,67	79,19	79,75	78,13	78,35	79,58	80,12	79,49

Примечания: T - температура получения стекла, оС; K - коэффициент пересчета для летучих компонентов при расчета составов, равновесных с оливином-хозяином, пропуск в таблице - элемент не определялся

Обычно исходный состав расплава для Талнахского и близких ему массивов рассчитывался как средневзвешенный состав пород. Наиболее достоверным представляется такая оценка, выполненная Днепровской по 29 разрезам с учетом всех дифференциатов (5).

При сопоставлении наших данных (табл. 2) с указанными выше наблюдается резкое отличие по большинству компонентов для массивов Талнахского рудного узла и близость составов расплавных включений к составам пород для интрузива Зеленая Грива. На основании чего можно заключить, что в первом случае оливины являются, по видимому, интрателлурической фазой, кристаллизовавшейся из расплава, сильно отличающегося от такового, сформировавшего основной объем интрузива – обогащенного SiO_2 , редкими элементами и Ва. Это представляется весьма вероятным, поскольку в последнее время появляется все больше свидетельств о поеме с глубины не чистых расплавов, а магм с определенной долей кристаллов. Во втором случае изученные оливины – внутрикамерные образования, поскольку составы захваченных ими включений идентичны составам пород.

Весьма существенным является вопрос о роли летучих компонентов при формировании руд. Признание существования особого режима летучих компонентов при кристаллизации рудоносных интрузивов базируется на основе ряда факторов – интенсивности вторичных преобразований пород, наличия мощных метасоматических и метаморфических ореолов вокруг массивов, данных валовых хроматографических анализов пород. При этом большинством исследователей подчеркивается ведущая роль восстановленных газов (1, 18) в составе флюидов, на основании чего Талнахский рудный узел отнесен к Н-С системам. В последнее время появились представления о доминировании этих газов только на поздних стадиях формирования массивов.

Полученные нами данные по составу флюидов свидетельствуют о резком доминировании CO_2 на этом этапе и невысоких содержаниях воды в расплаве. Существенным является тот факт, что концентрации летучих компонентов (H_2O , Cl) в расплавах из рудоносных и безрудных интрузивов близки между собой, причем максимальные содержания воды (до 1.5 мас.%) обнаружены как раз в интрузиве Зеленая Гри-

ва. Таким образом, не подтверждается наличие особого флюидного режима рудоносных интрузивов (по крайней мере, на стадии кристаллизации оливина).

Выводы

- По содержанию главных, редких и летучих компонентов (но не рудных) в расплавах, из которых кристаллизовался оливин, не обнаружено принципиальной разницы между рудоносными и безрудными массивами.
- Установлено 2 типа оливинов и расплавных включений в них – аномальные (обедненные CaO и обогащенные SiO₂ и редкими землями) и нормальные. Первые характерны для массивов Талнахского рудного узла, (Талнахского, Хараелахского, Норильск 1, Нижне-Талнахского) вторые – Южно-Норильского рудного узла (массив Зеленая Грива).
- Установленные различия интерпретируются разной историей становления массивов в разных геолого-структурных условиях: оливины массивов Талнахского рудного узла являются интрателлурической фазой и кристаллизовались из сильно фракционированного расплава в глубинных зонах земной коры в условиях открытой системы, в то время как оливины Зеленогривского массива образовались в пределах интрузивной камеры *in situ*.

1. *Аплонов В.С.* Флюидный режим и проблемы платиноносности дифференцированных интрузий основного состава //Платина России, М., Геоинформмарк, 1995, сс.102-106.

2. *Беус А.А. и др.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962, 196с.

3. *Булгакова Е.Н.* Физико-химические условия образования норильских дифференцированных трапповых интрузий //Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, Ин-т земной коры, 1971, сс.36-37.

4. *Ворцетнев В.В.* Температура, давление и геохимические условия образования Талнахского медно-никелевого месторождения. Автореф. на соиск...канд.г.-м.н. М., МГУ. 1978.

5. *Днепровская М.Б., Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Количественная модель формирования расслоенности Талнахского интрузива. //ние моделей

рудообразующих систем. Новосибирск, Наука, 1987, сс.96-106.

6. Дюжигов О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского рудного района. М., Недра, 1988.

7. Золотухин В.В. Основные пегматоиды норильских рудоносных интрузивов и проблемы рудной минерализации норильского типа. Труды ИГиГ СО АН, Новосибирск, Наука, 1997.

8. Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М., Наука, 1989.

9. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206с.

10. Коваленко В.И., Царева Г.М., Хервиг Р.Л., Ярмолюк В.В. Элементы-примеси и вода в расплавных включениях (магмах) редкометалльных щелочных гранитов. ДАН, 1992, т.326, № 2, с.349-353.

11. Коваленко В.И., Бахтеев Р.Х., Ярмолюк В.В., Чижова И.А. Количественная оценка связи эндогенного оруденения с магматизмом (на примере Монголии). Геол. Рудн. Местор., 1993, т.35, №2, с.161-176.

12. Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Антипин В.С., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б. Необычная ассоциация литий-фтористых гранитоидов Соктуйского массива (Восточное Забайкалье): возраст и источники магм. ДАН, 2000, т.372, № 4, с. 536-540.

13. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских апатитовых и редкометалльных месторождений Кольского полуострова (Россия). Геология рудн. месторожд., 1999, № 5, с.387-403.

14. Когарко Л.Н., Романчев Б.П. Геохимические критерии рудоносности щелочных магм. Геохимия, 1986, № 10, с.1423-1430.

15. Криволуцкая Н.А., Соболев А.В. магматические включения в оливинах норильских интрузивов (северо-запад Сибирской платформы) как источник информации об исходных расплавах // ДАН, 2001, т.381, № 3, сс.393-398.

16. Лихачев А.П. Об условиях кристаллизации трапповых магм в северо-западной части Сибирской платформы. // Зап. Всес. Мин. Об-ва, 1977, № 5, сс.594-606.

17. Маракушев А.А., Панеях Н.А., Русинов В.Л., Перцев Н.Н., Зотов И.А. Петрологические модели формирования рудных месторождений-гигантов. Геология рудн. Местор., 1988, т.40, № 3, с.236-255

18. Неручев С.С., Прасолов Э.М. Флюидно-геохимическая модель платиноидных месторождений, связанных с трапповым магматизмом // Платина России, М., Геоинформмарк, 1995, сс.94-101.

19. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. 1988, М., Не-

дра. 255 с.

20. *Расс И.Т.* Геохимические особенности карбонатитов – индикатор состава, эволюции и дифференциации мантийных магм. *Геохимия*, № 2, 1998, с. 137-146.

21. *Рундквист Д.В., Кравченко С.М.* Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере. *Геология рудн. М-ий*, 1996, т.38, № 3, с.298-303.

22. *Рябов В.В., Павлов А.Л.* Магнетитовая лава в траппах Сибирской платформы. *ДАН СССР*, 1991, т. 319, № 5, с.1193-1197.

23. *Рябчиков И.Д.* Глобальные потоки рудных металлов в глубинных процессах. *Геология рудн. Местор.*, 1997, т.39, № 5, с.403-408.

24. *Соболев А.В.* Происхождение и эволюция магнезиальных мантийных магм. Автореф. дис.док. г.-мин.н. М., 1997, 47с.

25. *Brown M.A.N., Jolly R.J.H., Coward M.P.* The origin and development of nickel sulphide bearing “trough structures” at Kambalda, western Australia. *Mineral Deposits: Processes to Processing*, Stanley et al (eds), 1999, Balkema, Rotterdam, Vol.2, pp. 1383-1386.

26. *Fedorenko V.A.* Evolution of magmatism as reflected in the volcanic sequence of the Noril'sk region // *Ontario Geological Survey Special*, 1994, Volume 5, pp.171-183.

27. *Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al.* Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental flood basalts // *Lithos*, 1995, v.34, pp.61-88.

28. *Kutina J.* The role of transregional mantle-rooted structural discontinuities in the concentration of metals, with examples from the United States, Uzbekistan, Burma and other countries. *Global Tect. and Metall.*, Vol. 7, № 3&4, 2001, p. 159-182.

29. *Kutina J.* The role of Upper Mantle Structure in Metallogeny. . *Global Tect. and Metall.*, Vol.3, № 16 1985 зю 14-16.

30. *Laznicka P.* Giant Ore Deposits: A Quantitative Approach. *Global Tect. and Metall.*, Vol.2, № 1&2, 1983, p.41-63

31. *Rundkvist D.V., Kravchenko S.M.* The role geological time in the genesis of giant mineral deposits. *Global Tect. and Metall.*, Vol. 7, № 7&8, 2001, p.195-201.

32. *Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J. et al.* Remobilisation of the Continental Lithosphere by a Mantle Plume: Major- and Trace-Element, Sr-, Nd- and Pb-Isotope Evidence from Picritic and Tholeiitic Lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1993, vol. 114, pp. 171-188.

33. *Lu Guxian, Yin Jicai.* Effects of Tectonic Force on Hydrostatic Pressure

During Petrogenesis and Metallogenesis. *Geotectonica et Metallogenia*, Vol. 19, № 2-3, SUM. 11, 1995, p.39-47..

34. *Naldrett A.J.* A model for the Ni-Cu-PGE Ores of the Noril'sk Region and Its Application to Other Areas of Flood Basalts // *Econ.Geol.*, 1992, vol 87, pp.1945-1962.

35. *Pushkarev Y.D.* The nature of super-large ore deposits: A conception of crust-mantle interaction within the mantle. . *Mineral Deposits: Processes to Processing*, Stanley et al (eds), 1999, Balkema, Rotterdam, Vol.2, pp. 1345-1348.

АБИОГЕННЫЕ УГЛИ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Ф.Я. Корытов, Д.М. Воинков

Анализ данных по условиям локализации месторождений угля и горючих сланцев более 200 бассейнов мира позволил выявить глобальные эндогенные факторы углеобразования. Прежде всего, установлено, что все угольные бассейны расположены в единой трансглобальной системе поясов рифтогенеза и рудомагмаобразования. Она включает периокеанические (по краям континентов) и трансконтинентальные рифтовые пояса. В пределах первых находятся Таймырский, Аппалачский, Пенсильванский, Сиднейский и многие другие бассейны. Примером трансконтинентальных поясов служит меридиональная зона углеобразования, состоящая из связанных друг с другом бассейнов (Печерского, Кизеловского, Южно-Уральского, Восточно-Иранского и других), локализованных вдоль Урало – Ирано-Оманского пояса рифтогенеза, магматизма и рудообразования /2/. Подобны ему трансконтинентальный пояс угленосности в Северной Америке, включающий Западный, Иллинойский и другие бассейны, а также трансантарктический субмеридиональный пояс углеобразования.

Угольные и сланценосные бассейны мира занимают около 30 % площади континентов и обычно структурно и генетически связаны друг с другом. Например, Днепровско-Донецкий бассейн связан с Припятским и Среднеевропейским бассейнами, а Подмосковский - на севере с Прибалтийским, а на востоке - через Камский с бассейном Уральской провинции. Такую же связь имеют Западно-Сибирский и Лено-Тунгусский бассейны. Угольные бассейны и месторождения угля в них, как правило» приурочены к узлам пересечения глубинных разломов с кольцевыми структурами /1/. Большое значение в контроле углеобразования принадлежит и субгоризон-

тальным зонам разрывных нарушений, вдоль которых обычно формируются залежи угля и горючих сланцев. Свыше 90 % крупных угольных бассейнов мира имеют субмеридиональное и субширотное простирание, соответствующее генеральному направлению рифтовых структур. При этом длина бассейнов достигает 2000 км, а отношение их длины к ширине варьирует от 1-2 до 80. Так, Горловский бассейн имеет длину более 150 км, а ширину около 2 км. Почти для всех угольных бассейнов характерно расщепление (обычно в форме "конского хвоста") угольных залежей. В крупных бассейнах наблюдается многоэтажное расположение залежей угля. Например, в Донбассе в известняках и других породах имеется свыше 300 угольных "пластов", расположенных друг от друга в основном через 20-50 м. Большинство из них имеют апофизы и соединяются между собой секущими жилами угля.

Согласно термобарогеохимическим исследованиям /3/, угли (по сингенетичным минералам) образовались при температурах от 92 до 530°C.

Большинство угольных бассейнов является частями крупных минерагенических поясов (Тихоокеанского, Арктического, Срединно-Азиатского и др.), в которых кроме месторождений угля, горючих и черных сланцев, битумов, графита, алмазов, нефти и газа широко развиты процессы солеобразования и рудогенеза. Как известно, образование месторождений различных руд, угля, графита, горючих и черных сланцев, а также нефти и газа происходило непрерывно на протяжении почти всей истории Земли. Между тем выделяется несколько эпох их интенсивного формирования. Самой мощной является позднемезозойская эпоха, когда сформировалось не менее 50 % запасов угля и горючих сланцев, а также нефти и газа. Эта эпоха одновременно характеризуется самым интенсивным магматизмом и рудогенезом. В это время образовалось свыше 70 % запасов руд урана, молибдена, олова, вольфрама, сурьмы, ртути и других металлов. Поэтому является неслучайным то, что угли позднего мезозоя отличаются высокими (до промышленных) концен-

трациями указанных металлов.

Во всех угольных бассейнах проявлен рудогенез и магматизм (граниты, базальты и др.), отличающийся высокими концентрациями воды, углерода, галогенов, металлов и других компонентов. Именно с этими породами парагенетически связаны не только рудные месторождения, но и углеобразование. Типичным примером генетического родства углей, руд и магматических пород служит самая крупная в мире Лено-Тунгусская провинция и прежде всего ее Норильский район. Формирование залежей графита, кокса, антрацита и угля, обогащенных медью, никелем и другими металлами здесь происходило нередко вдоль контактов рудоносных траппов или непосредственно по ним. Угленосные бассейны характеризуются, как правило, зональным развитием месторождений различных углей (от бурых до антрацитов) и связанных с ними руд. Залежи угля имеют различную форму (от пластов и линз до жил и штокверков) и являются сложными по минеральному составу. В них обнаружены свыше 150 гипогенных минералов, включая шпинель, топаз, флогопит, биотит, флюорит, апатит, криолит, турмалин, гранат и алмазы. Угли некоторых месторождений России, КНР, США и других стран представляют собой богатую руду, содержащую до 30 % серы, до 15 % урана, до 10-20 % фтора, до 1-5 % редких земель и других металлов, включая золото, серебро и платиноиды. Вокруг угольных залежей всегда существуют ореолы рассеяния серы, фтора, хлора, урана и других химических элементов [1 и др.]. Примером месторождений, где некоторые угли содержат высокие концентрации (до 10 %) галогенов, золота, серебра, платиноидов и других металлов служит Коркинское в Челябинском бассейне. Это месторождение является уникальным в России по мощности (до 200 м) главной угольной залежи. Оно размещается в субмеридиональном рифте протяженностью около 200 км и шириной от 250 м до 15 км. Основная залежь месторождений находится в узле пересечения разломов и имеет сложную штокообразную форму с многочисленными ответвлениями (рис.). Месторождение сформировалось в основном

путем метасоматического замещения аргиллитов и песчаников, а также даек базальтоидов.

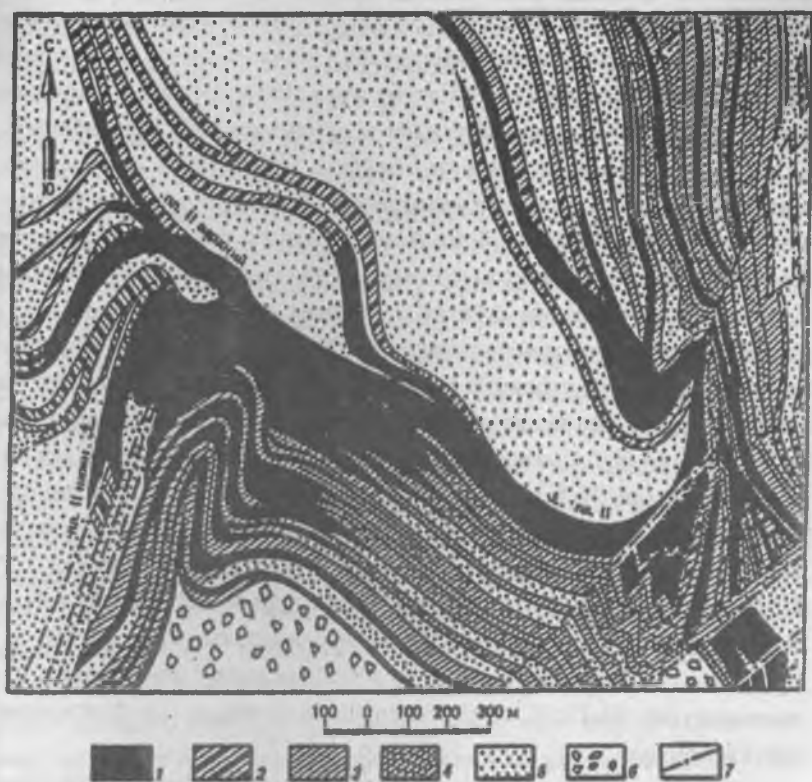


Рис. Схематическая карта выходов пласта Мощного на Коркинском месторождении (по А.Д. Рубану и Н.С. Гольцову)

1 – уголь; 2 – уголь с прослойками аргиллита и алевrolита; 3 – аргиллиты; 4 – алевrolиты; 5 – песчаники; 6 – конгломераты; 7 – разрывные нарушения

Другим примером метасоматического генезиса углей является месторождение Кур-Теке на Памире. Оно представлено залежью угля мощностью от 2 до 12 м среди юрских известняков. Залежь угля падает на север под углом 20-60° и является пологосекущей по отношению к слоистости известняков. «Пласт» угля представлен своеобразной брекчией и состоит из множества прослоев и прожилков угля, рассекающих известняки и цементирующих их обломки. Отчетливо видно, что углистое вещество развивается вдоль разноориентированных трещин в известняках. В свою очередь, известняки и уголь рассекаются прожилками кальцита с баритом, целестином, флюоритом и пиритом. Реликты известняков внутри угольной залежи также в разной степени замешены углистым веществом и имеют темно-серую и черную окраску. Такой же окраской обладают известняки вокруг угольной залежи. При этом установлены контрастные геохимические ореолы серы, фтора; стронция; бария и других элементов вокруг залежи угля. Сами же угли отличаются высокой зольностью (до 70 %) и аномальным содержанием в них стронция до 3%, бария до 5 %, фтора до 8-10 % и многих металлов, включая серебро (до 50 г/т), золото (до 10 г/т) и платиноиды (до 6-8 г/т). Изучение температур гомогенезации флюидных включений в кальците и флюорите из угольной залежи свидетельствует о том, что процесс углеобразования на этом месторождении происходил при температурах 80-270°C из углеводород содержащих (нефтегазоносных) флюидов.

Следует подчеркнуть, что метасоматическое образование углей и сланцев по различным, в том числе магматическим породам, широко распространенное явление [2, 3, 4, 5, 6]. Это несомненно указывает на абиогенный характер углеобразования. Об этом же свидетельствует присутствие во многих бассейнах угольных залежей в форме жил и сложных тел. Примером служит Капские секущие дайки угля (антрацита) в ЮАР и жилы угля (под названием юинтаита и гильсонита) длиной до 13 км и мощностью до 6 м в штатах

Юта и Колорадо (США). Следует также отметить, что многие так называемые осадочные пластовые залежи угля в Донбассе, Кузбассе и других бассейнах в действительности углем являются межформационными жилами-линзами выполнения углем трещин и метасоматического замещения им вмещающих пород. Все это свидетельствует о том, что большинство углей, а также горючих и черных сланцев являются абиогенными. Они образовались магматогенным путем при выполнении трещин углеводородистым веществом, метасоматического замещения им различных, в том числе метаморфических и магматических пород, а также при седиментации в бассейнах из глубинных металлоносных углеводородных магм и растворов. Поэтому все угленосные бассейны являются не только нефтегазоносными, но и рудоносными. Они характеризуются зональным развитием различных углей (от бурых до антрацитов) и связанных с ними руд. Химический и минералогический состав углей, а также их структура, связаны главным образом с термобарогеохимическими условиями углеобразования. При высоких температурах (350-500°C и выше) и давлениях в основном непосредственно из углеводородных магм образуется графит, кокс, антрацит. Они широко известны как в угольных бассейнах, так и в магматических породах и рудных месторождениях. Примером служит Ботогольское карбонатитовое месторождение, в нефелиновых сиенитах и рудах которого вместе с графитом присутствует кальцит, флюорит, кокс, антрацит и другие минералы. Каменный уголь и антрацит (под названием антракосолита, шунгита и керита) широко распространен в рудах различных эндогенных месторождений, например, на Вознесенском, Россия, Конгсберг, Норвегия и Витватерсранд, ЮАР [6, 7, 8, 9, 10]. При относительно низких температурах и давлениях в разных породах формируются в основном каменные угли. В приповерхностных (окислительных) условиях образуются разнотипные, но преимущественно осадочно-метасоматические месторождения бурых углей. В рудных месторождениях и магматических породах им соответствуют разные так называемые "битумы" и прежде всего

оксикерит. Во многих регионах мира (Россия, КНР, США, ЮАР, Индия, Мексика и др.) имеются полиформационные месторождения графита и угля, образованные в широких структурных и термобаро-геохимических условиях (при эволюции от углеводородных магм до углеводородсодержащих гидротерм). Примером их служат Кайярканское и Курейское графит-угольные месторождения генетически связанные с траппами Сибири.

Таким образом, основная часть углей и горючих сланцев представляют собой не продукты метаморфизма торфа, а сложные по составу и строению абиогенные горные породы (и руды), образованные различными способами, включая метасоматическое замещение различных горных пород, в том числе содержащих органические остатки, углеводородистым веществом глубинных флюидов.

Формирование углей и сланцев является многостадийным и происходило в результате процессов полимеризации и поликонденсации в широком диапазоне температур и давлений. Все семейство углей и горючих сланцев образовалось из углеводородсодержащих флюидов (включая магмы), реликты которых в форме графита, нефти, битумов, метана и других компонентов имеются во всех углях и горючих сланцев. Поэтому является закономерным, что весь генетический ряд углеводородов (природный газ, нефть, угли, горючие сланцы) и различных руд в разных соотношениях друг с другом встречается во всех бассейнах мира

Главным же первичным источником рудоносных и углеводородсодержащих флюидов, очевидно, является ядро Земли, представляющее собой, судя по геофизическим и экспериментальным данным, огромный плазмотрон, из которого постоянно выделяются струи плазмы различного состава. Эта плазма в мантии и земной коре преобразуется в различные флюиды, включая углеводородные, с которыми связаны разнотипный мантийный метасоматоз и формирование очагов магматизма, а также процессы рудогенеза, нефтегазо- и углеобразования в земной коре.

1. *Корытов Ф.Я.* ДАН, 1988, т. 301, №2, с. 405-406.
2. *Корытов Ф.Я.* - Изв. АН СССР, Сер. Геол., 1986, №11, с. 101.
3. *Кузнецов А.Г., Глухов Ю.Ю.* Термобарогеохимические условия метамогфизма углей Восточного Донбасса. Сб. Термобарогеохимия в геологии. Владивосток ДВНЦ АН СССР. 1982. с. 10-14.
4. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Советская геология, 1984, №2, с. 90.
5. *Томсон Н.Н. и др.* Изв. АН СССР, Сер. Геол., 1989, №9, с. 78.
6. *Песков Е.Т.* Геол. и геофиз., 1990, №10, с. 120.
7. *Орлов Н.А., Успенский В.А.* Минералогия каустобиолитов. М., 1936, с.188.
8. *Зезин Р.Б., Соколова М.Н.* ДАН, 1967, т. 177, №4, с. 921-924.
9. *Лукьянова В.Т. и др.* Изв. АН СССР, сер. Геол., 1982, №5, с. 102-111.
10. *Паталаха Г.Б.* Вестник АН Каз.ССР, 1991, №3, с. 67-71.
11. *Мелков В.Г., Сергеева А.М.* Роль твердых углеводородистых веществ в формировании эндогенного уранового оруденения. М.1990.С.167.

РЕЗЮМЕ

Изложены многочисленные факты, характеризующие абиогенные условия формирования залежей угля, графита, горючих и черных сланцев многих бассейнов мира. Основное количество залежей перечисленных видов минерального сырья генетически связаны с магматическими породами и рудными месторождениями, в которых всегда присутствуют угли под названием антраксолитов, керитов и других углеводородов. По генезису эти образования являются в основном абиогенными и образовались при определенных термобарогеохимических условиях магматогенным путем при выполнении трещин углеводородистым веществом, метасоматического замещения им различных пород, в том числе магматических, а также при седиментации из глубинных металлоносных углеводородных магм

и растворов. Главным первичным источником их являются трансмантийные флюиды, постоянно выделяющиеся из ядра Земли.

БОР И БОРНЫЕ КИСЛОТЫ В ЭНДОГЕННЫХ РУДО- ОБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДАХ

*В.Ю. Прокофьев, И.С. Перетяжко, С.З. Смирнов,
Н.Н. Акинфиев, Ф.Г. Рейф, Ю.М. Ишков, Б.Р. Тагиров,
Е.О. Грознова, М.В. Воронин*

Принято считать, что основными компонентами эндогенных рудообразующих флюидов являются NaCl и CO_2 . Однако это связано прежде всего с ограниченными пока возможностями аналитических методов исследования состава флюидных включений (ФВ). Находка ФВ (рис. 1) с сассолином - кристаллической ортоборной кислотой – в качестве дочернего кристалла в минералах миароловых пегматитов (Smirnov et al., 1999, Peretyazhko et al., 1999; Перетяжко и др., 2000) показала существование в природе эндогенных флюидов с неожиданно высокими (более 50 г/кг воды, или более 5 мас. %) концентрациями бора. Это означает, что бор может входить в число основных компонентов флюида. Однозначная диагностика сассолина в ФВ может быть проведена главным образом методом КР-спектроскопии (рис. 2). После этой находки было предпринято изучение концентраций бора в составе ФВ в минералах гидротермальных объектов в различных геохимических обстановках. Для изучения уровней концентраций бора в эндогенных рудообразующих флюидах проведено многолетнее систематическое исследование состава ФВ в минералах пегматитов, скарнов и гидротермальных месторождений различных геохимических типов (Прокофьев и др., 2002, 2003). Для этого были использованы методы термометрии (ТМ) (для включений, содержащих сассолин, который диагностировался методом КР-спектроскопии, концентрация оценивалась по системе $\text{H}_3\text{BO}_3\text{-NaCl-H}_2\text{O}$, рис. 3), атомно-эмиссионной спектроскопии с лазерным вскрытием включений (АЭС ЛВ) и анализ водных вытяжек методом ICP MS. Предварительно было проведено (табл. 1) изучение концентраций бора методами ТМ и АЭС ЛВ в растворах ФВ в искусственном кварце, выращенном в растворе ортоборной кислоты (Рейф и др., 2001). Искусственный кварц, в котором изучались

ФВ (рис. 4), был выращен В.С. Балицким (ИЭМ РАН) из раствора 12 мас. % ортоборной кислоты (21 г/кг р-ра бора) в автоклаве при 660°C и давлении насыщенного пара. Концентрация бора ТМ методом вычислялась по температуре растворения сассолина с использованием экспериментальных данных для системы $H_2O - H_3BO_3$. Методом АЭС ЛВ во всех флюидных включениях наряду с бором обнаружены высокое содержание Fe, примесь Ti и Si, что обусловлено частичным растворением материала автоклава. Тем не менее термометрическая оценка концентрации бора практически совпала с исходной концентрацией в растворе автоклава при хорошей воспроизводимости результатов. Воспроизводимость спектрального анализа несколько хуже ($S_{rel}=28\%$), но вполне соответствует случайной погрешности метода ($S_{rel}=30\%$).

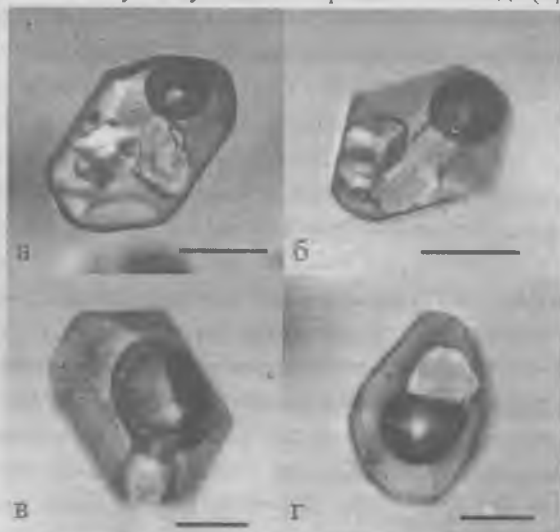


Рис. 1. Флюидные включения разных типов, содержащие сассолин, в морионе из пегматовой жилы Мика (Кукурт). Длина масштабной линейки 25 мкм.

а – многофазовое включение хлоридного рассола, содержащее газовый пузырек, водный раствор, кубический кристалл галита и удлиненный кристалл сассолина; б – многофазовое включение хлоридного рассола, содержащее газовый пузырек, водный раствор, несколько кубических кристаллов хлоридов и удлиненный кристалл сассолина; в – многофазовое включение с углекислотой, содержащее газовый пузырек с фазами газовой и жидкой CO_2 , водный раствор и кристаа сассолина; г – трехфазовое включение, содержащее газовый пузырек, водный раствор и кристалл сассолина.

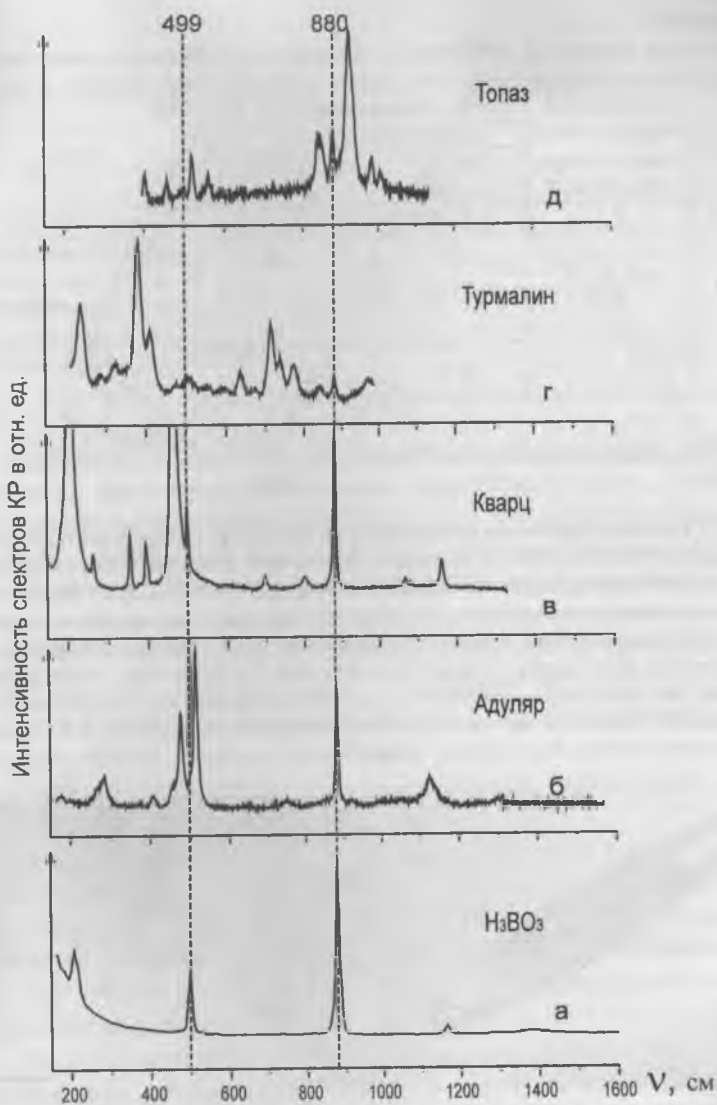


Рис. 2. КР-спектры дочерних кристаллов сассолина во флюидных включениях в топазе, турмалине, кварце и адуляре, а также спектр кристаллической борной кислоты.

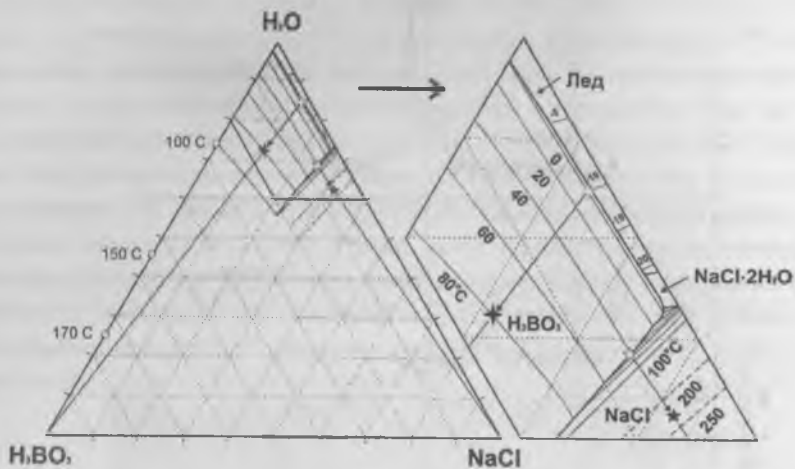


Рис. 3 Трехкомпонентная диаграмма совместной растворимости для системы $\text{NaCl-H}_3\text{BO}_3\text{-H}_2\text{O}$ по данным (Справочник химика, 1964; Справочник ..., 1975; DiGiacomo, Brandani, Brandani et al., 1993). Стрелками показаны изменения концентраций компонентов в системе для включений 1 типа (от равновесной кривой сассолин-галит до изотермы, при которой полностью растворяется галит) и включений 2-4 типов (от линии равновесия лед-сассолин до изотермы, при которой полностью растворяется сассолин). Описание методики расчета концентраций NaCl и H_3BO_3 см. в тексте.

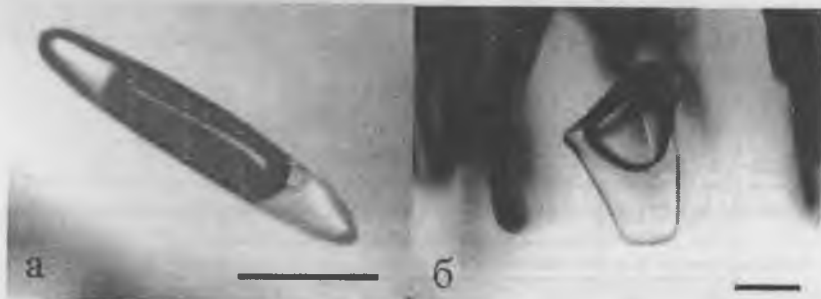


Рис. 4. Включения с сассолином в искусственном кварце, выращенном в растворе борной кислоты (12 мас. %). Длина масштабной линейки 25 мкм.

Таблица 1

Среднее содержание H_3BO_3 и бора в искусственных флюидных включениях, по данным термометрии и атомно-эмиссионной спектроскопии.

Метод	n	Среднее содержание (станд. ошибка $-S_{ст}$)		Относительное стандартное отклонение S_{rel} , %	$C/C_{ист}$
		H_3BO_3 , мас. %	B, г/кг раствора		
Термометрия	9	12.14 (0.07)	21.2 (0.1)	1.9	1.01
Атомно-эмиссионная спектроскопия с лазерным вскрытием включений	6	12.97 (1.49)	22.7 (2.6)	28.2	1.08
Раствор в автоклаве ($C_{ист}$)		12.0	21.0		

Методами ТМ и АЭС ЛВ изучена представительная выборка флюидных включений (в минералах пегматитов Кукурта, Памир) с высокими концентрациями бора (Рейф и др., 2001), причем сравнение оценок C_B проводилось для одних и тех же индивидуальных флюидных включений. Выявленные различия не могут быть вызваны случайными ошибками использованных методов. Причина расхождений - во влиянии дополнительных компонентов раствора на растворимость борной кислоты, и прежде всего в переменном мольном отношении $CO_2/NaCl$ в минералообразующих флюидах. Поэтому термометрическое определение концентрации бора по природным включениям комплексного или неизвестного состава необходимо подтверждать спектроскопическим методом.

Кроме того, сопоставлялись оценки концентраций бора в минералообразующих флюидах по индивидуальным флюидным включениям ТМ методом и валовые результаты ICP MS. В целом результаты сопоставимы, хотя расхождение для одних и тех же проб составляет 40-60%, что связано с низкой воспроизводимостью валовых методов исследования состава включений.

Были изучены ФВ в минералах рудных жил широкого круга гидротермальных месторождений (табл. 2, рис. 5): золото-порфировых (Дарасун, Забайкалье), золоторудных мезотермальных (Березовское и Кочкарское, Урал; Олимпиада, Енисейский Кряж, Лебединое и Самозавское, Алдан), золото-платиновых (Сухой Лог, Восточная Сибирь);

Чудное, Полярный Урал; Ватерберг, Южная Африка), оловорудных (Индустриальное, Северо-Восток России; Хинганское, Солнечное, Фестивальное, Приморье), вольфрамовых (Спокойненское, Забайкалье; Акчатау, Казахстан), бериллиевых (Ермаковское, Бурятия), горного хрусталя (Желанное, Полярный Урал), месторождений боросиликатных скарнов (Дальнегорское, Приморье) и ювелирного скаполита (Кукурт, Памир), а также миароловых пегматитов с ювелирным турмалином из разных регионов мира. Проанализированные флюиды сильно различаются по концентрациям солей (от 668 до 4 г/кг раствора эквивалентного количества хлорида натрия или от 405 до 0.45 г/кг раствора хлора) и углекислоты (490-7.3 г/кг раствора) и были захвачены в широком диапазоне температур (550-175°C) и давлений (3700-110 бар). Концентрации бора в изученных рудообразующих флюидах изменяются в диапазоне от 53.8 до 0.0001 г/кг раствора, причем более чем в половине анализов величины концентраций превышают 0.5 г/кг раствора.

Таблица 2

Концентрации бора в рудообразующих флюидах различных типов гидротермальных месторождений

Геохимические типы месторождений	Концентрация бора, г/кг р-ра	Изученные месторождения
Пегматиты	49.7-1.8	Кукурт, Малхан, Сан-Пьетроин-Кампа, Мокруша, Боршевичный кряж, Завитинское поле, Мензинское поле, Денвер, Непал и др.
Скарны	53.8-0.6	Дальнегорское, Кукурт
Оловорудные	5.95-0.07	Индустриальное, Верхнее, Солнечное, Придорожное, Иультин, Светлое, Фестивальное, Перевальное, Хинганское, Силинское, Хрустальное
Вольфрамовые	3.5-0.07	Спокойненское, Акчатау, Моле
Бериллиевые	5.0-0.5	Ермаковское
Золоторудные	15.6- 0.01	Теремки, Дарасун, Березовское, Кочкарское, Самолазовское, Лебедино, Олимпиада
Золото-платиноидные	1.7-0.001	Сухой Лог, Чудное, Ватерберг
Горного хрусталя	0.20-0.11	Желанное

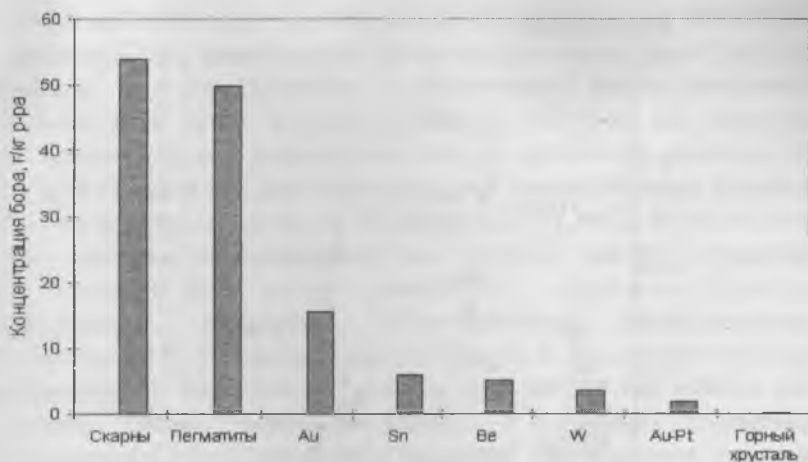


Рис. 5. Максимальные концентрации бора в минералообразующих флюидах, формирующих боросиликатные скарны, миароловые пегматиты, гидротермальные месторождения золота, олова, бериллия, вольфрама, комплексные золото-платиновые и горного хрусталя.

При этом ни один из анализов водных вытяжек методом ICP MS не показал концентраций бора за пределами чувствительности. В то же время несколько анализов индивидуальных включений на бор эмиссионно-спектральным методом не обнаружили бора, что связано, прежде всего, с меньшей массой раствора, участвующей в анализе. Наиболее высокие концентрации бора обнаружены во флюидах скарновых месторождений (53.8-0.6 г/кг р-ра) и пегматитов (49.7-1.8 г/кг р-ра, рис. 6, 7). Значительно меньшие значения концентраций бора зафиксированы для гидротермальных месторождений (рис. 8): оловорудных (5.95-0.07 г/кг р-ра), бериллиевых (5.0-0.5 г/кг р-ра), золоторудных (15.6-0.01 г/кг р-ра), вольфрамовых (3.5-0.07 г/кг р-ра). Наименьшие концентрации бора характерны для флюидов золото-платиновых месторождений (1.7-0.0001 г/кг р-ра) и месторождений горного хрусталя (0.20-0.11 г/кг р-ра). Наиболее высокие концентрации бора во флюиде характерны для скарновых месторождений и пегматитов, т. е. наиболее высокотемпературных объектов, связанных с гранитоидными магматическими очагами. Очевидно, наибольшее накопление бора как летучего компонента происходит во флюидной фазе магматических систем.

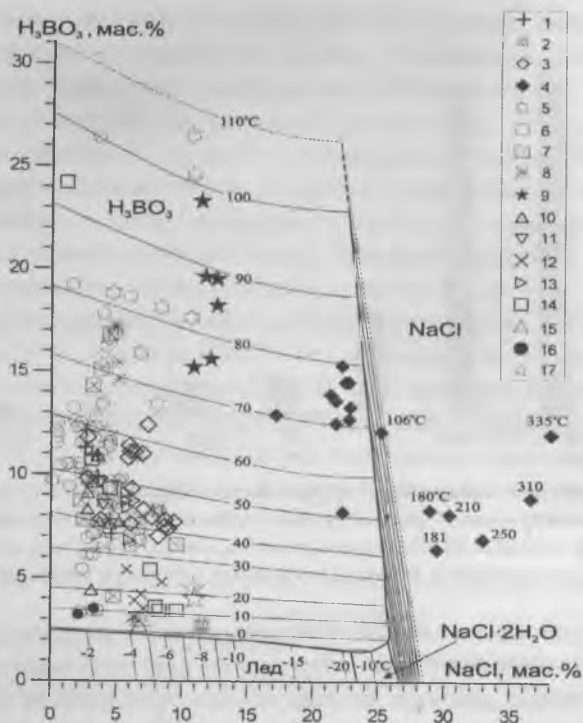


Рис. 6. Диаграмма взаимной растворимости в системе $\text{NaCl}-\text{H}_3\text{BO}_3-\text{H}_2\text{O}$ в координатах $\text{NaCl}-\text{H}_3\text{BO}_3$ (построена на основе рис. 10) с фигуративными точками составов борнокислых хлоридных растворов-рассолов при температурах растворения галита (включения 1 типа) и сассолина (включения 2-4 типов). Для водно-углекислотных включений 2 типа – без поправки на CO_2 .

Условные обозначения (в скобках указано число точек на диаграмме): 1-3 – субредкометальные топаз-берилловые пегматиты: 1- жила Мокруша, Средний Урал (8), 2 - Адун-Челон, Восточное Забайкалье (4), 3- жила Амазонитовая, Центральный Памир (18); 4-9 – субредкометальные турмалиновые пегматиты : 4 - Мика, Центральный Памир (17), 5 – жилы Вездаринская и Лесхозовская, Юго-Западный Памир (9), 6 - Малханское поле, Центральное Забайкалье (64), 7 - Борщовочный кряж, Восточное Забайкалье (11), 8 - Факува и Хьякуле, Непал (9), 9 - Сан-Пьеро-ин-Кампо, Эльба (6), 10 - Хималай, Калифорния (9); 11-14 – редкометальные берилл (morganit) – турмалиновые пегматиты: 11 – жила Стюарт, Калифорния (2), 12 - Водораздельная, Центральное Забайкалье (7), 13-жила Полиминеральная, Восточное Забайкалье (6), 14 - поле Сахатани, Мадагаскар (7); 15, 16 - редкометальные турмалин-кунцитовые пегматиты: 15 – жила Элизабет-Р, Калифорния (5), 16 - Кулам, Афганистан (2); 17 - редкометально-мусковитовые берилл-турмалиновые пегматиты Азад Кашмир в Пакистане (5).

В постагматическом гидротермальном рудообразовании часто имеет место смешение магматических флюидов с растворами иного генезиса, которое, по всей видимости, и обуславливает резкое сокращение концентраций бора в таких флюидах. Поэтому для флюидов пегматитов обычны концентрации бора до нескольких десятков г/кг воды, в то время как для гидротермальных рудообразующих флюидов больше половины оценок не превышает 0.5 г/кг воды. В то же время для многих месторождений, на которых описан турмалин, концентрации бора нередко превышают 1 г/кг воды (Дарасун, Березовское, Кочкарское, Спокойненское, Индустриальное, Самолазовское, Лебединое, Ермаковское и др.). Эти довольно высокие концентрации бора, которые должны учитываться при анализе возможных форм переноса рудных и жильных элементов гидротермальными флюидами, поскольку бор является сильным комплексообразователем.

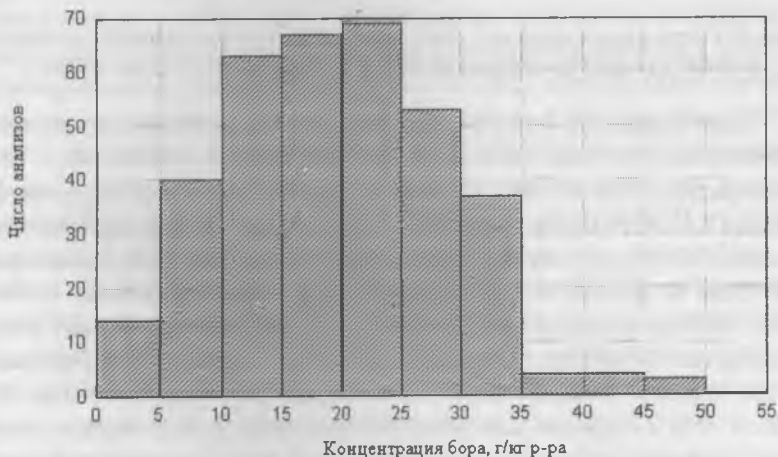


Рис. 7. Гистограмма величин концентраций бора в минералообразующих флюидах миароловых пегматитов различных регионов мира (354 анализа).

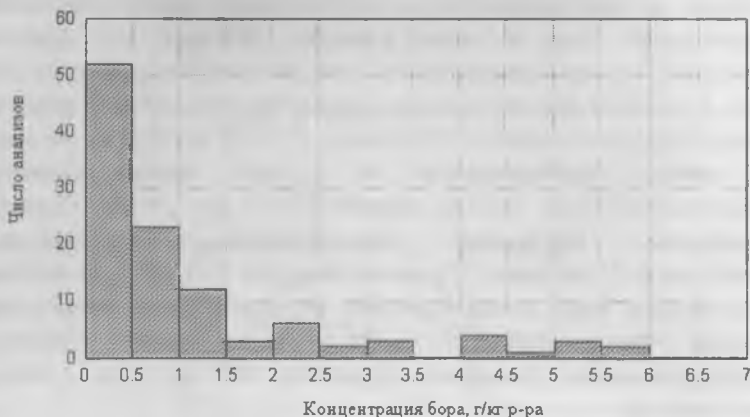


Рис. 8. Гистограмма значений концентраций бора в минералообразующих флюидах гидротермальных рудных месторождений (111 анализов).

Для выяснения форм нахождения бора во флюидах рассчитаны равновесные составы модельного флюида состава H-O-B-Na-Cl при температурах 100 и 300°C и давлении насыщенного пара воды (программа БАЛАНС (Акинфиев, 1986, 1993) для исследования равновесий в мультисистемах). Оценки проводились для двух валовых концентраций бора во флюиде 0.1 и 3.0 моль/кг р-ра, соответствующих типичным составам рудообразующих флюидов и флюидов пегматитов соответственно. Соленость задавалась введением 1 моль/кг NaCl, pH раствора изменялось добавлением в систему HCl или NaOH. Расчеты показали, что в широком интервале pH, охватывающем нейтральную и слабощелочную области, среди форм бора преобладает ортоборная кислота $B(OH)_3^0$ (рис. 9). Основную "конкуренцию" этой частице в щелочной области ($pH > 8$) составляют гидроксокомплекс бора $B(OH)_4^-$ и борат натрия $NaB(OH)_4^0$, причем влияние последнего усиливается с ростом температуры. Полиборатные комплексы даже при высоких валовых концентрациях бора (~3 моль/кг) следует брать в расчет, по-

видимому, лишь в области низких температур ($T < 100^{\circ}\text{C}$). Необходимо отметить, что при высоких концентрациях бора флюиды проявляют заметные буферные свойства, поддерживая слабокислую реакцию раствора ($\text{pH} \sim 3 - 4$). Судя по минеральному составу околорудных метасоматитов (березиты, листовениты и др.), растворы на большинстве изученных месторождений были слабокислыми или нейтральными, и, следовательно, бор в них (в отсутствие повышенных концентраций фтора) находился в форме ортоборной кислоты. Экспериментально метасоматиты с турмалином удалось получить в автоклавах при воздействии нагретых борнокислых растворов на гранитоиды (Зарайский, 1989), причем чем выше температура, тем меньше требуется бора во флюиде.

Повышенные концентрации ортоборной кислоты в эндогенных минералообразующих флюидах и наличие борсодержащих твердых фаз в рудах свидетельствует о возможном участии бора в гидротермальном транспорте металлов. Нами проведено экспериментальное исследование устойчивости алюмоборатных комплексов с использованием методов спектроскопии ядерного магнитного резонанса (ЯМР) и растворимости (Fouquet et al., 2002). ^{27}Al ЯМР спектры были изучены для растворов, содержащих $5 \cdot 10^{-4}\text{ м Al}$, 0.02 и 0.2 м бора при $\text{pH}=9$ и 25°C . Установлено, что комплекс $\text{Al}(\text{OH})_3\text{OB}(\text{OH})_2^-$ является основной формой нахождения растворенного алюминия (рис. 10) при концентрации бора 0.05 м (или 0.5 г/л) и в широком диапазоне pH от слабо-кислых до щелочных условий по крайней мере при температурах до 450°C . В более концентрированных растворах $\text{B}(\text{OH})_3$ образование метаборатов может привести к существенному росту концентрации алюминия во флюиде. Алюминий участвует в пегматитовом и гидротермальном процессах и входит в состав многих минералов пегматитов, скарнов, околорудных метасоматитов и руд – слюд, полевых шпатов, гранатов, пироксенов, турмалина и других. Поэтому вполне реально активное участие бора в гидротермальном транспорте алюминия в процессах формирования многих пегматитовых и относительно высокотемпературных гидротермальных месторождений. Возможно, новые эксперименты смогут выявить боратные формы нахождения в гидротермальных растворах при повышенных температурах и некоторых других элементов.

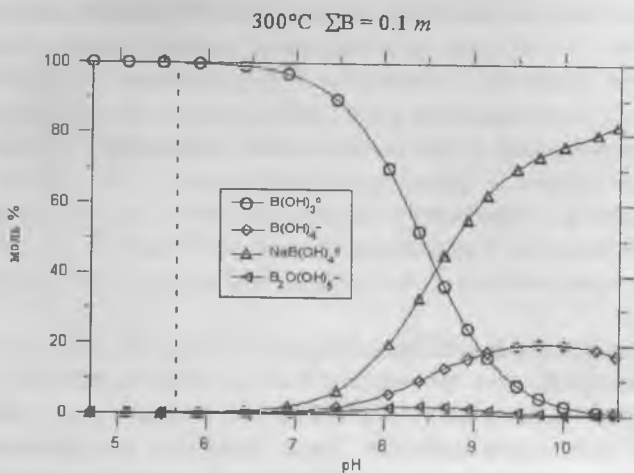


Рис. 9 а

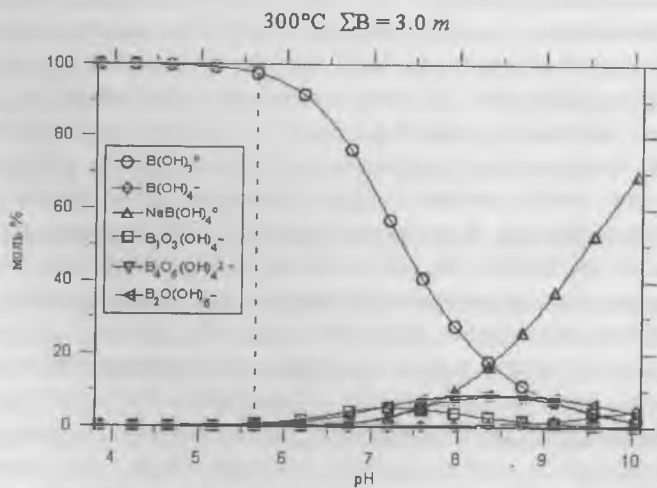


Рис. 9 б

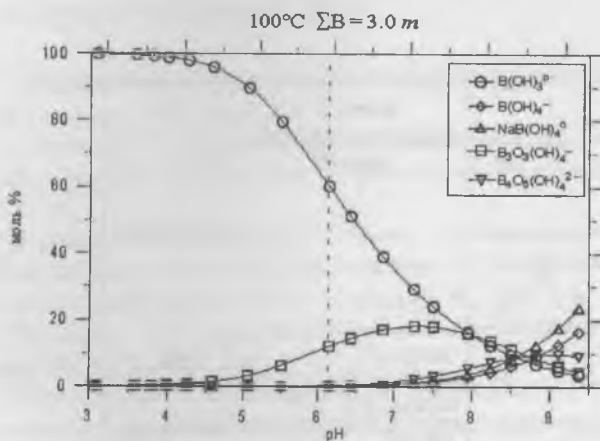
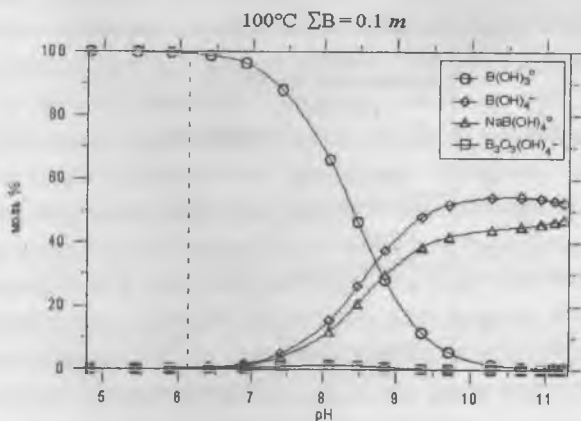
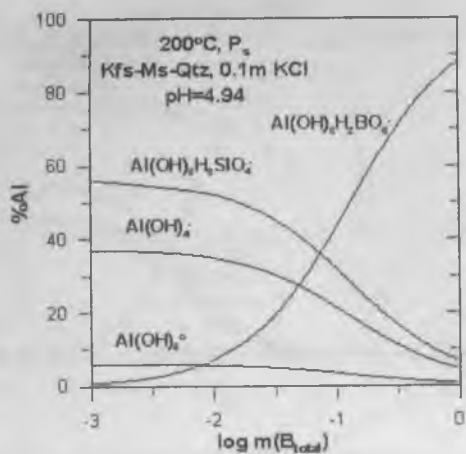
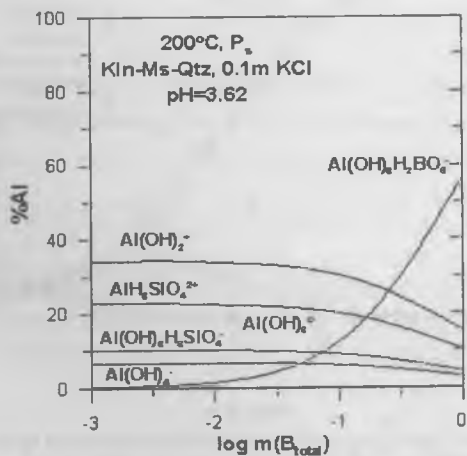


Рис. 9. Результаты термодинамического моделирования форм нахождения бора в системе Н-О-В-Na-Cl при температурах 300 (а, б) и 100 (в, г) °С и различных концентрациях бора. Давление соответствует давлению насыщенного пара воды при заданной температуре, концентрация NaCl постоянна и равна 1 моль/кг раствора. Пунктиром показано положение точки нейтральности раствора при заданной температуре.



а



б

Рис. 10. Формы нахождения алюминия в растворе в зависимости от концентрации в нем бора при 200°C. Раствор в равновесии с ассоциациями калиевый полевой шпат-мусковит-кварц (а) и каолинит-мусковит-кварц (б).

Недавними экспериментами (Воронин и др., 2003) было зафиксировано уменьшение растворимости хлораргирита в хлоридных растворах при добавлении в них борной кислоты. Это тоже влияние борной кислоты на гидротермальный транспорт элементов, хотя и отрицательное. Поскольку ортоборная кислота, как было показано выше, является обычным компонентом эндогенных флюидов, необходимо дальнейшее изучение растворимости различных элементов при повышенных температурах в растворах с высокими концентрациями бора и борной кислоты. И в этой области могут быть получены самые неожиданные результаты. Поэтому необходимы планомерные исследования в этом направлении как для совершенствования теории гидротермального минерало- и рудообразования, так и для более полного изучения химических свойств и поведения соединений бора.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 01-05-64675, 01-05-64677) и Фонда содействия отечественной науке.

1. Акинфиев Н. Н. Алгоритм расчета гетерогенных равновесий для микро-ЭВМ // Геохимия. 1986. №6. С. 882-890.
2. Акинфиев Н. Н. Программа БАЛАНС для расчёта равновесий в мультисистемах // Тез. докл. конф. «Новые достижения в науках о Земле». М., 1993. С.70.
3. Воронин М. В., Акинфиев Н. Н., Зотов А. В. Растворимость $\text{AgCl}_{(\text{K})}$ в системе $\text{AgCl-NaCl-H}_3\text{BO}_3\text{-H}_2\text{O}$ // Тезисы докладов VI Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Секция VI. М.: 2003. Том 2. С. 140.
4. Зарайский Г. П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 344с.
5. Перетяжко И. С., Прокофьев В. Ю., Загорский В. Е., Смирнов С. З. Борные кислоты в процессах пегматитового и гидротермального рудообразования: петрологические следствия открытия сассолина (H_3BO_3) во флюидных включениях // Петрология. 2000. №3. С. 241-266.
6. Прокофьев В. Ю., Акинфиев Н. Н., Грознова Е. О. О концентрациях и формах нахождения бора в гидротермальных рудообразующих флюидах // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. №5. С. 386- 397.
7. Прокофьев В. Ю., Перетяжко И. С., Смирнов С. З., Тагиров Б. Р., Грознова Е. О., Самсонова Е. А. Бор и борные кислоты в эндогенных рудооб-

разующих флюидах. М.: Издательство «Пасья», 2003. 192с.

8. Рейф Ф. Г., Прокофьев В. Ю., Балицкий В. С., Ишков Ю. М., Перetyazhko И. С., Загорский В. Е., Смирнов С. З. Сопоставление термометрических и эмиссионно-спектроскопических оценок концентраций бора в искусственных и природных флюидных включениях // Труды X Международной конференции по термобарогеохимии. 10-14 сентября 2001 г. – Александров: ВНИИ-СИМС, 2001. С. 3-17.

9. Смирнов С. З., Перetyazhko И. С., Прокофьев В. Ю., Загорский В. Е., Шебанин А.П. Первая находка сассолина (H_3BO_3) во флюидных включениях в минералах // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. №2. С. 194-206.

10. Справочник химика. Т.3. М: Химия, 1964, 1005с.

11. Справочник экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем. Т.2. Кн. 1 и 2. М: Химия, 1975. 1063с.

12. DiGiakomo G., Brandani P., Brandani V., Delre G. Solubility of boric acid in aqueous solutions of chloride salts // Desalination. 1993. V. 91. Iss. 1. P. 21-23.

13. Foudget S., Tagirov B., Scott J., Harrichoury J. C., Escalier J. Experimental determination of the stability of aluminium-borate complexes in hydrothermal solutions // Geochimica et Cosmochimica Acta. Special Supplement. Abstracts of the 12th Annual V.M. Goldschmidt Conference. Davos, Switzerland., August 18-23, 2002. 2002. V. 66. № 14a. P. A241.

14. Peretyazhko I. S., Zagorsky V. Ye., Prokof'ev V. Yu., & Smirnov S. Z. Boric acid as the most typical component of fluid inclusions in minerals from tourmalin-bearing and topaz-beril miarolitic pegmatites // Canadian Mineralogist. 1999. V. 37. №4. P. 823-825.

15. Smirnov S., Peretyazhko I., Prokofyev V., Zagorsky V., Shebanin A., Goryainov S. Daughter sassolite (H_3BO_3) in fluid inclusions: the first evidence of natural fluids with high boron acid content // Terra Nostra 99/6 ECROFI XV Abstracts and Program June 21-24, 1999. GeoForschungsZentrum, Potsdam, Germany, 1999. P. 283-285.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ ВО ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ПОРОД РУДНЫХ ГОРИЗОНТОВ ЗА- ПАДНОЙ ЧАСТИ ПАНСКОГО МАССИВА НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

В.А. Нивин, А.У. Корчагин, С.В. Икорский, Р.М. Латыпов

Федорово-Панский расслоенный гипербазит-базитовый интрузив (ФПИ) расположен в северо-восточной части Балтийского щита и имеет возраст 2501-2446 млн. лет [3, 18]. На современном эрозионном срезе он состоит из трех крупных структурных блоков (Федорова тундра, Западно-Панский и Восточно-Панский), которые отличаются по своему строению и могут рассматриваться как самостоятельные камеры магматической кристаллизации. Самый западный из блоков – массив Федоровой тундры – пространственно разобщен с двумя другими блоками, образующими в совокупности массив Панских тундр. Блоки отличаются внутренним строением, характером расслоенности и условиями залегания слагающих их пород. Так, например, в Западно-Панском блоке (ЗПБ) первичные текстурные элементы (расслоенность и трахитоидность) погружаются в юго-западном направлении более полого (под углом 25-40°), чем в Федоровотундровском и Восточно-Панском блоках, где угол погружения их в том же направлении круче (40-80°). ФПИ является одним из наиболее перспективных в России объектов на комплексные платинометалльные руды малосульфидного типа [19, 7, 33]. Несмотря на довольно хорошую изученность геологии, петрологии, минералогии и металлогении интрузива, многие вопросы, касающиеся механизма и условий, в частности, флюидного режима, формирования оруденения, остаются нерешенными. Имеющиеся данные по составу, распределению и потенциальному металлогеническому значению летучих компонентов в Федорово-Панском массиве весьма ограничены и не всегда согласуются между собой [8,

24, 4, 21]. Между тем, в генезисе платиноносных мафит-ультрамафитовых комплексов и собственно элементов платиновой группы (ЭПГ) флюидам отводится важная, часто решающая, роль [1,2,6,11,25,7,16].

В качестве одного из возможных подходов к пониманию обозначенных выше вопросов, мы провели предварительное изучение валового распределения изотопов гелия во флюидных включениях (ФВ) пород платиноносных рифовых зон ЗПБ. Изотопный состав гелия является признанным геохимическим трассером эволюции различных магматических комплексов, большей частью, сравнительно молодых. Однако в последние 10-15 лет появились примеры успешного использования данного показателя в исследованиях докембрийских образований, включая ультрамафит-мафитовые [30,26,35,28,9,5], а также разновозрастной рудной минерализации [34,29,22,23 и др.]. В предыдущей работе [21] мы показали, что гелию, постоянно присутствующему в качестве микрокомпонента в метано-азотно-водородной газовой составляющей пород ФПИ, должно быть уделено особое внимание при разработке возможных газгеохимических индикаторов оруденения.

Западно-Панский блок, по совокупности имеющихся данных [17,31,7,13,20 и др.], занимает центральную часть Федорово-Панского интрузива (рис. 1) и сложен преимущественно мелко- и среднезернистыми габброноритами массивной, иногда пятнистой текстуры, местами слабо рассланцованными. Главное отличие габброноритовой зоны ЗПБ от таких же зон других блоков – появление здесь расслоенных горизонтов: Нижнего (НРГ) и Верхнего (ВРГ), к которым приурочено платинометалльное оруденение.

Нижний расслоенный горизонт, мощностью 50-150 м, представлен габброноритами, норитами, пироксенитами, лейкократовыми габбро и анортозитами. В его пределах установлен Северный риф, содержащий элементы платиновой группы от 2 до 10 г/т, ассоциирующие с сульфидной минерализацией [12]. Риф прослежен по простиранию на 18 км. Мощность оруденения, приуроченного к границе лейко-

кратовых габбро и анортозитов с норитами и габброноритами, изменяется от 20 см до 6 м.

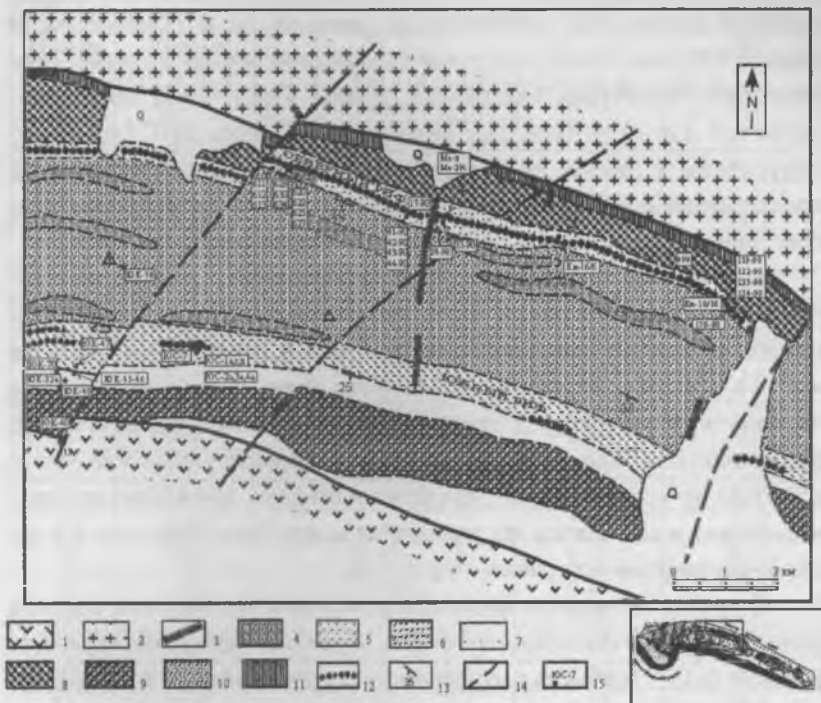


Рис. 1. Схема геологического строения Западно-Панского блока.

1- нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные породы Имандра-Варзугской зоны; 2 - щелочные граниты Белых тундр; 3 - дайки габбро-долеритов и кварцевых долеритов; 4 - магнетитовые габбро с инвертированным пижонитом; 5 - нижний и 6 - верхний расслоенные горизонты; 7 - оливинсодержащие породы; 8 - меланократовые габбронориты; 9 - трахитоидные и 10 - массивные породы габброноритовой зоны; 11 - породы норитовой и краевой зоны; 12 - проявление платинометалльного оруденения; 13 - расслоенность (35° - угол падения); 14 - разрывные нарушения; 15 - места отбора проб.

Верхний расслоенный горизонт, мощность которого составляет 300-450 м, также состоит из чередующихся габброноритов, норитов, лейкократовых габбро и анортозитов, но выше по разрезу здесь залегают оливиновые габбронориты, анортозиты и троктолиты. В разрезе ВРГ выявлены два уровня сульфидной минерализации, обогащенных элементами платиновой группы. Оруденение носит прерывистый характер. Наиболее высокие содержания ЭПГ (до 40 г/т) приурочены к линзам анортозитов, вытянутым в виде цепочки по простиранию пород в Западно-Панском блоке на десятки километров. Данный уровень оруденения назван Южным рифом.

Флюидные, преимущественно однофазовые, иногда жидкогазовые, микровключения в минералах изучаемых пород по данным микроскопических наблюдений отмечались в плагиоклазе, реже в апатите, оливине, пироксене. Обычно это очень мелкие (< 5 , а чаще < 1 мкм в поперечнике), округлые или несколько вытянутые по форме вакуоли, иногда изолированные, а чаще группирующиеся в кластеры от нескольких до десятков индивидов. По характеру распределения в минералах эти включения могут быть отнесены к первично-вторичным или ранне-вторичным.

Извлечение газовой фазы для измерения изотопного состава гелия осуществлялось измельчением образцов пород (навеска 2 г, фракция 0.25 – 0.64 мм) в запаянных вакуумированных стеклянных ампулах [10]. Этим методом газ экстрагируется преимущественно из флюидных микровключений, где, как известно [например, 27], соотношение изотопов гелия может длительное время сохраняться, будучи ближе к исходному и с меньшей примесью радиогенной компоненты по сравнению с газами в кристаллической решетке. Изотопный анализ выполнялся на статическом масс-спектрометре МИ-1201 [30,27].

Всего изучено 46 образцов пород, в том числе 30 - из нижнего и 16 – из верхнего расслоенных горизонтов (табл. 1).

Таблица 1

Содержание и изотопный состав гелия в породах рудоносных горизонтов
Западно-Панского блока

Образец		Порода	^4He ,	$^3\text{He}/^4\text{He}$
Номер	Индекс		$10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$	10^{-8}
<u>Н и ж н и й р а с с л о е н н ы й г о р и з о н т</u>				
1	Ма-Х	Пироксенит	0,43	8,5
2	17	Норит	0,49	8,2
3	611	То же	0,59	8,3
4	622	- « -	0,14	2,0
5	28-90	- « -	0,13	35,7
6	33-90	- « -	0,94	8,8
7	41-90	- « -	0,06	41,8
8	43-90	- « -	0,33	13,2
9	44-90	- « -	5,09	11,5
10	119-90	- « -	0,83	21,8
11	612	Габбронорит	3,39	15,0
12	613	То же	0,54	12,0
13	649	- « -	0,06	15,1
14	122-90	- « -	0,14	36,4
15	130-8	- « -	1,74	32,5
16	620	Габбро	0,41	8,0
17	625	То же	0,28	15,2
18	627	- « -	0,32	5,1
19	629	- « -	0,15	8,5
20	630	- « -	0,08	4,8
21	634	- « -	1,42	14,0
22	42-90	- « -	0,25	5,8
23	Ма-29e	- « -	2,19	9,0
24	Ки-16/6	Габбро-пегматит	2,29	7,9
25	499	Метагаббро	1,39	17,2
26	Ки-11/2	Амфиболит	0,34	12,5
27	123-90	Лейкогаббро	0,51	26,9
28	124-90	То же	0,75	19,4
29	170-90	- « -	0,75	18,6
30	Ки-10/16	Анортозит	1,19	17,5
<u>В е р х н и й р а с с л о е н н ы й г о р и з о н т</u>				
31	ЮК-148-1	Пироксенит	8,89	12,1
32	ЮК-48	Троктолит	0,05	56,4
33	ЮК-40	Габбронорит	0,36	23,1

Таблица 1 (окончание)

34	ЮК-45	То же	1,99	30,5
35	ЮК-47	- « -	1,04	29,1
36	ЮК-70	- « -	3,46	31,7
37	ЮК-76	- « -	2,67	14,4
38	ЮК-32а	Лейкогаббро	0,22	39,8
39	ЮК-46	То же	0,27	35,8
40	ЮС-1г	- « -	0,13	17,2
41	ЮС-1а	Анортозит	0,34	17,9
42	ЮС-1д	То же	0,37	8,5
43	ЮС-2а	- « -	2,86	16,1
44	ЮС-3а	- « -	0,66	17,9
45	ЮС-4а	- « -	1,14	18,6
46	ЮС-7	- « -	0,93	16,6

Примечания. Результаты анализов исправлены на средние значения холостых опытов (нсм³/опыт): ${}^4\text{He} = 1.1 \cdot 10^{-8}$, ${}^3\text{He} = 1.28 \cdot 10^{-14}$. Масс-спектрометрические измерения осуществлялись И.Л. Каменским или при его методическом руководстве.

Выявлены существенные колебания концентраций и соотношений изотопов гелия в ФВ. Так, содержание (в см³/г) ${}^4\text{He}$ изменяется от $5 \cdot 10^{-8}$ до $9 \cdot 10^{-6}$, а ${}^3\text{He}$ - от $9 \cdot 10^{-15}$ до $1.1 \cdot 10^{-12}$. Величина отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ варьирует от типично радиогенных коровых значений ($2 \cdot 10^{-8}$) до $n \cdot 10^{-7}$. Последние уже явно указывают на присутствие мантийной компоненты флюида. Для пород верхнего расслоенного горизонта по сравнению с нижним и рудных пород относительно без- или слабо оруденелых в НРГ характерны, в среднем, более высокие концентрации и изотопные отношения гелия. Подобные, хотя и в меньшей степени проявленные, различия между рудными и нерудными породами ВРГ установлены в содержаниях ${}^4\text{He}$ и ${}^3\text{He}$. Однако, среднее отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в безрудных породах здесь в два раза выше, чем в рудах. В некоторых случаях измерялся изотопный состав гелия, выделяемого плавлением из всего объема образца, то есть из кристаллической матрицы и флюидных включений. Сопоставление полученных концентраций обоих изотопов с рассчитанными, исходя из возраста пород и содержаний в них родительских элементов – U, Th и Li [31], показало, что породы потеряли 96-99 % радиогенного ${}^4\text{He}$, в то время как изме-

ренные концентрации ^3He превышают ожидаемые в отдельных образцах в несколько раз, подтверждая, таким образом, захват мантийного флюида. В среднем из флюидных включений извлекается 13 % ^4He и 24 % ^3He от общего их количества в образце. Довольно тесная (коэффициент парной корреляции для всей выборки образцов составляет 0.87 при 95% доверительной вероятности) прямая взаимосвязь между ^4He и ^3He в ФВ (рис. 2) и практически отсутствие корреляции между концентрациями обоих изотопов и отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ могут свидетельствовать о незначительном влиянии на изотопный состав гелия во флюидных включениях образующейся *in situ* радиогенной компоненты и вероятном неравномерном разбавлении глубинного магматического флюида коровыми летучими до его захвата во включения.

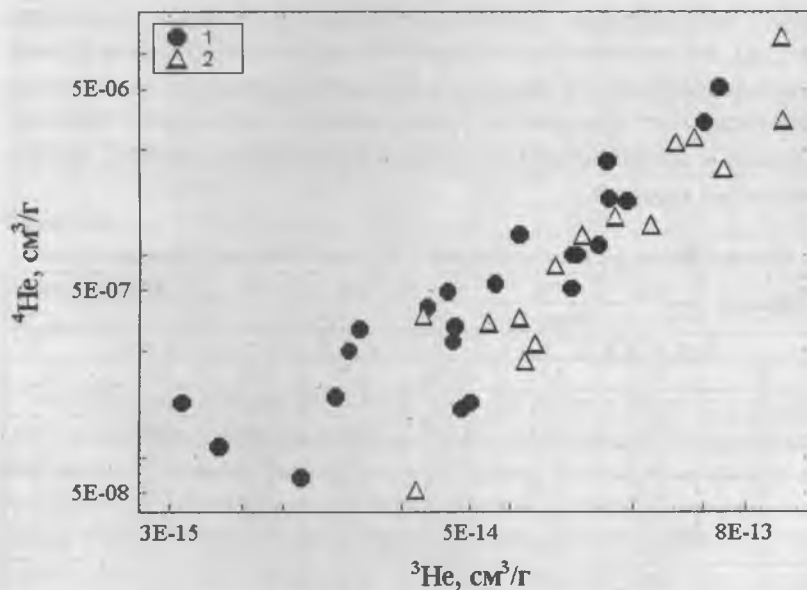


Рис. 2. Корреляция содержаний изотопов гелия в газовой составляющей пород Нижнего (1) и Верхнего (2) расслоенных горизонтов.

Статистической обработкой имеющихся данных (табл. 1 и 2) установлены взаимосвязи разной силы и направленности между изотопно-гелиевыми показателями с одной стороны и концентрациями, а также соотношениями рудных элементов - с другой. При этом наиболее примечательным является существенное различие поведения рассматриваемых компонентов в породах верхней и нижней рифовых зон. Так, в НРГ обнаруживается положительная корреляция между ^4He и Pt, ^3He и Pt (рис. 3), $^3\text{He}/^4\text{He}$ и суммой ЭПГ (рис. 4), $^3\text{He}/^4\text{He}$ и Pd (в ВРГ - отрицательная во всех этих случаях), ^4He и Cu, Ni, Co, Cu/Ni, ^3He и Cu (рис. 5), Ni, Au, Pd, Cu/Ni (рис. 6), $^3\text{He}/^4\text{He}$ и Pt, Rh, Pd/Pt (в ВРГ нет корреляции между этими парами компонентов). Обратная зависимость в НРГ и прямая - в ВРГ выявлены между ^4He (рис.7), ^3He и отношением и Pd/Pt. Лишь между $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношением и содержанием Au намечается положительная взаимосвязь в обоих рудоносных горизонтах (рис. 8). На данном этапе исследований, из-за ограниченного количества и разрозненности образцов в той и другой рифовых зонах, не все перечисленные зависимости устанавливаются достаточно надежно. Поэтому и интерпретация их носит, в значительной степени, предварительный характер.

Таблица 2

Концентрации рудных элементов в породах Западно-Панского блока

Образец	Cu	Ni	Co	.Pd	Pt	Rh	Au
	масс. %			г/т			
Н и ж н и й р а с с л о е н н ы й г о р и з о н т							
2	0,23	0,17	0,010	5,76	0,48	0,06	0,2
4	0,07	0,11	0,01	0,47	0,07	0,01	0,02
5	0,15	0,13	0,007	5,08	0,14	0,89	0,14
6	0,24	0,12	0,011	2,92	0,59	0,08	0,28
8	0,52	0,36	0,015	3,52	0,36	0,06	0,16
9	0,8	0,43	0,016	3,9	0,67	0,09	0,19
10	0,57	0,29	0,011	11,02	1,26	0,35	0,35
11	0,43	0,38	0,012	6,35	0,92	0,17	0,31
12	0,03	0,05	0,007	0,29	0,1	0,01	0,03
13	0,25	0,28	0,006	9,88	0,74	0,29	0,34
14	0,04	0,04	0,005	2,95	0,16	0,03	0,03
16	0,47	0,32	0,01	5	0,46	0,08	0,09
17	0,41	0,33	0,008	7,15	0,58	0,06	0,11

Таблица 2(окончание)

18	0,04	0,04	0,009	0,69	0,07	0,02	0,05
19	0,05	0,02	0,004	4,41	0,45	0,06	0,09
20	0,01	0,01	0,003	0,1	Не обн.	0,02	0,02
21	0,81	0,47	0,013	4,81	0,49	0,06	0,21
22	0,27	0,21	0,007	2,49	0,52	0,03	0,06
23	0,27	0,21	0,007	2,49	0,52	0,03	0,06
25	0,3	0,13	0,01	2,61	0,31	0,08	0,26
27	0,23	0,13	0,007	5,1	0,78	0,11	0,31
28	0,61	0,27	0,01	13,04	1,6	0,28	0,44
29	0,34	0,22	0,009	4,96	0,67	0,14	0,14
Верхний расслоенный горизонт							
31	0,14	0,09	0,011	2,86	0,18	0,05	0,05
32	0,008	0,05	0,008	0,01	Не обн.	Не опр.	Не опр.
33	0,007	0,02	0,003	0,02	То же	То же	То же
34	0,006	0,06	0,012	0,02	- « -	- « -	- « -
35	0,009	0,02	0,004	0,01	- « -	- « -	- « -
36	0,005	0,03	0,005	Не опр.	Не опр.	- « -	- « -
37	0,004	0,02	0,004	0,04	Не обн.	Не обн.	- « -
38	0,007	0,05	0,005	Не опр.	Не опр.	Не опр.	- « -
39	0,005	0,06	0,009	0,07	Не обн.	То же	- « -
41	Не опр.	Не опр.	Не опр.	18,9	3,43	- « -	1,23
42	То же	То же	То же	8,48	1,53	- « -	0,06
43	0,32	- « -	0,005	5,58	0,68	0,12	0,28
44	0,12	- « -	0,005	3,75	0,46	0,04	0,2
45	0,54	- « -	0,010	14,93	1,84	0,24	1,25
46	0,16	- « -	0,005	6,44	0,97	0,06	0,3

Примечания. Номера образцов соответствуют таковым в табл. 1.

Неодинаковое распределение изотопов гелия и связи их с рудными элементами в породах нижнего и верхнего расслоенных горизонтов согласуются с предположениями о различиях в механизме их формирования [14,15]. Образование первого из них соотносится с поступлением в кристаллизующуюся камеру незначительного количества свежих порций магмы, близкой по составу к исходному расплаву интрузива, тогда как становление второго обусловлено притоком более примитивного, по сравнению с внутрикамерным, расплава оливинового толеита. Изотопный состав гелия свидетельствует, что этот расплав был наименее дегазирован, а комплиментарный ему флюид был мень-

ше контаминирован экзогенными компонентами, не смотря на более высокое положение в разрезе интрузива. Особенности взаимосвязей между концентрациями и отношением изотопов гелия с одной стороны и содержанием рудных элементов, а также таких индикаторных отношений, как Cu/Ni и Pd/Pt - с другой, позволяют предполагать, что, по сравнению с ВРГ, формирование рудной минерализации НРГ происходило (1) в более широком интервале термодинамических условий, (2) с большим участием поздне- и/или постмагматических процессов, (3) при более важной роли флюидной фазы, по-видимому, преимущественно восстановленной [21]. Не очень сильная статистическая связь газовых и рудогенных компонентов в породах рифовых зон Западно-Панского блока возможно объясняется тем, что, как и на других месторождениях ЭПГ [1,2,11], максимумы летучих не совпадают с пиками оруденения, а образуют ореолы вокруг их. Однозначный ответ на данный вопрос может быть получен при дальнейшем совместном изучении распределения благородных газов и рудной минерализации в полных разрезах через расслоенные горизонты.

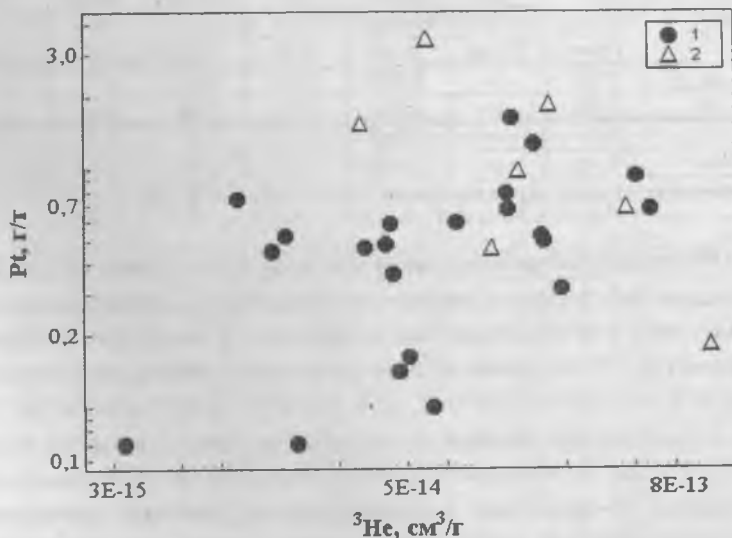


Рис. 3. Противоположный характер соотношений ^3He – Pt в породах рифовых зон. Условные обозначения те же, что на рис. 2.

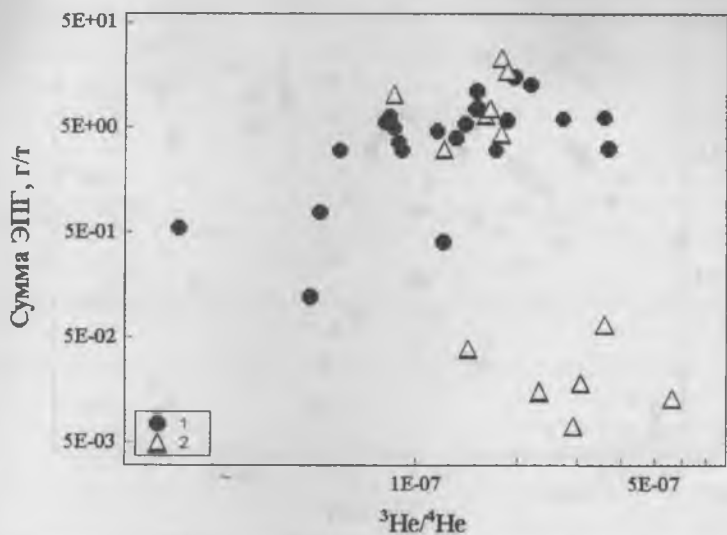


Рис. 4. Различная зависимость изотопно-гелиевого отношения и содержания ЭПГ в рудоносных зонах. Образцы: 1 – НРГ, 2 – ВРГ.

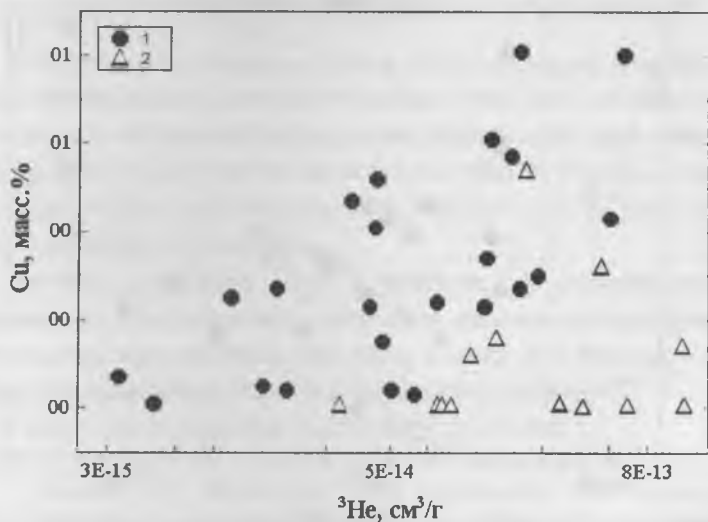


Рис. 5. Взаимосвязь концентраций Si и ^3He в породах рифовых зон. Условные обозначения см. на рис. 4.

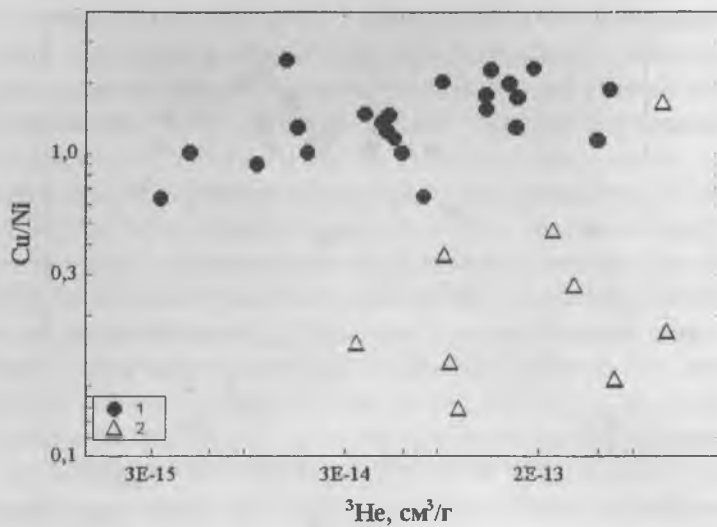


Рис. 6. Расположение образцов Нижнего (1) и Верхнего (2) расслоенных горизонтов в координатах ³He – Cu/Ni.

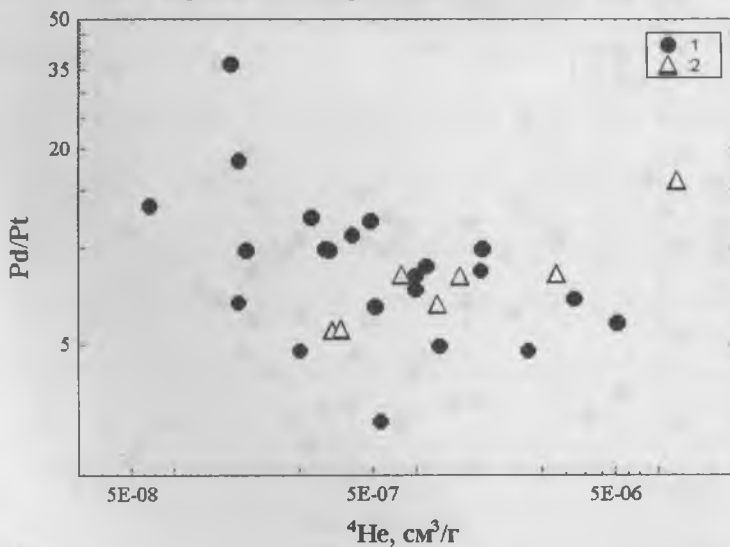


Рис. 7. Характер взаимосвязи ⁴He и Pd/Pt отношения в рудоносных зонах. Условные обозначения – см. рис. 6.

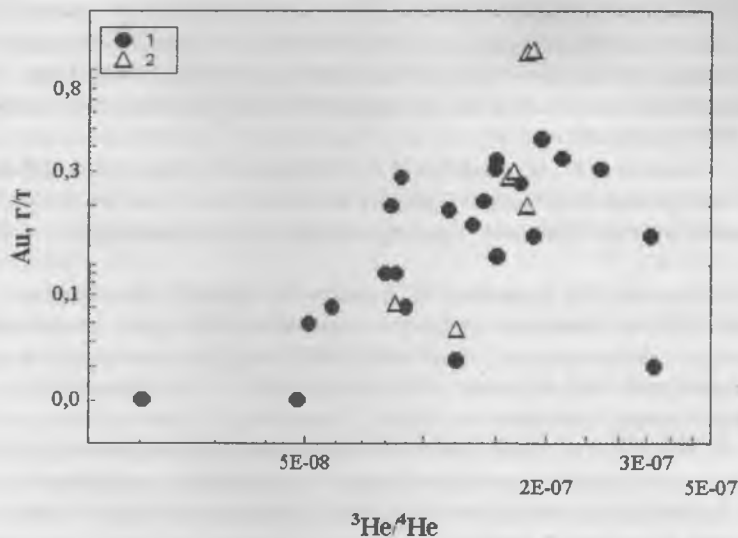


Рис. 8. Зависимость $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения и концентраций золота в НРГ (1) и ВРГ (2).

В целом, полученные результаты свидетельствуют о перспективности использования изотопного состава гелия как геохимического показателя особенностей формирования платинометальной минерализации и рудоносности не только отдельных частей, блоков и горизонтов Федорово-Панского массива, но и, вероятно, других расслоенных интрузий Кольской провинции.

Авторы благодарят И.Л. Каменского за непосредственное выполнение и методическое руководство масс-спектрометрическими измерениями изотопного состава гелия, а также Л.С. Костенко и О.В. Нивина за техническую помощь в подготовке рукописи.

Работа поддержана грантом РФФИ № 03-05-64257.

1. Аглонов В.С., Додина Д.А. Новые возможности термобаргеохимии при установлении локализации горизонта малосульфидного платинометаллического оруденения // Сб. «Платина России». – М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995.- Т. II. Кн. 1.

2. *Аплонов В.С., Додина Т.С.* Флидно-геохимическая модель уникального Талнахского платиносодержащего месторождения // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика). М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. – Т. IV. – С. 100-120.

3. *Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Павличенко Л.В.* Возраст габбро-норитов Нижнего расслоенного горизонта (рифа) Федорово-Панского массива (Кольский полуостров) // Докл. АН (Россия), 1994. – Т. 337, № 1. С. 95-97.

4. *Ваганов П.А., Турченко С.И., Турченко А.С., Боде П., Ван Меертен Т., Элохов К.И.* Геохимические особенности платиноносных пород расслоенного горизонта габброноритового массива Панских Тундр (Кольский полуостров) // Вестник Санкт-Петербургского университета, 2000. – Сер. 7. Геология и география. – Вып. 1.-С. 23-36.

5. *Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Икорский С.В.* Мантийный флюид в протерозойских гранитоидах: изотопы Не и Аг в породах и минералах лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса, Кольский полуостров // Петрология, 2002. Т. 10, № 3. С. 270-282.

6. *Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кабри Л.Дж. и др.* Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3.

7. *Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А.* Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. – 755 с.

8. *Докучаева В.С., Припачкин В.А.* О флюидном режиме формирования платино-палладиевого оруденения в расслоенных интрузивах Карело-Кольского региона // Докл. АН (Россия).- 1993.- Т.329.- N 5.- С. 634-636.

9. *Икорский С.В., Каменский И.Л., Смирнов Ю.П.* Изотопы гелия в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Докл. АН (Россия), 1994. – Т. 335, № 1. С. 84-87.

10. *Икорский С.В., Каменский И.Л.* Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов // XV Симпозиум по геохимии изотопов, 24-27 ноября 1998 г., Москва. Тезисы докладов.- М., 1998.- С. 115.

11. *Конников Э.Г., Неручев С.С., Прасолов Э.М., Кислов Е.В., Орсов Д.А.* Флюидный режим формирования малосульфидной благороднометалльной минерализации Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов

в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика). М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. – Т. IV. – С. 169-176.

12. Корчагин А.У., Бакушкин Е.М., Виноградов Л.А., Карпов С.М., Медников А.И. Геологическое строение нижней краевой зоны массива Панских тундр и ее платинометальное оруденение // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994.-С. 100-106.

13. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. – Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН, 2000.- 315 с.

14. Латыпов Р.М., Митрофанов Ф.П., Алапиеви Т.Т., Кауконен Р.Дж. Петрология верхнего расслоенного горизонта интрузива Западно-Панских тундр // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 10.

15. Латыпов Р.М., Митрофанов Ф.П., Алапиеви Т.Т., Халкоахо Т.А.А. Петрология нижнего расслоенного горизонта интрузива Западно-Панских тундр, Кольский полуостров //Петрология, 1999. – Т. 7.- № 5. – С. 509-538.

16. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений, 2001. – Т. 43, № 4. – С. 291-307.

17. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Корчагин А.У. Металлогения Кольского пояса расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий // Отечественная геология.- 1995.- № 6.- С. 37-41.

18. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Латыпов Р.М., Грицай А.Л., Субботин В.В. Основные результаты исследований Кольской платинометальной провинции // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: ИГЕМ, 1997.-С. 286-288.

19. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Латыпов Р.М., Осокин А.С., Субботин В.В., Карпов С.М., Нерадовский Ю.Н. Кольская платинометальная провинция: новые данные // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999.- Т.IV.- С.43-52.

20. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Балабонин Н.Л., Гончаров Ю.В., Карпов С.М., Субботин В.В., Припачкин П.В. Основные результаты исследований платинометалльной рудоносности расслоенного ультрамафит-мафитового интрузива Федорово-Панских тундр // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т.2. – Изд. МУП «Полиграф», 2002.- С. 4-12.

21. Нивин В.А., Балабонин Н.Л., Латыпов Р.М., Корчагин А.У. Газовые компоненты и дисперсный углерод в породах Федорово-Панского интрузива (Кольский полуостров): особенности распределения и связь с рудной минера-

лизацией //Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 2002.- № 3.- С. 59-65.

22. *Нивин В.А., Икорский С.В.* Особенности формирования Ловозерских редкометалльных месторождений (Кольский полуостров) по изотопно-газовым (He, Ar) данным // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. Труды II Международного Семинара. Иркутск-Владивосток, 2002. С. 214-235.

23. *Нивин В.А., Икорский С.В., Каменский И.Л.* Изотопно-газовые (He, Ar) индикаторы источников вещества палеозойских щелочных комплексов Кольской провинции и связанных с ними рудных месторождений // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. - Иркутск, 2001.- С.129-142.

24. *Орсоев Д.А., Конников Э.Г., Готов А.И., Кислов Е.В.* Нижний расслоенный горизонт Федорово-Панского габброидного массива (Кольский полуостров): строение, состав, характер распределения флюидной фазы // Геология и геофизика, 1997.- Т.38.-№ 11.- С. 1782-1791.

25. *Рябов В.В.* Флюидный режим траппового магматизма и рудообразования (петрологический аспект). Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 10.

26. *Толстихин И.Н., Докучаева В.С., Каменский И.Л.* Ювенильный гелий в древних породах. Гелий, аргон, уран и калий в Мончегорском плутоне (Кольский полуостров)// Геохимия, 1991.- N 8.- С. 1146-1158.

27. *Толстихин И.Н., Каменский И.Л., Марти Б. и др.* Идентификация вещества нижнемантийного плюма в девонских щелочно-ультраосновных-карбонатитовых комплексах Кольского полуострова на основании изучения изотопии благородных газов и радиоактивных элементов /.- Препр.- Апатиты-Нанси-Брюссель, 1999.- 97 с. (на русском и английском языках).

28. *Dunai T.J. and Touret J.L.R.* (1993) A noble gas study of a granulite sample from the Nilgiri Hills, southern India: implications for granulite formation. Earth and Planetary Science Letters, 119, pp.271-281.

29. *Hu Ruizhong, Burnard P.G., Turner G. and Bi Xianwu* (1998) Helium and argon isotope systematics in fluid inclusions of Machangqing copper deposit in west Yunnan province, China. Chemical Geology, Vol. 146, pp. 55-63.

30. *Kamensky I.L., Tolstikhin I.N., and Vetrin V.R.* Juvenile helium in ancient rocks: 1. ^3He excess in amphiboles from 2.8 Ga charnokite series: Crust-mantle fluid intracrustal magmatic process // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1990.- Vol. 54, pp. 3115-3122.

Mamyrin B.A. and Tolstikhin I.N. Helium isotopes in nature. Elsevier: 1984.- 267 p.

31. *Mitrofanov F.P., Balabonin N.L., Bayanova T.B. et al.* PGE mineralization of the Fodorovo-Pansky intrusion (Kola Peninsula, Russia). In: International Plati-

num. Ed. By Prof. N.P. Laverov and Prof. V.V. Distler. Theophrastus Publications. St.-Petersburg-Athens.- 1998.- P.62-70.

32. *Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U.* (2002). Basal platinum-group element mineralization in the Fedorov Pansky layered mafic intrusion, Kola peninsula, Russia // *Economic Geology*, Vol. 97, pp. 1657-1677.

33. *Stuart F.M., Burnard P.G., Taylor R.P., Turner G.* (1995) Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W-Mo mineralization, South Korea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 59? No. 22, pp. 4663-4673.

34. *Tolstikhin I.N., Dokuchaeva V.S., Kamensky I.L., Amelin Yu.V.* Juvenile he-kium in ancient rocks: II. U-He, K-Ar, Sm-Nd, and Rb-Sr systematics in the Monche Pluton. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios frozen in uranium-free ultramafic rocks// *Geochimica et Cosmochimica Acta*.- 1992.- Vol.56.- P. 987-999.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮОРИТА (ПО ДАННЫМ ТЕРМОГАЗО- ХРОМАТОГРАФИИ)

*С.Ф. Труфанова, Р.Н. Мурогова, Ф.П. Мельников,
А.В. Щербакова*

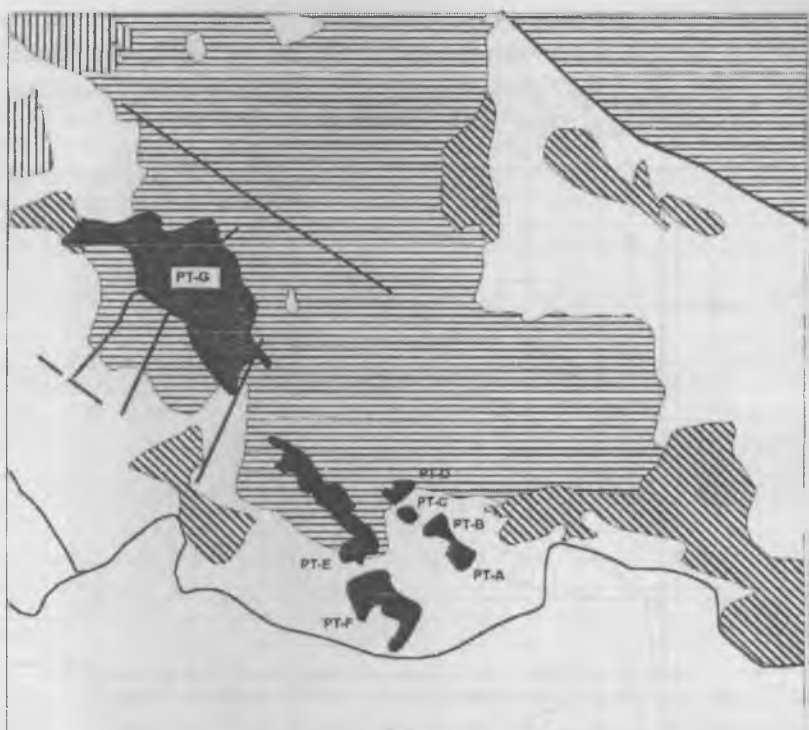
В настоящей работе приведены данные термогазохроматографического исследования образцов флюоритовых руд с трех месторождений, проводившегося с целью установления температурных условий формирования оруденения и выделения основных и второстепенных стадий рудогенеза.

Для исследования были взяты образцы флюоритовых руд из гидротермальных месторождений Лас-Куэвас (Центральная Мексика), Калангуй (Восточное Забайкалье) и Кох-и-Маран (Западный Пакистан).

Месторождение Лас-Куэвас расположено в Центральной Мексике, в сутурной зоне Восточная Сьерра Мадре Мексиканского нагорья. В этой части ларамийского складчатого пояса, формировавшегося в поздней юре-мелу, накопилось примерно девять километров карбонатных осадков. На данной территории известно несколько десятков месторождений – колчеданных, эксгаляционно-осадочных, скарновых и жильных с различным оруденением (полиметаллические, золото-серебряные, флюоритовые) [2].

Лас-Куэвас – одно из месторождений флюорита, приуроченных к толще нижнемеловых карбонатных пород (морские слоистые известняки и доломиты с тонкими линзами кремней и сланцев) формации “el Doctor” (рис.1). Известняки формации “el Doctor” перекрываются к северо-западу красноватыми глинистыми верхнемеловыми известняками формации “Soyatal” [9]. В олигоцене известняки были перекрыты риолитовыми, андезитовыми и дацитовыми вулканитами и прорваны вулканическими брекчиями риолитового состава. В результате мощной поствулканической гидротермальной деятельности в извест-

няках, на границе с покровами и телами брекчий риолитов образовались грандиозные карстовые полости, послужившие вместилищем для флюорита.



Условные обозначения:

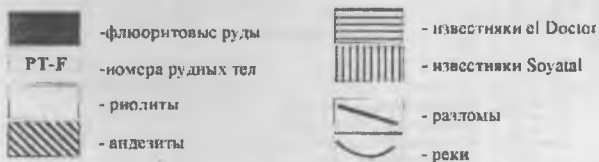


Рис. 1. Геологическое строение месторождения Лас-Кузвас (данные Л.Ф. Вассайо, В.И. Старостина, Н.Н. Шатагина 2001)

Состав оруденения месторождения Лас-Куэвас очень прост. Это либо мономинеральный флюорит, либо флюорит – кальцитовые руды.

Проведенное моделирование показало, что основной температурный интервал образования флюорита отмечается при 500-480°C (рис. 2). Более низкие температурные интервалы образования флюорита – 420°C и 400°C. Помимо этого, отмечаются еще температурные барьеры, на которых могло происходить формирование других минералов. Это, соответственно, 540°C, 520°C, 300°C и 200°C.

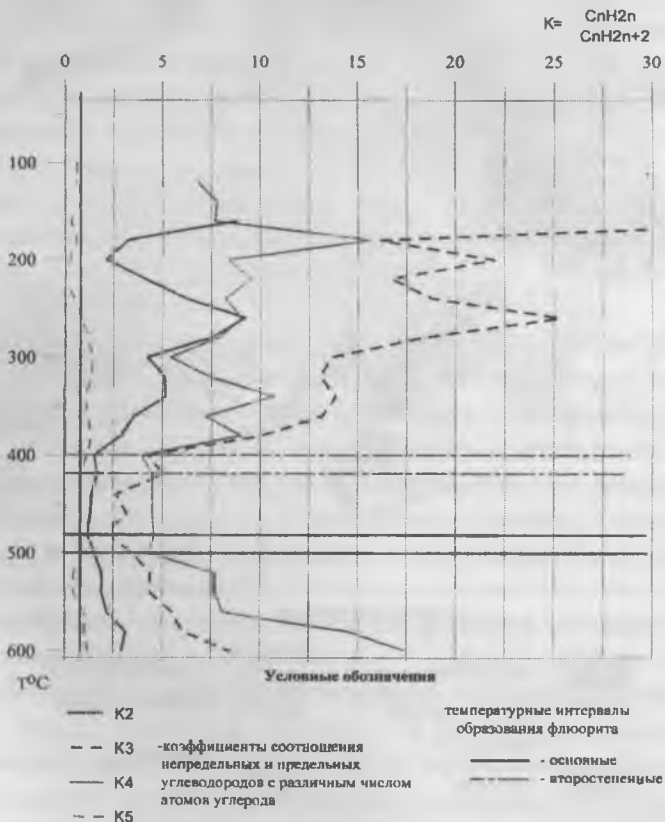


Рис. 2. Отношение неперелых углеводородов к предельным в пиролизате флюоритовых руд месторождения Лас-Куэвас (Мексика) в зависимости от температуры пиролиза

На данном месторождении образование флюоритовых руд происходило по варианту, когда кислорода было недостаточно, а в избытке был водород, и образовывался метан. Это видно из таблицы результатов (табл. 1).

Таблица 1

Компонентный состав газового пиролизата флюоритовых руд месторождения Лас-Кузвас (Мексика) в зависимости от температуры пиролиза (УВ - $\text{н} \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$; CO_2 , H_2 , O_2 , N_2 - $\text{см}^3/\text{кг}$)

T°, C	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈ -I	C ₄ H ₈ -II	neoC ₅ H ₁₂	iC ₅ H ₁₂
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80	0	0	0	0	0,06	0	0	0	0	0	0
100	0,006	0	0,006	0	0,18	0,003	0	0,018	0,36	0	0,007
120	0,03	0	0,09	0	0,15	0,03	0,03	0,05	0,36	0	0,007
140	0,062	0	0,13	0	0,2	0,11	0	0,25	0,61	0,04	0,04
160	0,123	0,02	0,176	0,03	1,19	0,78	0,08	4,43	2,2	0,68	0,082
180	1,85	0,04	0,13	0,06	0,97	0,34	0,08	2,84	3,74	0,41	0,14
200	0,37	0,12	0,26	0,06	1,32	1,99	0,45	17,42	3,02	2,86	0,48
220	0,55	0,16	0,66	0,1	1,67	1,79	0,45	18,14	3,31	29,38	0,42
240	1,91	0,36	2,24	0,22	4,14	3	0,84	26,06	5,47	4,24	0,63
260	1,72	0,32	2,95	0,16	4,05	1,43	0,43	12,1	4,75	1,9	0,42
280	3,39	0,56	4,22	0,29	5,32	1,15	0,47	8,06	4,76	1,36	0,36
300	5,24	0,88	3,74	0,48	6,56	1,82	0,56	8,5	4,4	1,41	0,56
320	3,94	0,96	4,89	0,54	7,06	0,85	0,45	5,95	3,71	0,94	0,18
340	5,05	0,96	4,97	0,64	8,89	0,5	0,28	5	3,35	1,07	0,11
360	8,16	1,9	6,82	1,04	13,7	0,6	0,5	4,86	3,06	0,72	0,2
380	7,85	1,9	5,5	0,96	9,68	0,42	0,35	4,86	2,1	0,48	0,12
400	11,24	4,2	6,49	1,6	6,93	0,35	0,42	1,89	1,17	0,27	0,14
420	9,39	2,9	4,95	0,96	4,86	0,14	0,28	1,17	0,72	0,17	0,1
440	8,78	2,8	3,96	0,96	2,53	0,07	0,21	0,72	0,54	0,09	0,07
460	11,09	3,4	4,51	0,96	3,08	0,07	0,21	0,72	0,54	0,1	0,14
480	18,8	4,8	5,72	1,2	2,56	0,07	0,28	1,08	0,54	0,14	0,15
500	13,4	2,4	3,74	0,72	2,53	0,07	0,28	1,08	0,45	0,17	0,07
520	10,47	1,2	2,31	0,4	1,76	0,07	0,14	1,08	0,54	0,14	0,1
540	10,47	1,2	2,31	0,4	1,76	0,07	0,14	1,08	0,54	0,14	0,1
560	1,85	0,9	1,98	0,32	1,76	0,06	0,11	1,08	0,3	0,11	0,08
580	5,05	0,36	1,14	0,13	0,79	0,03	0,03	0,65	0,22	0,04	0,05
600	6,1	0,48	1,41	0,13	1,1	0,03	0,03	0,76	0,29	0,07	0,07

Таблица 1 (окончание)

T°,C	nC ₅ H ₁₂	C ₅ H ₁₀ ⁻ I	C ₅ H ₁₀ ⁻ II	C ₅ H ₁₀ ⁻ III	C ₅ H ₁₀ ⁻ IV	2,3ДМБ +2МП	ЗМП	n C ₆ H ₁₄	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,24	1,51
40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	0,007	0	0	0,009	0	0,09	0,04	0	0	0	0	0
120	0,007	0	0	0,009	0	0,09	0	0,009	0	0	0	0
140	0,014	0	0,018	0,055	0,009	0	0,018	0	0	0	0	0
160	0,027	0	0,037	0,22	0	0	0,11	0	0	0	0	0
180	0,05	0,02	0,04	0,29	0,02	0,07	0	0,04	0	0	0	0
200	0,07	0,02	0,13	0,7	0,06	0,32	0	0,018	0	0	0	0
220	0,07	0,018	0,17	0,75	0,09	0,26	0	0,018	0	0	0	0
240	0,08	0,04	0,4	1,77	0,22	0,04	0,48	0,15	0,04	0	0	3,09
260	0,14	0,07	0,39	1,32	0,32	0,04	0,24	0,06	0,05	0	0	0,86
280	0,07	0,04	0,42	1,49	0,26	0,02	0,17	0,004	0,08	0,002	0	0,34
300	0,1	0,07	0,61	1,9	0,39	0,04	0,22	0,06	0,08	0,022	0	0,68
320	0,05	0,04	0,37	1,01	0,22	0,02	0,09	0,04	0,004	0,0033	0	0,34
340	0,1	0,06	0,37	0,7	0,28	0,018	0,064	0,018	0,104	0,0022	0	0
360	0,1	0,05	0,31	0,65	0,21	0,05	0,16	0	0,13	0,0033	0	2,25
380	0,1	0,05	0,18	0,55	0,18	0,09	0	0	0,1	0,0022	0	4,49
400	0,1	0,05	0,14	0,28	0,14	0	0,07	0	0,13	0,003	0	1,12
420	0,14	0	0,09	0,18	0,05	0	0,05	0	0,13	0,003	0	1,49
440	0,07	0	0,05	0,14	0	0	0,05	0	0,16	0,0017	0	0
460	0,14	0	0,09	0,18	0,05	0	0,05	0	0,13	0,022	0	0
480	0,15	0	0,09	0,23	0,05	0	0,07	0	0,18	0,003	0	6,6
500	0,09	0	0,09	0,18	0,05	0	0,05	0	0,19	0,022	0	5,6
520	0,1	0	0,07	0,09	0	0	0,05	0	0,18	0,022	0	1,09
540	0,1	0	0,07	0,09	0	0,05	0	0	0,18	0,022	0	1,09
560	0,08	0,07	0,06	0,11	0,04	0,04	0,09	0,02	0,36	0,022	0	6,92
580	0,05	0	0,04	0,09	0,02	0,02	0,07	0	0,29	0,02	0	1,09
600	0,05	0,04	0,06	0,11	0,02	0,02	0,07	0	0,41	0,02	0	0,71

При исследовании образца флюорита из месторождения Лас-Кузвас в пиролизате при температурах до 400°C выделилось большое количество бутена (C_4H_8), амилена (C_5H_{10}) при минимальном количестве метана (CH_4). Это говорит о том, что исходное рассеянное органическое вещество (РОВ) морских карбонатных пород формации "el Doctor", формировавшихся в условиях небольших глубин, состояло в основном из продуктов уплотнения планктонных водорослей. Об этом же свидетельствует соотношение между углеводородами (УВ) с числом атомов углерода равным пяти. Из рис. 3 следует, что самый большой вклад в сумму этого типа УВ вносят неопентан и C_5H_{10} -III (амилен). Образование большого количества этих УВ происходит при разрыве изопреноидных цепей, входящих в состав пигментов планктонных водорослей.

Источником кальция служили известняки формации "el Doctor", а источником фтора, возможно, являлся глубоко залегающий гранитный плутон, не вскрытый эрозией. В пользу этого довода свидетельствует наличие в других участках района Восточная Сьерра Мадре гранитных плутонов, интродуцирующих карбонатные толщи.

Калангуйское сульфидно-кварц-флюоритовое месторождение расположено в Кукульбейском рудном районе Монголо-Забайкальского флюоритового пояса. На большей части площади, включающей месторождение, развиты нижнеюрские осадочные образования онтагаинской свиты, представленные песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность этих отложений составляет около 2800 м. Собственно Калангуйским месторождением является Главная трещина, секущая осадочные породы (рис. 4). Главная трещина и трещины второстепенного характера сформировались в результате внедрения позднепалеозойских (нижнемеловых) гранитоидов ундинского комплекса [3, 7]. Состав этих гранитоидов варьирует от гранитов до диоритов с преобладанием гранодиоритов. Гранитоиды слабо фтороносны, содержат редкие зерна акцессорного флюорита. Повышенная основность этих пород, очевидно, обусловлена ассимиляцией вещества верхнепротерозойских метаморфических образований карбонатно-кремнисто-терригенно-зеленосланцевого комплекса (кулиндинская и

ононская свиты). Эти же и более молодые породы, принадлежащие к карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенному комплексу среднего палеозоя [6], распространены в фундаменте Талангуйской синеклизы, под нижнеюрскими отложениями [3] и, скорее всего, послужили источником кальция.

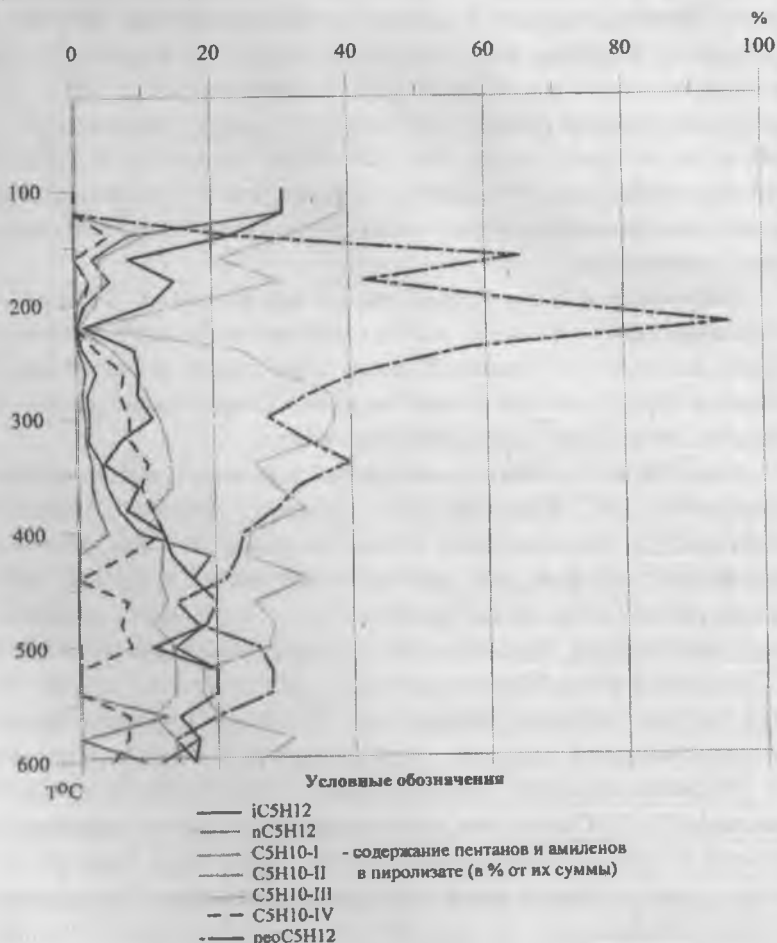
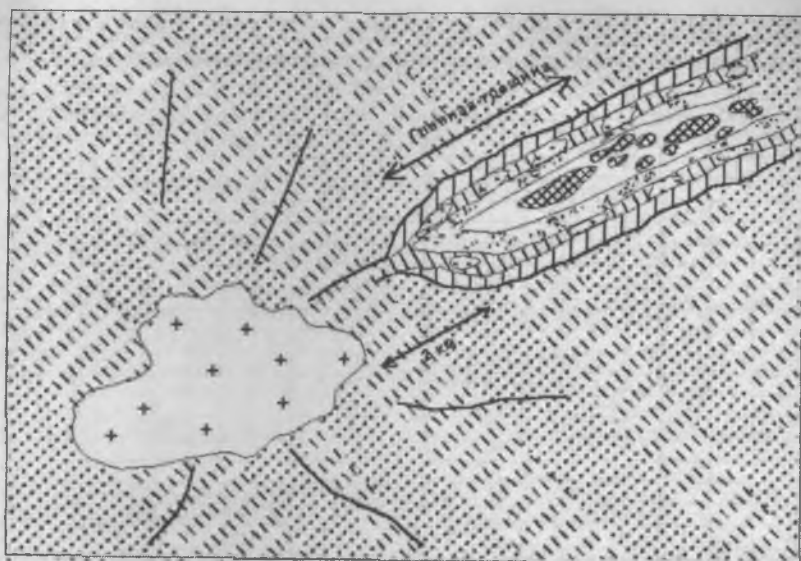


Рис. 3. Соотношение индивидуальных углеводородов группы C₅ в пиролизате флюоритовых руд месторождения Лас-Кузвас (Мексика) в зависимости от температуры пиролиза



Условные обозначения







- | | | | |
|--|--|---|---|
|  | - нижнемеловые граниты |  | - зона сплошных флюоритовых руд, содержащая флюоритовые почти до 1 м в диаметре, агрегации пирита и марказита аморфного, корки крупнокристаллического пирита и сферолиты марказита, полости, инкрустированные пиритом |
|  | - переслаивание полимиктовых песчаников, углистых и глинистых сланцев |  | - трещины |
|  | - зона каолинизации песчаников и глин | | |
|  | - зона флюоритовых руд с кварцевой и брекчиевидной текстурой, содержащая обломки вмещающих пород | | |

Рис. 4. Схема геологического строения Калангуйского месторождения

По трещинам, от остывающих интрузий во вмещающие породы поступали постмагматические растворы, формировавшие оруденение.

По данным моделирования основной температурный интервал образования флюорита на Калангуйском месторождении составляет 450-440°C. Помимо этого, флюорит образовывался в меньших масштабах при 490-480°C, а также при 420°C и 400°C (рис.5), то есть также наблюдается несколько стадий формирования флюоритового оруденения. Помимо этого, намечаются температурные барьеры при 510°C,

380°C, 300°C, 240°C и 200°C, на которых могли образовываться сопутствующие флюориту минералы – сульфиды, кварц, кальцит и др.

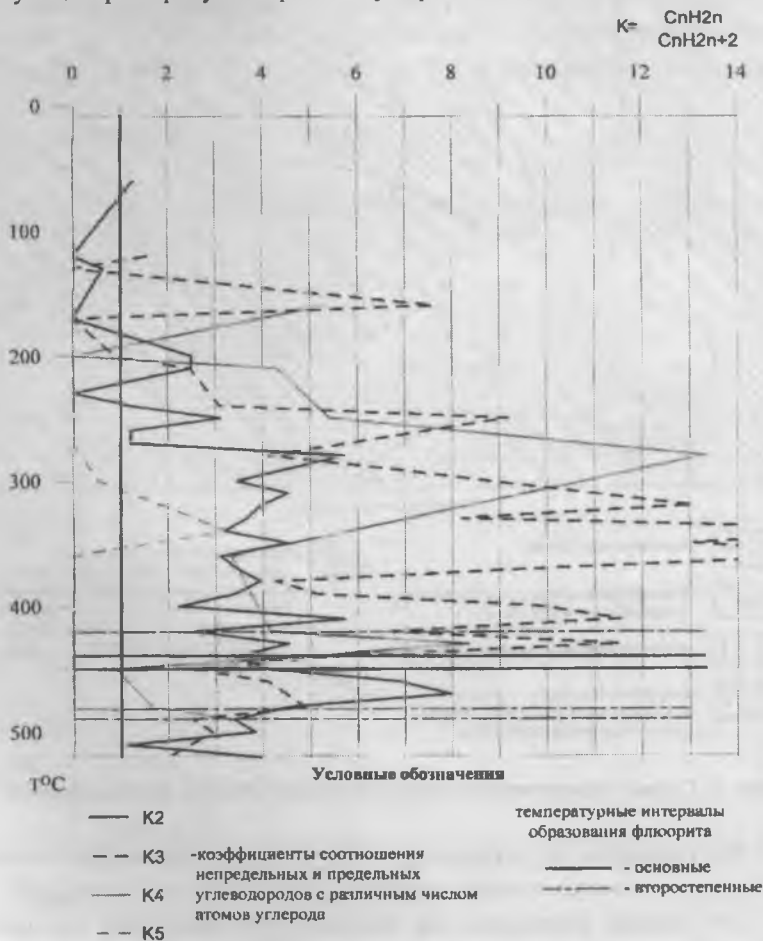


Рис. 5. Отношение непредельных углеводородов к предельным в пиролизате флюоритовых руд месторождения Калангуй в зависимости от температуры пиролиза

Образование флюоритовой минерализации на месторождении Калангуй происходило по варианту, когда кислорода было достаточно и, соответственно, в достаточном количестве был CO_2 (табл.2).

Таблица 2

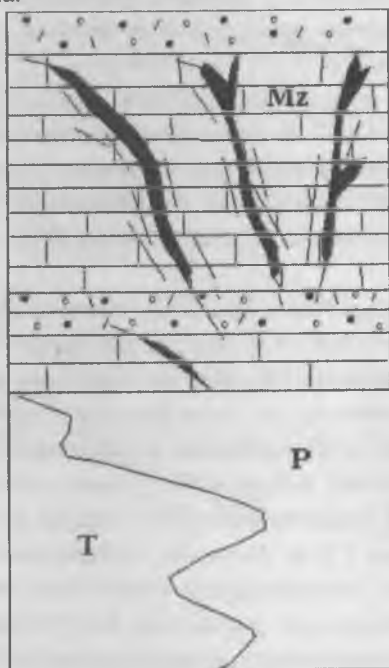
Компонентный состав газового пиролизата флюорита месторождения
Калангуй (Забайкалье) в зависимости от температуры пиролиза
(УВ - $n \cdot 10^3$ см³/кг; CO₂, H₂, O₂, N₂ - см³/кг

T°,C	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈ -I	C ₄ H ₈ -II	neoC ₅ H ₁₂	iC ₅ H ₁₂
40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
50	0,15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60	0,23	0,044	0,056	0	0	0	0	0	0	0	0
70	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
110	0,15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	0,15	0,088	0	0,11	0,17	0	0	0	0	0	0
130	0,23	0,088	0,056	0,056	0	0	0	0	0	0	0
140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
150	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
160	0	0	0	0,11	0,84	0	0,26	0	1,38	0	0
170	0,3	0,088	0	0,11	0	0	0	0	0	0	0
180	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
190	0,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
200	0,3	0,088	0,22	0,56	0,5	0,12	1,66	0	0	0	0,29
210	1,06	0,18	0,45	0,34	0,84	0	0,32	0	1,38	0	0,19
220	0,38	0	0,28	0	0	0	0	0	0	0	0
230	0,3	0,088	0	0	0	0	0	0	0	0	0
240	0,3	0,088	0,11	0,11	0,34	0	0	0	0,69	0	0
250	1,37	0,18	0,56	0,11	1,01	0,06	0,13	0	1,03	0,096	0
260	0,61	0,18	0,22	0	0,34	0	0	0	0,69	0	0
270	0,46	0,18	0,22	0	0,42	0	0	0	0	0,34	0
280	1,02	0,084	0,48	0,31	1,28	0	0,12	0,8	0,8	0	0
290	0,64	0	0,19	0,078	0,51	0	0	0	0,2	0	0
300	1,02	0,084	0,29	0	0,51	0	0	0	0,2	0	0,08
310	1,02	0,084	0,38	0	0,38	0	0	0	0,2	0	0
320	1,28	0,17	0,67	0,078	1,02	0	0	0	0,4	0	0
330	1,02	0,21	0,77	0,078	0,64	0	0	0	0,4	0	0
340	2,05	0,42	1,34	0,078	1,41	0	0	0	0,8	0,08	0
350	1,02	0,17	0,77	0,078	1,02	0	0	0	0,2	0	0
360	1,92	0,34	1,06	0,078	1,28	0	0,12	0,2	0,2	0,08	0
370	0,51	0,084	0,29	0,078	0,77	0	0	0,2	0,2	0,2	0
380	0,9	0,17	0,67	0,15	0,64	0	0	0	0	0	0
390	0,91	0,17	0,58	0,15	0,77	0	0	0,4	0	0	0
400	0,64	0,17	0,38	0,078	0,77	0	0	0,2	0,2	0	0
410	0,38	0,084	0,48	0,078	0,9	0	0	0	0,2	0	0
420	3,07	0,67	1,73	0,19	1,28	0	0,24	0,4	0,6	0,08	0
430	0,9	0,17	0,77	0,078	0,9	0	0,12	0,4	0,6	0,16	0
440	1,54	0,42	1,44	0,15	0,83	0	0,12	0,4	0,2	0	0
450	1,66	0,21	0,86	0,15	0,38	0,1	0,12	0	0,2	0	0
460	0,77	0,084	0,58	0,078	0,32	0	0	0	0,2	0	0
470	0,9	0,084	0,67	0	0,38	0	0	0	0,2	0	0
480	1,28	0,17	0,77	0,078	0,38	0	0,12	0	0,2	0	0
490	2,56	0,34	1,15	0,15	0,38	0	0,12	0	0,4	0	0
500	2,82	0,25	0,96	0,13	0,38	0	0	0	0,2	0	0
510	0,77	0,084	0,096	0	0,13	0	0	0	0	0	0
520	2,05	0,17	0,67	0,13	0,26	0	0	0	0	0	0

Таблица 2(окончание)

Т°,С	nC ₅ H ₁₂	C ₅ H ₁₀ - I	C ₅ H ₁₀ - II	C ₅ H ₁₀ - III	C ₅ H ₁₀ - IV	2,3ДМБ +2МП	3МП	n C ₆ H ₁₄	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂
40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4,49	13,01
50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11,28	46,61
60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22,44	68,29
70	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4,49	13,01
80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4,49	8,67
90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3,74	10,84
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,24	5,57
110	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3,34
120	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11,22	22,3
130	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5,24	10,03
140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
150	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
160	0	0,1	0,62	0	0	0,1	0	0,1	0	0	2,24	10,84
170	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5,98	32,52
180	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,24	5,42
190	0	0	0	0	0	0	0	0	8,16	0	18,7	65,04
200	1,63	0	0	0	0	0,31	0	0,73	1,36	0	33,66	131,87
210	0,38	0	0	0	0	0,21	0	0,36	1,36	0	43,38	184,62
220	0	0	0	0	0	0	0	0	1,36	0	5,98	23,8
230	0	0	0	0,1	0	0	0	0	0,68	0	11,97	46,57
240	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14,96	47,61
250	0,19	0	0	0	0	0	0,1	0,1	1,36	0,12	11,73	61,52
260	0,096	0	0	0	0	0	0	0	1,36	0	33,52	141,96
270	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	18,44	67,43
280	0	0	0	0	0	0	0	0	1,35	0	26,52	121,32
290	0	0	0	0	0	0	0	0	1,35	0	18,85	92,84
300	0,16	0	0	0,13	0	0	0	0	1,35	0	12,72	57,98
310	0	0	0	0,13	0	0	0	0	0	0	24,68	151,64
320	0	0	0	0	0	0	0	0	2,7	0	22,7	109,03
330	0	0	0	0	0	0	0	0	2,7	0	8,73	78,08
340	0	0	0,13	0,13	0	0	0	0	2,7	0	2,24	34,08
350	0	0	0	0	0	0	0	0	2,7	0	0,75	37,27
360	0	0	0	0	0	0	0	0	5,4	0	0,75	43,36
370	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,24	78,08
380	0	0	0	0	0	0	0	0	2,7	0	0	49,89
390	0	0	0	0	0	0	0	0	2,7	0	0,75	22,15
400	0	0	0	0	0	0	0	0	2,7	0	0,75	41,14
410	0	0	0	0	0	0	0	0	2,7	0	0	35,87
420	0,08	0	0	0	0	0	0	0	8,1	0	1,12	27,1
430	0	0	0	0	0	0	0	0	5,4	0	0	46,61
440	0	0	0	0	0	0	0	0	8,1	0	0	59,62
450	0	0	0	0,13	0	0	0	0	10,8	0,075	6,98	64,06
460	0	0	0	0	0	0	0	0	10,8	0	0,7	28,03
470	0	0	0	0	0	0	0	0	10,8	0	0	25,02
480	0	0	0	0	0	0	0	0	5,4	0,075	0	10,01
490	0,08	0	0	0	0	0	0,13	0	29,7	0,075	0,7	15,01
500	0	0	0	0,26	0	0	0	0	21,6	0	1,4	33,14
510	0	0	0	0	0	0	0	0	8,1	0	0,7	37,41
520	0	0	0	0	0	0	0	0	21,6	0	0	27,79

Месторождение Кох-и-Маран (западный Пакистан) расположено в пределах хребта Кох-и-Маран, в одной из крупных тектонических единиц – Центральном геосинклинальном прогибе и локализовано в поле развития карбонатных субмаринных вулканогенных толщ мезозоя [4, 8] (рис. 6). Кох-и-Маран является одним из крупнейших месторождений региона.



Условные обозначения:





-  - карбонатные и вулканогенные субмаринные толщи мезозоя
-  - флюоритовые и кальцит-флюоритовые жилы
-  - зоны трещиноватости в известняках
-  - породы позднего палеозоя-раннего мезозоя

Рис. 6. Схематическое строение района месторождения Кох-и-Маран

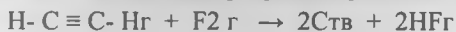
Месторождение представлено серией флюоритовых и кальцит-флюоритовых жил, приуроченных к зонам дробления в юрских известняках. Мощности рудных тел на месторождении колеблются от 0,10 до 1,5 м. С глубиной флюоритовые жилы с кальцитом переходят в существенно кальцитовые. Особенностью данного месторождения является наличие в кристаллах флюорита крупных включений жидких битумов, в ряде случаев расположенных параллельно зонам роста флюоритовых кристаллов.

По результатам моделирования основная фаза образования флюорита приходится на 420°C. В меньших количествах флюорит образовывался также при 460°C и 400°C (рис. 7). Отмечены и другие температурные барьеры, где происходила кристаллизация минералов. Это температуры: 820°C, 780-760°C, 700°C, 640-620°C, 560-540°C, 360-340°C.

На месторождении Кох-и-Маран образование флюоритовых руд происходило при достаточном количестве кислорода (табл. 3).

Сравнивая количество УВ газов по всем трем месторождениям флюорита следует отметить, что самое большое их количество отмечается на месторождении Кох-и-Маран, но соотношение углеводородных и неуглеводородных компонентов для всех месторождений одинаковое (рис. 3, 8, 9). Наличие включений твердых и жидких битумов, а также газообразных УВ во флюорите месторождения Кох-и-Маран является следствием температурного воздействия гидротермальных растворов на РОВ пород, а не результатом деструкции уже созревшей нефти, как считают предыдущие исследователи этого месторождения [1].

Из всего вышесказанного следует, что флюорит образуется в интервале температур 400-500°C. В этом температурном интервале, согласно прогностической таблице (табл.4), происходит окисление ацетилена и его гомологов фтором по реакции



Далее HF реагирует с кальцием с образованием флюорита, а углерод, образующийся при этом, скорее всего, реагирует с кислородом и дает углекислый газ. В случае реакции углерода с водородом образуется метан.

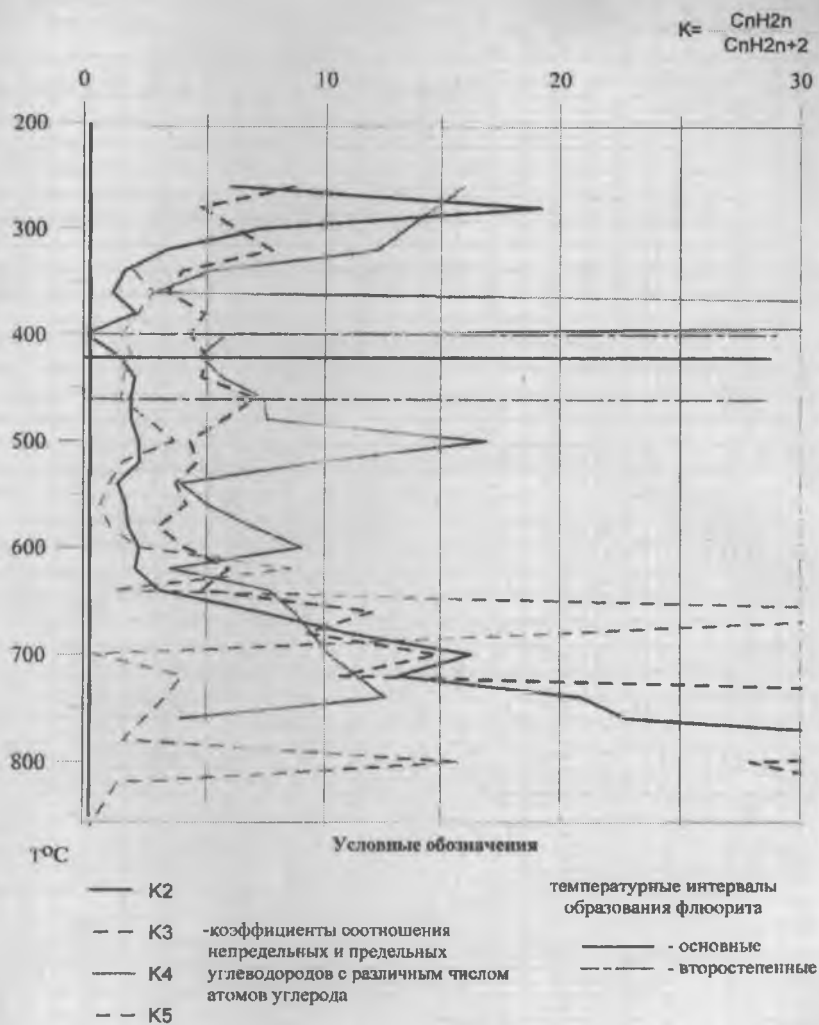


Рис. 7. Отношение непредельных углеводородов к предельным в пиролизате флюоритовых руд месторождения Кох-и-Маран (Пакистан) в зависимости от температуры пиролиза

Таблица 3

**Компонентный состав газового пиролизата флюорита месторождения
Кох-и-Маран (Пакистан) в зависимости от температуры пиролиза
(УВ - $n \cdot 10^{-3}$ см³/кг; CO₂, H₂, O₂, N₂ - см³/кг)**

T°, C	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	i C ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈ - I	C ₄ H ₈ - II	neo C ₅ H ₁₂	iC ₅ H ₁₂	n C ₅ H ₁₂
40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140	0,16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
160	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
180	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
220	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
240	2,2	0	0,48	0	0,59	0	0	0,49	0,88	0	0	0
260	13,02	0,6	3,6	0,81	7,02	0,29	0,17	7,35	0	0	0	0
280	4,03	0,1	1,92	0,41	1,95	0	0	2,45	0	0	0	0
300	2,2	0,1	0,72	0	1,95	0	0	1,47	0	0	0	0
320	6,51	1	3,36	0,81	6,24	0,15	0,17	3,92	0	0	0	0
340	32,9	8	13,44	8,1	32,4	1,2	2,64	19,6	0	1,3	0,52	1,3
360	230,64	73,2	87,4	55,1	187,2	6,4	17,2	61,3	7,45	6,5	2,86	7,02
380	6,51	1,6	3,36	1,35	6,63	0	0,17	6,37	7,35	0	0	0
400	13,33	3,2	0,4	3,51	15,21	0,29	1,65	5,4	5,9	0	0	0,26
420	310	52,8	75,84	22,7	113,1	4,93	11	35,3	40,2	5,2	1,82	3,9
440	17,67	3,6	7,44	2,7	12,9	0,87	2	7,35	8,82	0,52	0,26	0,52
460	31,1	6,4	12,24	4,32	30,42	0,87	1,98	8,82	12,25	1,3	0	0,78
480	220,72	19,2	37,14	9,02	51,5	0,87	2,97	12,79	16,17	1,3	0,78	0,78
500	14,9	3	6,72	2,43	10,53	0,15	0,66	6,37	7,35	0	0,13	0,26
520	35,96	5,6	12,72	4,05	18,72	0,29	1,65	7,35	11,27	0,78	0,52	1,04
540	20,77	2,4	3,36	1,35	5,07	0,58	1,16	2,94	3,92	0	0,78	1,3
560	108,5	10,4	18	4,86	20,28	0,44	1,98	3,43	8,82	1,04	0,91	0,91
580		11,8	21,6	5,13	15,6	0,29	1,98	6,37	9,31	0,65	0,65	0,78
600	70,06	6,4	14,4	3,24	13,3	0,15	0,99	4,41	5,88	0,39	0,52	0,39
620	142,6	12,4	26,4	4,32	25,74	1,45	3,3	6,9	9,9	0,03	0	0,52
640	13,95	1,4	4,32	0,81	3,9	0,15	0,17	0,98	1,47	0,13	0,13	0,78
660	51,77	3,6	25,92	1,35	16,38	0,15	0,66	2,94	4,11	0	0,13	0,13
680	68,82	2	22,1	1,35	12,48	0	0	4,9	5,9	0	0	0
700	44,02	1	16,32	1,1	16,4	0,58	0,33	4,9	4,41	0	4,42	2,1
720	75,64	2,4	31,7	1,35	14,43	0	0	3,43	4,9	0	0,26	0,26
740	53,32	1	20,9	0	8,6	0,58	0,66	7,35	8,33	0	1,3	0,78
760	13,95	0,4	9,12	0,27	22,23	0,29	0,33	2,45	0	0	0	0
780	67,58	1,2	44,4	0,54	56,55	0	0	10,78	3,43	0,26	3,9	2,86
800	112,84	1	49,2	0,81	22,62	0	0	0	0	0	1,04	0,78
820	14,57	0,4	12,48	0,27	8,6	0	0	16,7	13,23	0	2,86	1,82
840	45	0,4	37,2	0,27	11,7	0	0	0	0	0	0	0
860	59,52	0	4,8	0	5,85	0	0	0,98	1,47	0	3,9	1,3

Таблица 3(окончание)

T°,C	C ₅ H ₁₀ -I	C ₅ H ₁₀ -II	C ₅ H ₁₀ -III	C ₅ H ₁₀ -IV	2,2 ДМБ	2,3ДМБ +2МП	3МП	nC ₆ H ₁₄	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂
40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
160	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
180	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	54,6	127
220	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	91	190,5
240	0	0	0,21	0	0	0	0	0	0	0	54,6	190,5
260	0	0	0	0	0	0	1,23	0	0	0	0	0
280	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
300	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
320	0	0	0	0	0	0	0,41	0	0	0	0	0
340	1,23	0,21	4,92	0	0	0	0	0	52,02	0	0	0
360	6,97	6,56	29,11	3,7	0	0	0,82	4,51	0	0	11,48	7,95
380	0	0	1,23	0	0	0	0	0,21	0	0	0,25	0,36
400	0	0	0,41	0	0	0	0	2,1	0	0	0	0
420	2,87	4,51	12,3	2,05	0	0	2,05	1,64	0	0	0	25,3
440	0	0	2,1	0	0	0	0,21	0,21	0	0	0	1,45
460	0,21	0,26	2,46	0,21	0	0	0	0	0	0	0,52	3,62
480	2,05	0	5,33	0	0	0	0	0,62	0	0	0	19,13
500	0,21	0	1,23	0	0	0	0	0	8,67	0	0	3,06
520	0,4	0,4	2,87	0	0	0	0	0	5,2	0	0	5,36
540	0,41	1,23	0,62	0	0	0,41	0	0	0	0	1,86	6,62
560	0	2,05	0	0	0	0	0	0	52,02	0	0	24,49
580	0	0,21	2,05	0	0	0	0	0	0	0	0	21,13
600	0,41	0	1,64	0,82	0	0	0	0	0	0	0,68	14,95
620	0	4,1	0,62	0	0	1,85	2,26	0,82	0	0	0,5	18,84
640	0	0,41	0,82	0	0	0	0	0	5,2	0	0	0
660	0	6,56	3,69	0	0	0,82	0,41	0,21	0	0	9,74	28,47
680	0	5,72	1,3	0	0	0	0	0	0	0	0	16,55
700	0	2,1	0,82	0	0	0	0	0	0	0	0	0
720	0	0	2,1	0	0	0	0	6,2	0	0	0	0
740	0	2,87	4,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
760	0	3,3	2,05	1,23	0	1,23	0,82	0,42	0	0	0	0
780	0	10,25	1,23	0	0	0	0	0	0	0	0	0
800	0,41	23,78	3,3	1,23	0	2,46	2,46	2,1	0	0	0	0
820	2,1	0	2,46	2,1	0	0	0	0	0	0	0	0
840	0	0,98	1,47	0,41	0	0	0	0	0	0	0	0
860	0	0,52	0,52	0,78	0	2,1	2,34	0	0	0	0	0

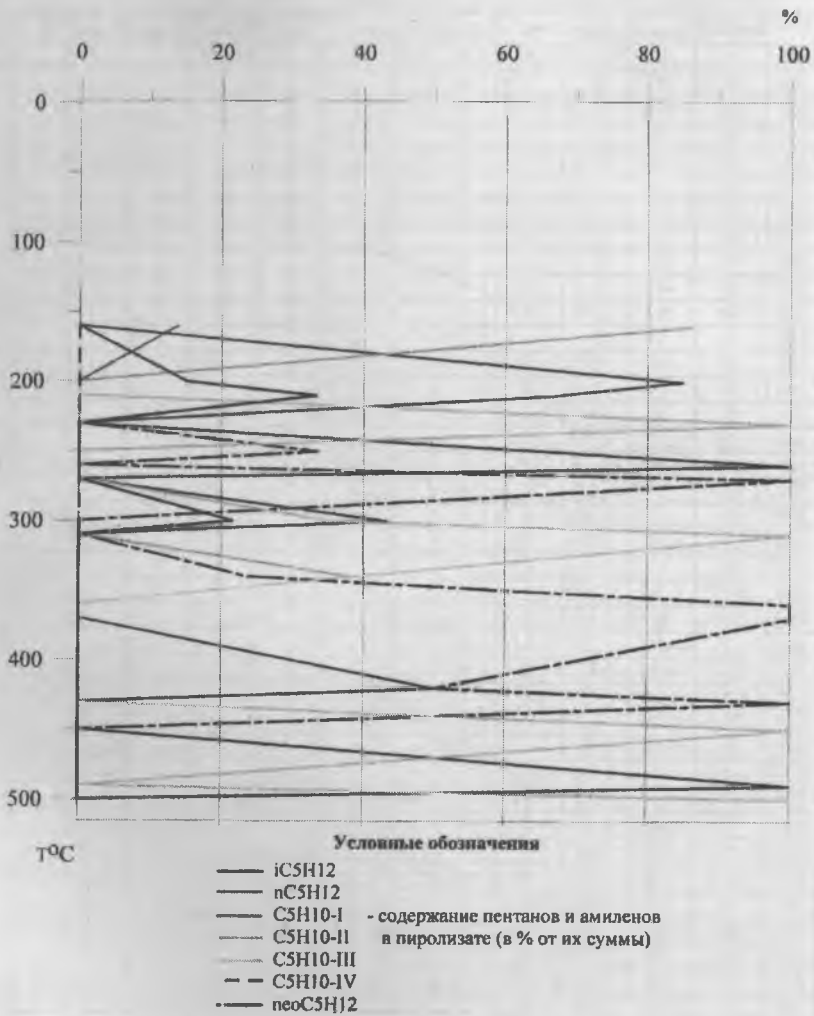


Рис. 8. Соотношение индивидуальных углеводородов группы C₅ в пиролизате флюоритовых руд месторождения Калангуй в зависимости от температуры пиролиза

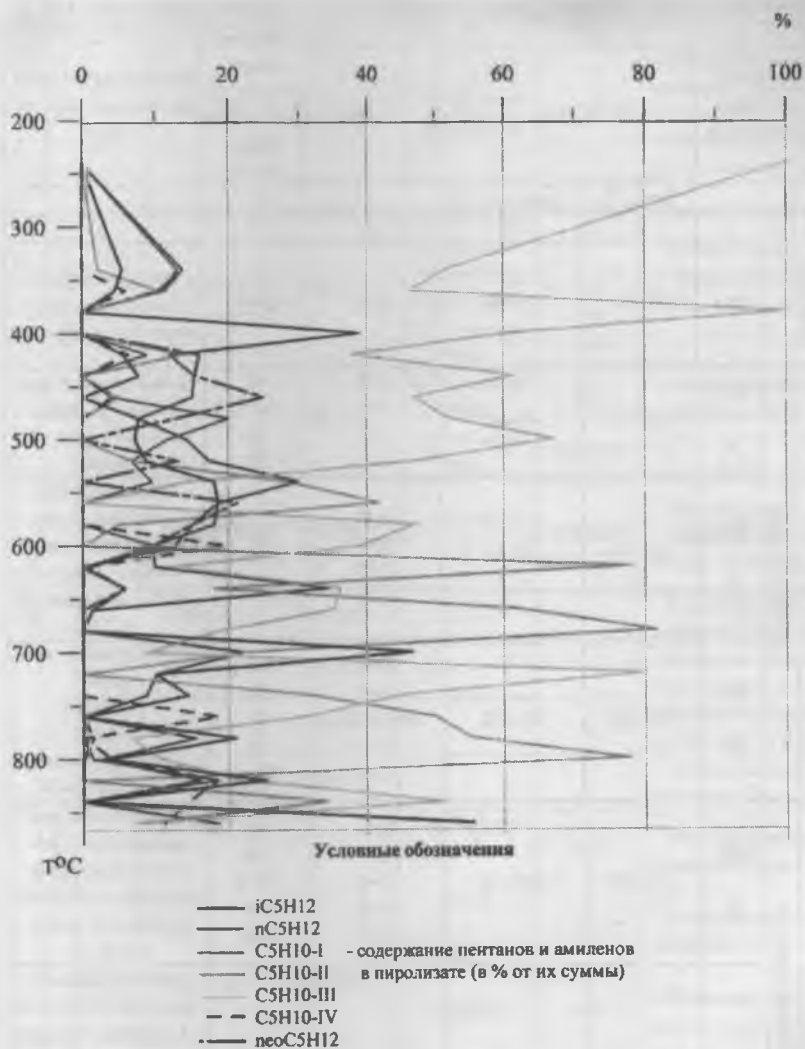


Рис. 9. Соотношение индивидуальных углеводородов группы C_5 в пиролизате флюоритовых руд месторождения Кох-и-Маран (Пакистан) в зависимости от температуры пиролиза

Таблица 4

Особенности состава газового пиролизата от степени катагенеза ОБ

Стадии и градации литогенеза			Тлаб. \geq Тпалео. \geq Тпл.		Связь	Энергия связи ккал/моль (А.Е.Чичи бабин, 1957)	Особенности состава газового пиролизата
			Тлаб., °С	Тпалеопл. °С			
1	2	3	4	5	6	7	8
Диагенез		Д ₂	40-60	26-40	N-N	27±3	Присутствуют только непредельные углеводороды
	Катагенез	Протокатагенез	ПК ₁	70-130	40-60	C-I	43
Б ₁			C-N			53,5	
ПК ₂		140-210	60-80	N-O	61	Максимальные значения C ₃ H ₆ , повышенные значения i-C ₄ H ₁₀ и i-C ₅ H ₁₂ , появляется CO ₂	
Б ₂				C-C	62,8		
ПК ₃	220-280	80-100	N=N	80	Повышенные значения i-C ₄ H ₁₀ и i-C ₅ H ₁₂ Максимальные значения n-C ₈		
			Б ₃	S-H			82
			N-H в NH ₃	83			
			C=N	84			
			C-H	85,6			
Мезокатагенез	МК ₁	Д	290-340	100-110	C=C	101	Повышенные значения i-C ₄ H ₁₀ и i-C ₅ H ₁₂ , появление свободного H ₂ Максимальные значения n-C ₈
					C-F	104	
	C=S	107,5					
					N=O	108	
					O-H	110	
	МК ₂	Г	350-400	110-130	C≡C в C ₂ H ₂	128,2	Максимальные значения n-C ₆ H ₁₄ и Σ2,3ДМБ и 2МП; n-C ₇ H ₁₆ , n-C ₈ H ₁₈ и непредельных УВ C ₂ H ₄ , C ₄ H ₈ , C ₅ H ₁₀ и CO ₂

Таблица 4(окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Катагенез	Мезокатагенез	МК ₃ Ж	410-460	130-140	C≡C в гомологах C ₂ H ₂	>128,2	Максимальные значения CH ₄ -C ₆ H ₁₄ и C ₂ H ₄ -C ₅ H ₁₀ с разветвленными прямыми цепями и H ₂
		МК ₄ К ₁	470-490	140-150	C≡C в изо-нитрилах C=O в CH ₂ O C≡N в HCN C≡N в нитрилах	139 144 146 149	Максимальные значения CH ₄ , C ₆ H ₁₄ , C ₅ H ₁₀ , n-C ₇ , n-C ₈ и H ₂
		К ₂	500-540	150-160	C=O в альдегидах C=O в кетонах	150 155-157	Максимальные значения CH ₄ , C ₅ H ₁₂ , C ₂ H ₄ - C ₄ H ₈ и H ₂
		МК ₅ ОС	550-590	160-190	N=O O	169-186	Максимальные значения CH ₄ - C ₂ H ₁₀ , C ₂ H ₄ и H ₂
		АК ₁ Т ₁₋₂	590-630	190-210			Максимальные значения CH ₄ и H ₂
	Апокатагенез	АК ₂ ПА	630-680	210-250			Максимальные значения CH ₄ и H ₂
		АК ₃ А ₁	680-750	250-270			Максимальные значения CH ₄ и H ₂
		АК ₄ А ₂	750-800	270-300			Максимальные значения CH ₄ и H ₂
		МГ МА	800-900	300-360	C=O в формаатах	313	Максимальные значения CH ₄ и H ₂
					C=O OC	327	Максимальные значения CH ₄ и H ₂
HCOOH	348				Максимальные значения CH ₄ и H ₂		
			C=O OH	~360	Максимальные значения CH ₄ и H ₂		

В геологических процессах главная масса фтора приносится магматическими эманациями в виде летучих соединений с металлами и при изменении геохимических условий переходит в гидротермальные растворы. Образование флюорита происходит в окислительной обстановке (он сам является окислителем).

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Все три флюоритовых месторождения –Лас-Куэвас, Калангуйское и Кох-и-Маран принадлежат к гидротермальному типу. Формирование их происходило в интервале температур 400-500°C, при этом главные рудные фазы отмечались при температурах 500-490°C, 450-440°C и 420°C соответственно, самым высокотемпературным из перечисленных выше месторождений является Лас-Куэвас.

2. Все три месторождения имеют широкий температурный диапазон образования флюорита, что, вкуче с зональностью его кристаллов, свидетельствует о пульсационном характере поступления растворов и значительной продолжительности процесса во времени.

3. Формирование оруденения на месторождении Лас-Куэвас происходило при недостатке кислорода, а на месторождениях Калангуй и Кох-и-Маран при его избытке.

Три месторождения содержат различные попутные компоненты и имеют различный тип флюоритовой руды. Эти характерные черты месторождений обусловлены различием в их геологическом строении. Это различие, главным образом, касается геохимических особенностей рудовмещающих пород и общего геологического разреза территорий.

1. *Н.С. Бескровный, Ф.Ю. Левицкий, А.Д. Щеглов.* Включения нейти, керитов и рассолов во флюоритах хребта Кох-и-Маран (Западный Пакистан) //ДАН СССР, т. 201, № 1, 19721

2. *Вассайо Л.Ф., Старостин В.И.; Шатагин Н.Н.* Основные черты металлогении Центральной Мексики // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 2000. Вып. 5. С. 33—45.

3. *П.А. Котов, А.И. Котова.* Калангуйское месторождение //Месторождения Забайкалья, т.1, книга 2, Чита-Москва, 1995

4. Геология (Пакистан)

5. *Р.Н. Мурогова, С.Ф. Труфанова, П.Д. Жуков, Т.Л. Жукова.* Роль метаморфизма в процессе нефтеобразования на примере сверхглубокой скважины СГ-6 и прилегающих к ней территорий //Труды X Международной конференции по термобарогеохимии, Александров, 2001

6. *И. Г. Рутштейн, Б.И. Олексие.* Геологическая карта СССР масштаба 1: 20 000 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист М-50-IX. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1962

7. *А.А. Черепанов.* Минералогия, геохимия и вопросы генезиса флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья //Автореферат дисс. Канд. г-мн. Наук, Иркутск, 1971

8. *L. Benchilla, N. Guilhaumou, P. Mougin, Tariqjaswal and F. Roure.* Paleoburial and pore pressure reconstruction of reservoir rocks in foothills areas: a sensibility test in the Hammam Zbira (Tunisia) and Koh-i-Maran (Pakistan) ore deposits //XVI ECROFI Abstracts, pp.37-39. Porto, 2001

9. Minera Las Cuevas

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ ВОДОРОДА ВОДЫ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Н.Н. Зыкин

Как известно [1, 2, 6, 9, 10, 12, 13 и др.] для изотопного состава воды атмосферных осадков и метеорных вод на континентах устанавливается корреляционная зависимость между δD и $\delta^{18}O$, которая описывается уравнением $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10 \text{‰}$ (SMOW), получившая в литературе название линии метеорных вод = Global Meteoric Water Line = MWL (рис.1). Впервые эту зависимость на основании обобщения большого количества экспериментальных данных установил Крейг (Craig Н., 1961), поэтому линию регрессии δD и $\delta^{18}O$ в литературе часто также называют «прямой Крейга». Этими же наблюдениями установлено, что наиболее «тяжелые» метеорные воды развиты в экваториальных широтах. По своему изотопному составу эти воды близки к изотопному составу средней океанической воды, δD и $\delta^{18}O$ которой в изотопных исследованиях принимаются за стандарт ($\delta D = 0 \text{‰}$, $\delta^{18}O = 0 \text{‰}$ SMOW – Standart Mean Ocean Water). В то же время показано, что по мере удаления от экватора изотопный состав метеорных вод испытывает облегчение (широтный эффект), и наиболее «легкие» воды как по δD , так и по $\delta^{18}O$, установлены в атмосферных осадках, ледниковых покровах и айсбергах на северном и южном полюсах Земли. Здесь отмечены самые низкие содержания тяжелых изотопов, достигающие значений $\delta D = -420$ и $\delta^{18}O = -55\text{‰}$ (SMOW). Помимо зависимости от географической широты изотопный состав также зависит от высоты местности, где выпадают осадки (рис.2 - высотный эффект) и от удаленности от океанов (рис.3 - континентальный эффект), т.к. содержание изотопов зависит также от влажности, температуры. В конечном итоге фракционирование возрастает в зависимости от количества циклов «испарение – конденсация». Обобщая эти зависимости их, называют климатическим или географическим эффектом.

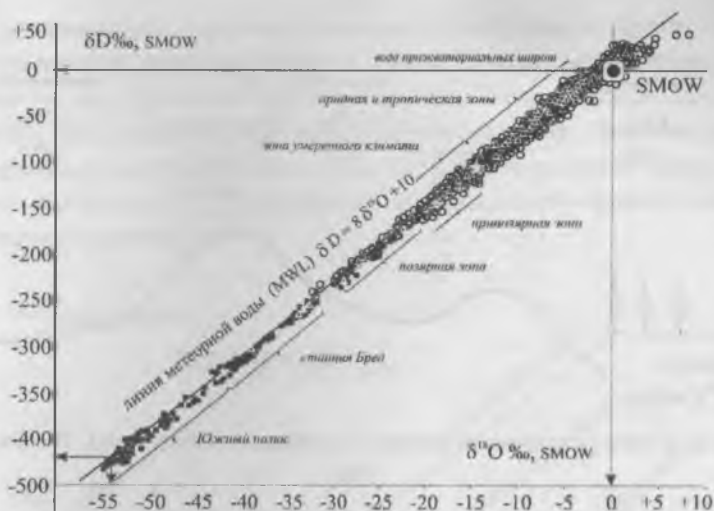


Рис. 1. График зависимости δD от $\delta^{18}O$ в различных метеорных поверхностных водах. По данным [1, 6, 9, 10, 12, 13 и др.]

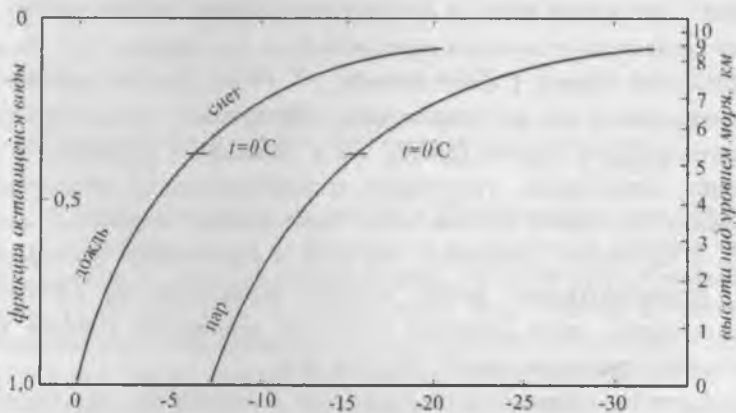


Рис. 2. Диаграмма, показывающая относительную концентрацию дейтерия (по абсциссе) в водяном паре и продуктах его конденсации как функцию воды, остающейся в атмосфере, и высоты, на которой имеет место эта конденсация. По данным [].

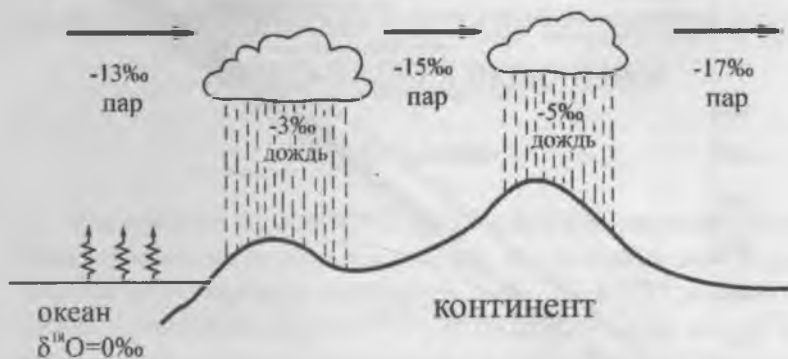


Рис. 3. Схема фракционирования в атмосферном цикле воды. По данным [2].

Многочисленные исследования также показали, что водород, содержащийся в горных породах и минералах, как в составе поровой, так и в качестве кристаллизационной воды и OH^- - группы, формирующихся в настоящее время, в большинстве случаев по изотопному составу соответствует местной метеорной воде, т.е. отражает тот же географический эффект. ("Stable isotopes...", 1974). Данная зависимость устанавливается как для современных действующих вулканогенных и гидротермальных систем (рис.4), так и показывает корреляцию для древних гипергенных, гипогенных (гидротермальных) образований. Изучения изотопного состава воды газовой-жидких включений позволили, в частности, установить, что чаще в образовании месторождений, рудообразующий флюид которых принимался за глубинный (ювенильный), через механизм конвекции принимала участие вода метеорного происхождения [1, 10, 13 и др.].

Изучения газовой-жидких включений в минералах, как правило, концентрируются на исследовании твердых и газовых фаз, заключенных во включении, и химического состава воды, т.е. опять же изучаются растворенные вещества. Между тем вода, часто составляющая больший объем включения, остается вне внимания исследователей.

Вода газовой-жидких включений с момента их образования находится в «законсервированном» состоянии и, таким образом, может нести информацию не только как растворитель (плотность раствора, состав, температура и т.д.), но, при определенных условиях, способна дать информацию географического характера, т.к., как показано выше, отражает изотопный состав метеорной воды на момент формирования включения и минерала.

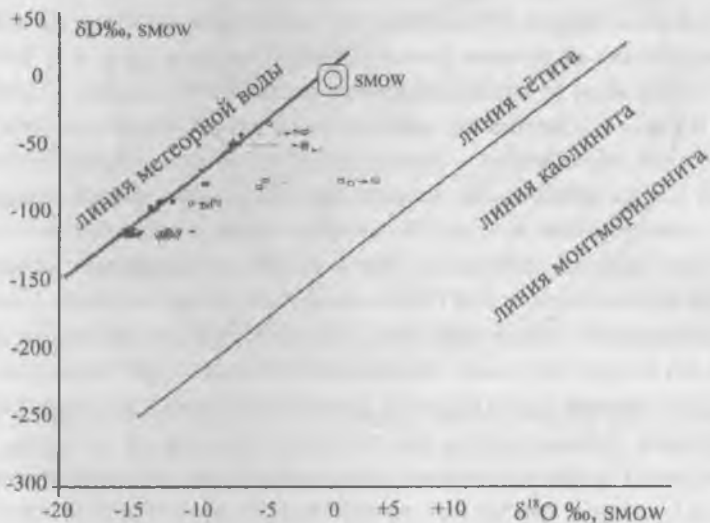


Рис. 4. График зависимости величин δD и $\delta^{18}O$ близонейтральных хлоридных геотермальных вод и их конденсатов из различных районов мира. Темные фигуры – местные метеорные воды, слабо нагретые близповерхностные грунтовые воды и геотермальные воды горячих источников, светлые фигуры – геотермальный пар при высоких температуре и давлении [10 и др.]. Также показано соотношения между значениями δD и $\delta^{18}O$ в глинистых минералах, образовавшихся при температуре поверхности Земли по данным [13].

В первом приближении естественными видятся требования к таким включениям: а) включения должны быть первичными, а не приуроченными к трещинам и другим деформациям минерала, т.к. при

этом нельзя исключить «заражения» первичного состава воды флюида; б) с целью получения «географической» информации малопригодными окажутся включения, в формировании которых принимала участие морская вода, т.к. изотопный состав морской воды во многом гомогенизирован и нивелирован до средней океанической воды из-за существующих конвекции и глобальных течений; в) подобные интерпретации могут проводиться лишь в совокупности с другими геологическими данными (фациальный анализ, выявление тектонических обстановок, определение степени открытости или замкнутости системы на момент формирования включения, температурный режим и т.д.), т.к. изотопный состав воды во многом зависит от местных и локальных условий.

В связи с известными проблемами по определению возраста геологических образований и ограниченностью способов таких исследований любые наблюдения, позволяющие решать эти задачи, представляют значительный интерес. По мнению автора, изотопный состав воды газовой-жидких включений, опять же при определенных условиях, можно использовать и для ориентировочной оценки возраста минерала, содержащего включения. Идея заключается в следующих положениях. Из теории тектоники плит (новой глобальной тектоники) известно, что в течение геологического времени положение континентов относительно полюсов Земли изменяется (рис.5). Данная гипотеза подтверждается многочисленными палеомагнитными исследованиями [7, 8 и др.], которые фиксируют изменения вектора остаточной намагниченности (I₀) в горных породах различного возраста. Остаточная намагниченность горных пород приобретает либо во время литификации осадка, либо изменяется во время метаморфических преобразований породы, и связана с палеоширотой своего формирования соотношением $\text{tg}(J) = 2\text{tg}\varphi$, где φ - палеоширота, J - угол наклона вектора относительно слоистости (т.е. горизонта). Таким образом, эти исследования показывают, что для определенных периодов времени формирования горных пород характерны соответствующие этим периодам географические широты (палеоширота). Отсюда, устанавливая палеошироту формирования горной породы, становится возможным определить ее возраст [8].



Рис. 5. Траектория кажущегося движения полюса (ТКДП) для Восточной Европы: 1 - по Д. М. Печерскому и А. Н. Диденко (1995 г.), 2 - по А.Н. Храмову (1991 г.), 3-по Torsvik et al. (1992 г.)

В то же время изотопный состав воды газово-жидких включений, как показано выше, так же может характеризовать палеошироту их формирования с оговоркой, что здесь определенные коррективы должны вноситься из-за существования континентального эффекта, по которому в свою очередь становится возможным определение береговой линии. Высотный же эффект, имеющий заметное влияние лишь для значительных превышений (рис.2) ко всему за геологическое время скорее будет сглажен.

В течение ряда лет автором изучалось Парнокское железомарганцевое месторождения (Полярный Урал). По этим наблюдениям [3, 4, 5, а также материал в настоящем сборнике] месторождение при-

надлежит к осадочному генетическому типу. Исследование изотопного состава воды гипергенных минералов показало, что δD их составляет от -130 до -170‰ (SMOW), что характерно для метеорных вод Полярных широт. Данное наблюдение лишь подтверждает общее правило (рис.1).

Помимо первичных осадочных окисно-силикатно-карбонатных руд здесь широко развиты минеральные образования метаморфогенного этапа становления месторождения, представленные преимущественно манганокальцитом. Этим минералом выполнены многочисленные трещины, жилы, шлиры и т.д., развитые по первичным рудам и формирующие брекчиевидные, прожилковые и др. текстуры. В манганокальците были установлены двухфазные флюидные включения, представленные преимущественно жидкой фазой. Изучение их изотопного состава показало, что по водороду вода включений характеризуется величиной $\delta D = -70\text{‰}$ (SMOW). Таким образом, она значительно «тяжелее» изотопного состава как других минеральных образований данного района, так и изотопного состава местной метеорной воды. Методом газовой и ионной хроматографии (аналитик Прокофьев В.Ю.) установлено, что отношение F/Cl для метаморфогенных флюидов равно $0,176$ и превышает аналогичное отношение в морской воде в 20000 раз: $(0,24 - 1,5) \times 10^{-4}$ [2]. Данные наблюдения позволяют утверждать, что вода, формировавшая манганокальцит, не является морской. При этом изотопный состав воды включений значительно тяжелее не только δD воды Полярного Урала ($65-66^\circ$ с.ш.), но и δD средних широт (в частности московская вода -56° с.ш. – имеет значения $\delta D = -105$ до -95‰) и характерен для широт современной Средней Азии [1, 9 и др.]. Таким образом, палеоширота формирования манганокальцита оценивается в $30-40^\circ$ с.ш.

Площадь месторождения, (при условии, что она всегда была частью Европейского континента) на этих широтах по данным [7, 8 и др.] находилась в конце пермского времени – начале триаса (рис.6). В то же время известно, что карбон-триас это основная эпоха складчатости Урала (с главной фазой в пермское время). Поскольку вмещающие толщи фаунистически немые и возраст их является предметом дискус-

сий, даже такой приблизительный и косвенный метод определения возраста все же дает некоторую информацию в разрешении этих вопросов. В данном случае значительный интерес может представлять то, что таким методом определяется возраст континентальных геологических образований, формировавшихся на суше, где фаунистические остатки практически отсутствуют. При этом предлагаемый здесь метод основан на использовании стабильных изотопов и именно компонентов воды, то есть одной из наиболее распространенных составляющих горных пород. При значительном количестве таких наблюдений (в объёме региона и выше) подобные исследования, по мнению автора, могут быть использованы и для более масштабных геодинамических реконструкций.

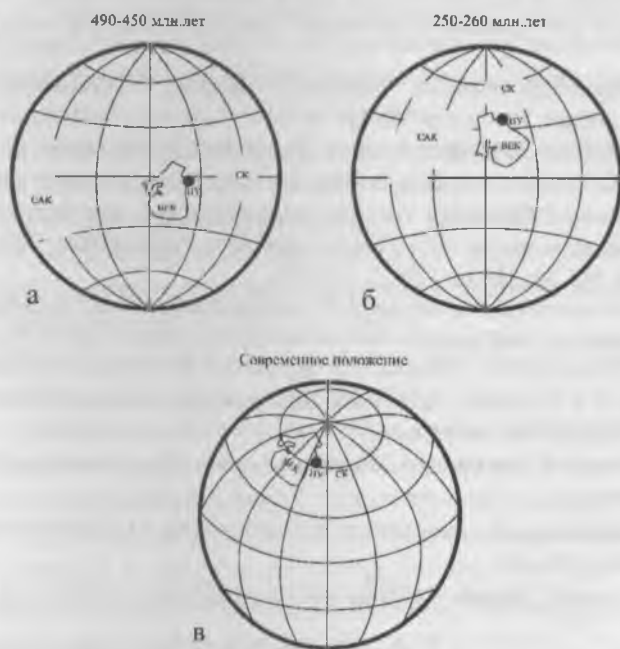


Рис. 6. Магнитно-тектонические реконструкции Полярного Урала на средне - позднеордовикское (а), позднепермское (б) и современное положение (в) по [7]. СК - Сибирский континент, САК - Северо-Американский континент, ВЕК - Восточно-Европейский континент, ПУ-Полярный Урал

1. *Ветштейн В.Е.* Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР. — Л.: Недра, 1982. —216 с.
2. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М., Наука, 1967, 213 с.
3. *Зыкин Н.Н.* Изотопный состав углерода и кислорода руд и вмещающих пород Парнокского железо-марганцевого месторождения (Полярный Урал) в связи с его генезисом // Вестн. Моск. ун-та, сер.4, геология, 2002, № 2, с.32-39
4. *Зыкин Н.Н.* Новые данные по тектоническому строению района и структуре Парнокского железо-марганцевого месторождения (Полярный Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002, с.167-175.
5. *Зыкин Н.Н., Алексеев С.А.* Новая модель тектонической структуры Парнокского месторождения (Полярный Урал). // М.: Научный мир, 2003, с. 150-154.
6. Изотопная геология / Под ред. Э. Йегера и И. Хунцикера – Пер. с англ. – М.: Недра, 1984 – стр. 250-331.
7. *Лубнина Н. В., Диденко А. Н., Куренков С. А., Руженцев С. В., Кучерина П. М., Симонов В.А.* Палеомагнетизм. История формирования палеозойских комплексов Полярного Урала по палеомагнитным и геологическим данным / Теоретические и региональные проблемы геодинамики. Труды ГИН РАН. Вып. 515. М.: Наука, 1999. С. 153-179.
8. *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М., ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.
9. *Селецкий Ю.Б., Поляков В.А., Якубовский А.В., Исаев Н.В.* Дейтерий и кислород-18 в подземных водах (масс спектрометрические исследования). М., Недра, ВСЕГИНГЕО, 1973, 144 с.
10. *Хёфс Й.* Геохимия стабильных изотопов: Пер. с англ. – М.: Мир, 1983. –200 стр..
11. *Шипунов С.В.* Элементы палеомагнитологии. М.: Геологический институт РАН, 1994. 64.
12. *Craig H.* Isotopic Variations in Meteoric Waters. // Volume 133. Science, 1961, 1702-1703
13. Stable Isotopes as Applied to Problems of Ore Deposits: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists: vol. 69, September-October, 1974, № 6.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕРМОБАРО-ГЕОХИМИИ В НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ

Б.И. Писоцкий, И.Н. Зинчук, И.М. Наумко

В тезисах XI Международной термобарогеохимической конференции «Восстановительные флюиды и их геохимические особенности» (авторы Писоцкий Б.И., Зинчук И.Н., Мельников Ф.П.) представлены общие сведения о реликтах восстановительных флюидов в нижних частях нефтегазоносных бассейнов. Было показано, что вещество вакуолей выполнено в основном жидкими и газообразными углеводородами и битумоидами с подчиненной (или отсутствующей) водно-солевой фазой. Реликты широко распространены в площадном плане в пределах скоплений нефтей и газоконденсатов, с общим диапазоном глубин встречаемости по провинциям до 8км.

Семейства включений приурочены к наиболее поздним микро-трещинам пород и минералов с изменяющимися по восстанию температурами поступления флюидов от 320-280° до 90-60°C, что в геологических разрезах конкретных нефтегазоносных провинций на 50-60°C превышает температуры палеокондуктивного прогрева недр, определяемых по показателю стражения витринита.

Основной геохимической характеристикой данных флюидов является перенос в их составе широкой гаммы микроэлементов в комплексе с органическими лигандами. При изменении термодинамических условий миграции на определенных уровнях геологических разрезов из восстановленных систем выделяются наименее растворимые компоненты, которые в результате поликонденсационных процессов преобразуются в углеродистые вещества различной степени карбонизации. Более легкие равновесные компоненты локализуются в трещино-поровом пространстве пород в виде вязких и жидких нефтеподобных веществ.

Об интенсивности проявления процессов восстановительной дефлюидизации недр может служить газовый состав пород в пределах нефтегазоносных территорий и, прежде всего, пород фундамента, в

которых отсутствует органическое вещество биогенного происхождения низких степеней преобразованности.

Исследовались кристаллические метаморфогенные, ультраметаморфогенные и интрузивные комплексы пород, вскрытые скважинами в пределах Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз Сибирской платформы, Волго-Уральской антеклизы и северного борта Днепровского грабена Воточно-Европейской платформы.

В связи с тем, что задачей исследования являлось изучение, главным образом, средне-низкотемпературных процессов восстановительной флюидизации, нами не изучались газы, выделяющиеся до 130°C, а также не анализировались области выше 400°C, при которых неизбежен крекинг углеводородов. Как правило, исходя из кривых декрипитации, температура прогрева проб укладывалась в интервал значений 250-350°C.

Общим для пород фундамента изученных регионов является присутствие в газовой фазе углеводородов, хотя суммарное содержание флюидов и соотношение между окисленными и восстановленными компонентами отличаются. Особенностью исследований являлось обязательное сопровождение хроматографического анализа детальным петрографическим изучением керна, что позволило понять не только причины вариаций в газонасыщенности пород, но и определить процессы, отвечающие за характеристику газов.

В общем случае изучено около 600 проб, результаты анализа которых представлены на рис. 1. На основе сопоставления общей газонасыщенности пород и количества УВ в них выделяется несколько групп газов.

Первую группу составляют флюиды, где количество CO_2 и УВ относительно низко, а в составе их преобладают кислые компоненты. Отношение $\text{CO}_2/\Sigma\text{УВ}$ изменяется от 200 до 800, углеводороды не превышают 0,550 см³/кг и представлены главным образом метаном.

Во вторую группу входят газы со значительным превышением содержания CO_2 над суммой УВ ($\text{CO}_2/\Sigma\text{УВ}$ до 4000), а последние представлены также преимущественно метаном, при резко подчиненном количестве гомологов.

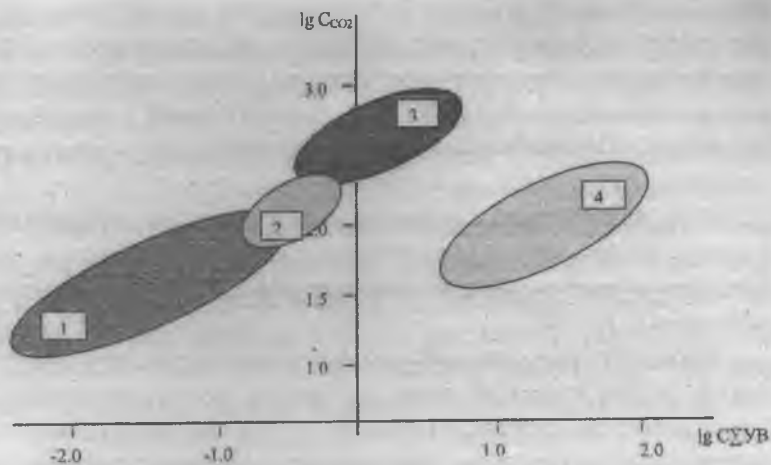


Рис. 1. Основные генетические типы газов в породах фундамента
 Условные обозначения: 1 – гнейсы, кр. сланцы; 2 – граниты; 3 – граниты с реликтами УВ-флюидов; 4 – милониты, катаклазиты по гранитоидам

Наиболее разнообразны газы, отнесенные к третьей группе. Их отличает высокое суммарное содержание компонентов, которое создается как углекислотой, так и углеводородами, причем доля последних в составе газов значительно повышается ($\text{CO}_2/\Sigma\text{УВ}$ составляет 3-90). Очень своеобразен состав УВ – наряду с высоким содержанием гомологов метана отмечается существенное накопление непредельных УВ.

К четвертой группе относятся газы с резко повышенным содержанием УВ. Состав восстановленных компонентов значительно расширяется, увеличивается доля гомологов метана при низком содержании непредельных УВ.

Совместный анализ материалов петрографических, термобарогеохимических и хроматографических исследований позволил выделить наиболее значимые процессы преобразования пород, протекающие под воздействием флюидных систем с различным окислительно-восстановительным потенциалом.

В частности, газы, относимые по своим характеристикам к первой группе, присущи гнейсам и кристаллическим сланцам различного со-

става, практически не затронутым вторичными изменениями (за исключением незначительного диафтореза) и тектоническими деформациями. В связи с тем, что в нашу задачу не входило изучение флюидного режима метаморфизма в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, полученные характеристики могут рассматриваться в качестве фоновых для пород изученных частей разрезов.

Газы второй группы характерны для мигматитов и гранитоидов, становление которых, за исключением шовных зон глубинных разломов, происходило под воздействием флюидов с высоким парциальным давлением CO_2 .

Просмотр полированных пластинок гранитоидов позволил обнаружить в них несколько типов включений, законсервированных в кварце и полевых шпатах, отвечающих за флюиды, приводящие к метасоматозу и гранитизации. В микроклине и кварце встречаются первичные газовые очень мелкие включения неправильной формы. Достоверно установлена кристаллизация и плавление CO_2 в них при температурах $-56\pm-57^\circ\text{C}$, что отвечает тройной точке для углекислоты. Значительно более широкое развитие получили первично-вторичные и вторичные гомогенные газовые включения в микротрещинах кварца. При охлаждении они переходят в гетерогенное состояние (Г+Ж). Плавление предварительно замороженной углекислоты происходит преимущественно при температурах $-56,6\pm-56,7^\circ\text{C}$, что указывает на высокую чистоту газов в вакуолях. Гомогенизация углекислотных включений в жидкую фазу происходит при различных температурах, от $+14,6^\circ\text{C}$ до $+22,1^\circ\text{C}$. Газы характеризуются высокой плотностью - $0,770-0,890 \text{ г/см}^3$.

В некоторых вакуолях отмечается примесь водного раствора, что свидетельствует о воздействии на породы гетерогенных углекислотноводных флюидов.

Для гнейсов и гранитоидов, затронутых в той или иной степени процессами кислотного выщелачивания, свойственны флюиды, температуры гомогенизации включений которых составляют $360-385^\circ\text{C}$. Включения газовой-жидкие, при замораживании образует значительное количество гидрата CO_2 . Водно-солевая фаза представлена раство-

рами NaCl с примесью CaCl₂ (до 10% от суммы) с общей концентрацией солей 12,5% (для включений с T_{гом}~250°C).

Для части включений, фиксируемых в изучаемых породах, плавление кристалликов CO₂ растянуто в температурном диапазоне (-56,8+-58°C), что свидетельствует о наличии примеси низкокипящих газов - CH₄. Они гомогенизируются в жидкость при T = +8,2+-18,6°C.

Таким образом, существенное преобладание окисленных компонентов в составе газов, извлекаемых из пород при их изучении, определяется главным образом степенью гранитизации толщ, воздействию гидротермальных растворов и количеством флюида, захваченного при перекристаллизации гранитоидов, гнейсов и кристаллических сланцев в виде первичных, первично-вторичных и вторичных включений.

Газы третьей группы с высоким содержанием CO₂ и УВ и своеобразным составом УВ компонентов приурочены к породам, представленным преимущественно гранитоидами и мигматизированными гнейсами, подверженными катаклазу и милонитизации. Степень дезинтеграции пород различная от интенсивного смятия до практически полного разрушения с образованием кремнисто-сланцевых зон переработки. Дезинтеграционные процессы происходили как без дополнительного привноса вещества, так и при значительном привносе-выносе.

Петрографические исследования позволили проследить влияние тектонического воздействия на преобразование гранито-гнейсов. Начальная стадия их фиксируется по деформации зерен плагиоклаза и образовании мозаично угасающих агрегатов кварца с последующим смятием пород. Стадии дробления имеют различную интенсивность - от растрескивания отдельных породообразующих минералов до образования зон переработки от нескольких мм до см, представленных зеленовато-бурым тонкозернистым, трудно диагностируемым под микроскопом материалом (псевдотахилиты), в котором "плавают" угловатые обломки кварца, полевых шпатов, дезинтегрированных чешуек биотита и т.д.

При дальнейшем развитии процесса и подтоке в зоны дробления нагретых растворов в них начинают появляться мусковит, серицит,

часто с магнетитом, пиритом, хлоритом, кальцитом. В случае интенсивной переработки качественный и количественный минералогический состав пород подвергается существенному преобразованию. Следы присутствия биотита и амфиболов фиксируются только по наличию землистых агрегатов окислов титана, а на месте основных породообразующих минералов появляются хлорит, серицит, карбонат в различных соотношениях между собой.

Образование повышенных содержаний УВ в таких зонах может происходить при механохимических реакциях в энергетическом поле природной сейсмичности недр. Согласно работам сотрудников школ В.А.Каргина (1959) и Н.В.Черского [1], механизм механохимических процессов базируется на возможности цепных радикальных реакций на активизированных поверхностях минеральных фаз. В зависимости от интенсивности тектонического воздействия на среду в последней возникают структурные и физико-химические изменения: а) разупорядочение микроструктур и, соответственно, появление вакансий, дислокаций, межузельных атомов, химически активных поверхностей; б) структурная релаксация среды, сопровождаемая эмиссией электронов, излучениями в радио- и рентгеновском диапазонах мощностей, выбросами осколков молекул и другими электрофизическими явлениями; в) образование новых микроструктур и нарушений межмолекулярного взаимодействия; г) механическое диспергирование среды, в том числе потоком энергии сейсмического излучения, которое сопровождается акустической эмиссией и каталитической активацией геоматериалов. Эти свойства геоматериалов в энергетическом поле определяют кинетику процессов образования природных полимеров, причем безразлично, что является исходным для синтеза.

В связи с тем, что катаклаз и милонитизация происходили по мигматитам и гранитоидам, исходными материалами для такого синтеза могли служить окисленные формы углерода и вода, законсервированные в крупных вакуолях новообразованных кварце и полевых шпатах. Дробление пород, их смятие до пластичного состояния приводят к освобождению из кристаллических решеток минералов необходимых для образования в электронной среде органических полимеров - CO_2 и

H₂O. Последние вступают в реакции типа CO₂+H⁺→мономеры органического вещества над вновь образованными активированными поверхностями фрагментов геоматериалов.

Экспериментально показано, что преобладающими углеводородами при механохимических реакциях являются непредельные. Образование предельно насыщенных газообразных УВ, в отличие от непредельных, по-видимому многоэтапный процесс, промежуточными продуктами которого, в частности, являются не только химически активные радикалы с нескомпенсированными валентностями, но и олефины.

Петрографические исследования образцов пород, содержащих повышенное количество восстановленных газов (группа 4), совместно с просмотром полированных пластинок, показали, что ответственными за газонакопление и состав флюидов являются реликты наложенных, вторичных систем, приуроченных к зонам микротрещиноватости.

При больших увеличениях в залеченных микротрещинках преимущественно кварца, реже полевых шпатов, наблюдаются семейства газовых, газовой-жидких двух- и трехфазовых и однофазовых жидких включений. Под люминесцентным микроскопом отмечается свечение вещества в некоторых вакуолях в голубоватых, голубовато-желтых и светло-коричневых тонах. Отличительной особенностью их является характер фазовых равновесий в области низких температур, о чем общалось в тезисах.

При нагревании газовой-жидких углеводородных включений их гомогенизация происходит в диапазоне температур, от 40 до 350°C. В процессе нагревания отмечаются случаи кипения жидкости с возникновением нескольких газовых пузырьков, которые сохраняются при возвращении к комнатной температуре. Одновременно происходит разгерметизация некоторых включений с наполнением новообразованных трещин желтовато-бурым веществом. Следовательно, можно сделать однозначный вывод о том, что во вскрытых частях архейско-протерозойского основания Сибирской и Восточно-Европейской платформ имела место миграция по наиболее поздним трещинам восстановительных систем, реликты которых запечатались в пороодообра-

зующих минералах. При этом выделяются как преимущественно газовые, метановые системы, так и флюиды, содержащие жидкое битуминозное вещество со взаимными переходами между ними.

Одним из характерных признаков миграции восстановительных флюидов является образование своеобразных кварц-карбонатных прожилков и идеальный бипирамидальный габитус кристалликов кварца в случае нахождения его внутри карбонатного материала (напр. Скв. 20009 Новоелховская, инт. 2483,4-2488,3 м). Подобные образования называются херкимерскими или мрамарошскими алмазами и отмечаются во всех нефтегазоносных провинциях мира. Возникновение их обусловлено миграцией в трещинном пространстве пород восстановленных флюидных систем с мобилизацией кремнезема из вмещающих толщ. Отчасти последний может переноситься и в виде кремний-органических соединений. Наличие карбоната определяет степень окисленности флюида на том или ином уровне разреза.

В случае низкой окисленности флюида следы его фильтрации фиксируются только по наличию законсервированных во вторичных микротрещинах газовых углеводородных включений. При окислении системы в тех или иных структурно-тектонических зонах, прежде всего за счет взаимодействия с металлами переменной валентности, входящих в состав вмещающих пород, происходит образование водной фазы. Последняя выщелачивает кальций, магний, калий, натрий, железо и др. компоненты из гнейсов и кристаллических сланцев и в условиях насыщения растворов пути миграции флюида трассируются новообразованиями кальцита, хлорита, пренита, серицита, пирита, магнетита в различных соотношениях между собой.

Установленный процесс подтверждается интенсивной люминесценцией кальцитов в трещинах, фиксацией в новообразованных минералах многочисленных первичных включений с УВ и битуминозной составляющей и легким изотопным составом углерода карбонатов (табл. 1).

Таблица 1

Изотопный состав углерода и кислорода прожилковых кальцитов
в фундаментах НГП

Район и площадь	Скважина	Порода	Интервал, м	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Примечания
ЮТС. Новоелховская	20009	Гранитоид с гранатом, хлоритизированный	3986-3988	-14,3	+10,6	Кальцит-пренит-кварцевый прожилок
		Биотит-амфибололитовый гнейс	4061,1-4062,6	-14,5	+13,6	Кальцитовый прожилок
		Биотит-гранатовый кристаллический сланец	4153-4155	-13,9	+11,4	Кальцит-кварцевый прожилок
		Амфибол-биотитовый кристаллический сланец	4360-4363	-16,4	+11,8	Кальцит-серицитовый прожилок
		Биотитовый гнейс	4827-4829	-16,9	+21,5	Кальцит-мусковитовый прожилок
Привятская	603	Биотит-гранатовый гнейс	1871-1872	-16,4		Кальцитовый прожилок
	545	Гранитоид	1752-1756	-10,1		- - -
	537	Биотит-гранатовый гнейс	1860-1865	-12,4		- - -
Крым-Сарайская	2206	Гранито-гнейс	1938-1943	-13,6	+20,8	- - -
Тиманский кряж, Ярегская	700	Серицит-хлоритовый сланец	644-651	-10,8		
		Серицит-хлоритовый сланец	2547-2550	-21,2		
Непско-Ботуобинская антеклиза, Верхне-Чонская	26	Гранит	1620	-17,9	+23,5	- - -
	64	Гранит	1773	-15,2	+19,3	- - -

Следует остановиться еще на одном аспекте изучаемых процессов, протекающих в породах фундамента. При изучении разреза глубокой скважины Новоелховской 20009 в пределах ЮТС было замечено, что образцы из ортопород отрадененской серии характеризуются иногда повышенными содержаниями УВ газов при незначительной измененности самих пород, малой доле флюидных включений, но высоким проценте магнетита в гнейсах и кристаллических сланцах. С целью выяснения природы высокого выхода восстановленных газов из таких образцов были отобраны и проанализированы монофракции магнетита в восьми интервалах разреза. Как следует из табл. 2 при нагревании минералов от 300 до 500°C из них выделяется большое количество восстановленных компонентов до бутана включительно при значительном количестве непрелельных углеводородов.

Таблица 2

Содержание и состав газовых компонентов в магнетите из пород, вскрытых скважиной Новоелховской 20009

Интервал отбора (м)	Состав газа, см ³ /кг								Σ УВ
	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	IC ₄ H ₁₀	NC ₄ H ₁₀	
2025-2030	112,0	5,90	2,40	4,61	2,12	0,90	0,670	1,440	20,10
2095-2130	115,0	1,84	1,75	2,31	0,41	0,87	0,040	0,020	5,52
2315-2334	122,0	1,20	0,78	0,97	0,06	0,36	0,010	0,010	3,40
2440-2460	83,0	1,30	0,68	0,96	0,37	0,55	0,010	0,006	3,90
2741-2748	95,0	0,39	0,02	0,10	0,02	0,05	0,007	0,006	0,60
3290-3295	98,0	1,50	0,68	1,56	0,06	0,20	0,007	0,007	4,01
3650-3658	42,0	2,05	0,70	1,30	0,17	0,27	0,010	0,006	4,51
4015-4026	71,0	0,10	0,04	0,05	0,03	0,06	0,007	0,007	0,30

Однако, не всегда выход восстановленных компонентов зависит от наличия магнетита в породе и определяется как генезисом железосодержащих минералов, так и интенсивностью вторичных процессов. Например, если на породы отрадненской серии воздействовал восстановленный флюид, в состав которого входили H_2 , CO и CH_4 , то наиболее реакционным минералом по отношению к водороду ($T > 600^\circ C$) и метану ($T = 850-200^\circ C$) является магнетит. Процесс окисления метана на магнетите сопровождается образованием H_2 и CO , которые служат основой для синтеза других восстановленных компонентов [2]. Петрографические исследования позволяют полагать, что в тех случаях, когда гнейсы и кристаллические сланцы затронуты незначительными по интенсивности тектоническими деформациями, синтез органических соединений мог происходить из различных доноров и, помимо частот сейсмического влияния, значительную роль играл сам магнетит, выступавший в качестве катализатора. Подобная же характеристика газа получена и для пород, где Fe_3O_4 имеет гидротермальный генезис и приурочен к трещинам. Например, в гнейсах из скв. Миннибаевской 20000 (инт. 5050 м) в кварце и полевых шпатах отмечаются зонки, содержащие многочисленные включения магнетита и (или) пирротина, морфологически тесно связанные с газово-жидкими включениями, имеющими непостоянные соотношения между газовой и жидкой фазами. Криометрическими исследованиями установлено, что плотность газовой фазы небольшая, - конденсация жидкости при охлаждении не наблюдается.

Водно-солевой раствор включений обнаруживает калий-натрий-хлоридный состав (эвтектическая температура - $23,3^\circ C$) с некоторой добавкой щелочноземельных хлоридов. Общая концентрация раствора, учитывая температуру плавления льда ($-6^\circ C$), составляет $\sim 9,2\%$. $T_{гом}$ включений $180-200^\circ C$. Химический масс-спектрометрический анализ показал, что источником УВ служат сами гидротермальные системы (содержание УВ+ H_2 составляет 80-85 об%).

Помимо хроматографических исследований магнетитсодержащих пород и фракций проанализированы несколько проб магнетита на установке «Oil Shon analyzer» с целью изучения состава более тяжелых

компонентов, присутствующих в пробах. Результаты, представленные в таблице 3, показывают, что содержание легких фракций (C_1-C_7), выделяющихся при 90°C , низкое и находится ниже чувствительности метода. Более характерны для магнетитов углеводородные компоненты C_8-C_{40} , десорбируемые из образцов при температуре 300°C (S_1) и составляющие 0,05-2,64 мг УВ на 1 г породы. Максимальные выходы соединений обусловлены термическим ($300-600^\circ\text{C}$) разложением сложных конденсированных органических веществ.

Таблица 3

Результаты пиролиза органических соединений в магнетитах.

Интервал отбора, м	S_0	S_1	S_2	T_{\max}	TPI
1840	0	1,62	4,48	435	0,26
2220	0,01	0,05	0,25	-	0,16
2488	0	0,82	0,54	439	0,07
2490	0,06	2,64	48,2	446	0,05

Коэффициент TPI, определяющий долю легких фракций в сумме выделившихся УВ ($S_1/(S_1+S_2)$) и отражающий степень преобразованности вещества, составляет 0,05-0,26.

Люминесцентные исследования показали, что в породах часто содержится битуминозное вещество, которое располагается по трещинам и имеет голубовато-белое свечение, что позволяет отнести его к маслянистому типу. Помимо трещин битуминозное вещество приурочено к зеркалам скольжения. Наибольшая концентрация его наблюдается в местах пересечения трещин, в зонах дробления пород.

В породах кристаллического основания содержание $S_{\text{орг}}$ для большинства исследованных образцов составляет сотые доли процента на породу (0,01-0,09) и только в единичных случаях достигает 0,15-0,5%.

Содержание хлороформенных битумоидов в основном не превышает тысячных долей процента (0,0003-0,008), изредка достигая сотых долей 0,01-0,02% на породу. Повышенные содержания отмечены для наиболее трещиноватых частей разреза. В их групповом составе отмечается преобладание смол, асфальтены содержатся в малых количествах.

вах.

Фракционный состав углеводородной части весьма разнообразен. В одних образцах присутствует широкая гамма УВ от C_9 до C_{33} , в других содержатся более узкие фракции с разными температурами выкипания. При этом более широкий спектр УВ характерен для проницаемых интервалов разреза фундамента. Именно в этих интервалах они обычно обогащены и высокомолекулярными - C_{26} - C_{32} , среди которых в заметных концентрациях содержатся полициклические структуры.

Сходные по составу битумоиды встречаются на весьма разных глубинах, в то же время прослеживается зависимость фракционного и группового состава их от сорбционных и фильтрационных особенностей пород. По ИК-спектрам определены: группы CH_2 , CH_3 парафиновых структур, группы CH_2 парафиновых цепей, алифатические эфиры, группы С-С ароматического кольца, связи С-О.

Помимо газообразных компонентов и экстрагируемых битумоидов в породах изучаемых докембрийских комплексов широкое распространение получили твердые и вязкие углеродистые вещества.

Битумы от коричневого до черного цветов отличаются степенью карбонизации, даже в пределах одного шлифа, а в общем случае степень их полимеризации не зависит от глубины вскрытых частей основания и определяется, судя по всему, тектоническими и термодинамическими факторами, которые влияют на условия и характер миграции флюидов.

Углеродистое вещество в структуре пород занимает различное положение. В одних случаях, это выделения округлой формы, находящиеся внутри породообразующих минералов и морфологически их вторичный характер доказывается связью с микротрещинами, выполненными газовой-жидкими включениями. Иная форма нахождения углеродистых веществ связана с зонами катаклаза и интенсивной трещиноватости в породах. Здесь битумы образуют неправильные, но близкие к округлым сгустки, раздвигающие дезинтегрированный вмещающий материал, занимая идиоморфное положение. С ним иногда ассоциирует вторичная минерализация, представленная кальцитом, хлоритом, серицитом, принитом, кварцем, рудными минералами в различ-

ных соотношениях.

Подводя итог рассмотренным материалам, можно сделать вывод о том, что описанные в древних комплексах Восточно-Европейской и Сибирской платформ битумоиды и УВ газы, окклюдированные во включениях в минералах или находящиеся в межзерновом и трещинном пространстве пород, являются результатом проявления процессов восстановленной дефлюидизации недр.

Возвращаясь к особенностям флюидов, следует еще раз отметить, что в их составе переносится широкий комплекс элементов, среди которых повсеместно присутствует уран, а битумы и вязкие нефтеподобные вещества, как продукты расслоения систем наследуют микроэлементный состав последних. В связи с этим, пути миграции флюидов в породных комплексах можно фиксировать с помощью f -радиографии. На рис.2 представлен сводный разрез осадочного бассейна с рассеянной в породах вкрапленностью битуминозных веществ и соответствующие детекторы со следами от осколков деления ядер урана. Видна их хорошая согласованность.

Важно отметить, что с включениями с наиболее высокими температурами гомогенизации, ассоциирует в трещинах и гнездах наиболее твердые битумы, характеризующиеся и максимальным накоплением урана. По уровню концентрации последнего углеродсодержащие вещества образуют логичный ряд: антраксолиты-кериты ($C_{\text{урана}} = n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-3}\%$); асфальтиты-асфальты ($C_{\text{урана}} = n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-4}\%$); асфальтены нефтей ($C_{\text{урана}} = n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-6}\%$).

Наиболее доступный способ определения геохимических характеристик флюидов, в связи с малым содержанием вещества в вакуолях, является изучение продуктов его распада в процессе эволюции систем в трещино-поровом пространстве пород. Весь спектр углеродистых веществ, рассеянных в породах фундамента и осадочного чехла изучаемых территорий, от антраксолитов и керитов до мальт, отбирался под бинокляром с последующим облучением проб в ядерном реакторе (ИНАА).

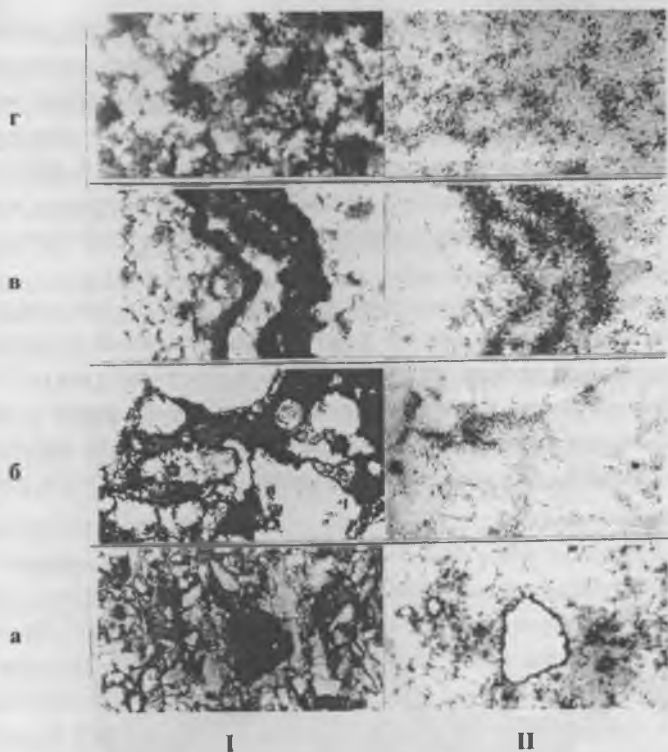


Рис. 2. Следы миграции флюидов, трассируемые по урансодержащим битумам; I- шлиф, II- детектор; а) гранито-гнейс; б)песчаник; в) доломит; г) известняк.

Кроме того, исследовались асфальтены нефтей, выделенные по традиционным методикам. В общей сложности было изучено не менее 200 проб битумов и нефтей. Характерной особенностью данных углеводородистых веществ является обогащенность их металлами литофильной группы, в частности U, Th, REE, Sc, концентрация которых резко снижается от антраксолитов и керитов к асфальтам и асфальтенам. Различия в уровне концентрации между крайними членами ряда составляют 4-5 порядков, что не позволяет рассматривать битумы подобного типа в качестве продуктов преобразования нефтей, поскольку в условиях осадочного чехла трудно найти процессы, которые могли бы привести

к столь значительному обогащению углеродистых веществ некогерентными элементами. Вместе с тем, такие летучие компоненты как Re, Sb, Se, Ag, Hg, либо не фиксируются аналитически в карбонизированных разностях, либо их содержание существенно ниже чем в асфальтенах нефтей. Изложенное представлено на рис.3 где в качестве примера показаны поля концентраций ряда элементов в керитах и асфальтенах нефтей рассеянных и локализованных в геологических разрезах изучаемых территорий.

Проанализированные ранее классические нефтоиды, как продукты термических возгонов нефтей в результате внедрений интрузий, имеют низкие концентрации практически всех микроэлементов (п 10^{-5} - п $10^{-7}\%$). Углеродистые вещества рудно-битумных скоплений содержат в повышенных количествах преимущественно только те металлы, которые характерны для конкретного рудного узла (Hg, Pb – Zn, Au – Ag, U).

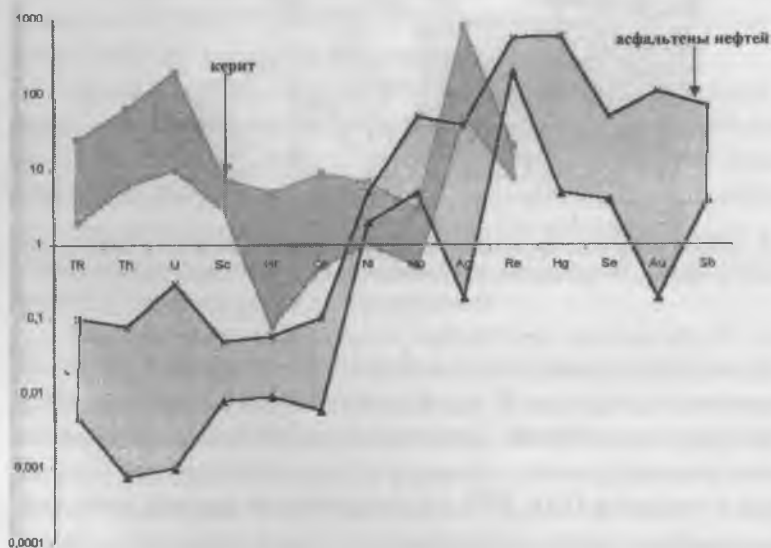


Рис. 3. Содержание микроэлементов в асфальтенах нефтей и керитов Восточно-Европейской и Сибирской платформ (нормировано по UC, Taylor? Mc Lennan, 1985)

Таким образом, полученные данные о геохимической и термодинамической характеристике восстановительных флюидов и продуктов их дифференциации в геологических разрезах осадочных бассейнов Сибирской и Восточно-Европейской платформ позволяют говорить о их существенной роли в познании процессов нефтеобразования и нефтенакпления. Перенос микроэлементов в системах осуществлялся, судя по всему, в виде металлоорганических комплексов, а низкий окислительно-восстановительный потенциал флюидов обеспечил совместное нахождение элементов, различающихся сродством к сере и кислороду.

Наиболее близким в геохимическом отношении природным аналогом является лампроиты и кимберлиты, выплавление которых происходит либо из древних областей ЕМ-II (кимберлиты II типа, лампроиты), либо из мантийного субстрата, обогащение которого некогерентными элементами происходило непосредственно перед стадией плавления (кимберлиты I типа). Геохимические особенности глубоководных флюидов, отвечающих за мантийный метасоматоз, можно восстановить по их реликтам в алмазах. На рис.4 представлены данные заимствованные из многочисленных литературных источников, по составу включений в алмазах Южной и Центральной Африки, Бразилии, Восточной Сибири, Китая и Австралии. При сопоставлении с обсуждаемыми материалами нетрудно заметить удивительное подобие мантийных и нефтеобразующих флюидов.

В заключение хотелось бы отметить, что настоящее сообщение имело своей целью не обсуждение вопросов генезиса нефти и твердых углеродистых веществ, а привлечение внимания исследователей к использованию методов термобарогеохимии в нефтяной геологии, возможности которых могут быть применены не только при решении генетических вопросов, но и при оценки термобарических и геохимических особенностей флюидов в регионах с различным геодинамическим режимом недр. Указанные исследования в совокупности с геолого-геофизическими материалами могут быть использованы и при решении практических задач, таких как оценка возможной продуктивности недр и прогноз фазового состояния залежей на различных глубинах.

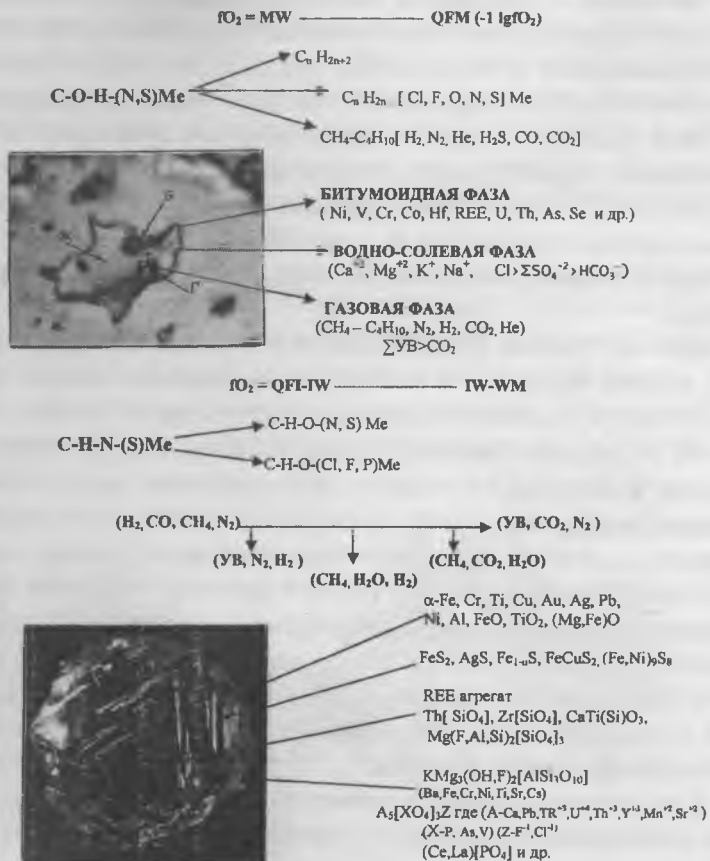


Рис. 4. Сравнительная характеристика составов и геохимических особенностей глубинных флюидов по включениям в алмазах (I) и минералах пород фундамента и осадочного чехла нефтегазоносных провинций (II)

1. Черский Н.В., Царев В.П., Сороко Т.М. Влияние сеймотектонических процессов на преобразование ископаемого органического вещества. Якутск, 1982, 56с.

2. Летников Ф.А., Карков И.К. и др. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1977, 212с.

УГЛЕВОДОРОДНЫЕ И БЛАГОРОДНЫЕ ГАЗЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ЩЕЛОЧНЫХ И КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

В.А. Нивин, С.В. Икорский, А.А. Аведисян

В последнее время вновь наблюдается возрастание интереса к вопросам происхождения и закономерностям локализации углеводородных газов (УВГ), присутствующих в сравнительно высоких для магматических пород концентрациях в ряде щелочных агапитовых комплексов, для которых очевидны мантийные источники родительских расплавов. Эти вопросы важны для решения ряда научных и прикладных проблем, таких как создание моделей дегазации Земли, эволюции и кругооборота углерода в ее истории, влияние эндогенных факторов на формирование крупных промышленных скоплений углеводородного сырья и взаимосвязь рудогенеза и нефтегазообразования, разработка газометрических индикаторов оценки напряженно-деформированного состояния породного массива и предвестников опасных динамических проявлений горного давления при эксплуатации месторождений минерального сырья. Наиболее насыщенными УВГ магматическими образованиями являются Хибинский и Ловозерский нефелин-сиенитовые, с фойдолитами, массивы Кольской провинции (северо-восточная часть Балтийского щита). В щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексах (ЩУКК), сформировавшихся здесь в результате того же девонского импульса магматизма, концентрации углеводородов на 2-3 порядка ниже [3]. Исследованиями изотопного состава благородных газов, получающих все большее признание в качестве геохимических трассеров многих геологических процессов и используемых, например, для идентификации и количественной оценки вклада различных источников и характера дегазации расплавов, установлено, что палеозойский щелочной магматизм Кольской провинции инициировался глубинным мантийным плюмом, в составе которого надежно

устанавливается нижнемантийная компонента [16, 20]. И хотя, по сравнению с ЩУКК, породы Хибин и Ловозера в меньшей степени сохранили мантийные изотопно-газовые «метки», единые тренды фигуративных точек пород в разных координатах системы U-Th-He позволяют предполагать общность источника первичных, если не расплавов, то, по крайней мере, флюидов для всех рассматриваемых интрузивов [8,9]. Еще одной изотопно-газовой особенностью хибинских и ловозерских пород являются низкие, часто близкие к воздушным, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношения во флюидных включениях [8,9,19]. В настоящей работе предпринято совместное изучение валовых концентраций и соотношений метана, этана и изотопов гелия и аргона во флюидных включениях минералов, выделенных из пород Хибинского и Ловозерского нефелин-сиенитовых, а также Ковдорского и Себляврского карбонатитовых комплексов, чтобы лучше понять природу и условия образования углеводородных газов и, с другой стороны, используя ранее выявленные закономерности и факторы локализации в минералах УВГ [3,7], получить дополнительные обоснования важнейших причин вариаций и различий изотопно-газовых параметров этих массивов. В предшествующих работах [6,7,19] было показано, что содержания и соотношения как углеводородов, так и редких газов могут значительно отличаться во включениях разных минералов одной и той же породы, отражая, таким образом, изменение условий и флюидного режима их образования и преобразования.

Наличие сотен публикаций, включая монографии, по геологии, минералогии и геохимии рассматриваемых массивов, являющихся всем известными классическими представителями щелочного и карбонатитового магматизма, избавляет нас от необходимости даже краткого освещения здесь этих аспектов.

Вскрытие флюидных включений и экстракция газов из минералов осуществлялись валовым методом механического дробления образцов. УВГ извлекались большей частью на виброизмельчающей приставке к хроматографу ЦВЕТ-102 по принципу прямого ввода выделяющегося газа в хроматографическую колонку [4]. Некоторые образцы для этого ранее измельчались в шаровой вакуумной мельнице с последующей

откачкой на ртутной установке [3]. Благородные газы выделялись из флюидных микровключений путем измельчения образцов в вакуумированных стеклянных ампулах [2] и анализировались на масс-спектрометре МИ-1201 по известной методике [13]. Интерпретация полученных данных основывалась на имеющихся оценках изотопных отношений в земных резервуарах: $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ в атмосфере $1.4 \cdot 10^{-8}$ и $2 \cdot 10^{-7}$, коре $(1-7) \cdot 10^{-8}$ и $(2-20) \cdot 10^{-4}$, верхней $(1.1 \cdot 10^{-5}$ и $0.1 - 1)$ и нижней $(1,8 \cdot 10^{-4}$ и $0.1-3)$ мантии; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в атмосфере - 295,5, в верхней мантии ~ 40000 , в нижней мантии $\sim 5000-6000$ [1,10,18, и др.].

Комплексное изучение содержаний углеводородных и изотопов благородных газов проведено во флюидных включениях 58 образцов минералов Хибинского, Ловозерского, Ковдорского и Себляврского интрузивов (табл. 1).

Таблица 1

Краткая характеристика исследованных образцов

Образец		Минерал	Порода
Номер	Индекс		
Х и б и н с к и й м а с с и в			
1	X-2855H	Нефелин	Хибинит трахитоидный
2	X-2936H	То же	То же
3	170-P-255H	«	Уртит
4	171-P-90H1	«	То же
5	171-P-90H4	«	«
6	124-P-47H	«	Апатито-нефелиновая руда
7	X-2945H	«	Фойяит
8	X-2005 (П1)	«	Пегматит
9	X-2070H (П2)	«	То же
10	X-2010A(П6)	«	«
11	2128H	«	«
12	X-2936ПШ	ЩПШ ¹⁾	Хибинит трахитоидный
13	X-2855ПШ	То же	То же
14	316P220ПШ	«	Уртит
15	1253-90АПШ	«	Лявочоррит
16	1253-45ПШ	«	То же
17	X-2936ЭМФ	Пироксен ²⁾	Хибинит трахитоидный
18	X-2855ЭМФ	То же	То же
19	170-P-255П	«	Уртит
20	114-P-35П	«	Рисчоррит
21	X-2003ЭГ (П1)	«	Пегматит

Таблица 1(окончание)

22	135-P-59A	Апатит	Апатито-нефелиновая руда
23	137-P-61A	То же	То же
24	НХ-А1	«	«
25	5К-13-АК	Апатит ^к	«
26	170P255TM1	Магнетит	Уртит
27	170P255TM2	То же	То же
28	127K90M	«	«
29	5-К-13МК	Магнетит ^{к1)}	Апатито-нефелиновая руда
30	170P255СФ	Титанит	Уртит
31	Х-2072(П2)	Амфибол	Пегматит
32	Х-2072ЭН(П2)	Энигматит	То же
33	Х-2003(П1)	Эвдиалит	«
34	Х-2005(П1)	То же	«
35	Х-2091(П3)	«	«
36	2070	«	«
Ловозерский массив			
37	ЦШ-18-2Н	Нефелин	Фойяит
38	УГ-38Н	То же	Ювит-уртит
39	ЦШ-18-2ПШ	ЩПШ	Фойяит
40	ЦШ-18-2ПШ2	То же	То же
41	УГ-38ПШ1	«	Ювит-уртит
42	УГ-38ПШ2	«	То же
43	ЦШ-18-2П	Пироксен	Фойяит
44	С-904-3дП	То же	Ювит
45	ЦШ-18-2СД	Содалит	Фойяит
46	УГ-38СД1	То же	Ювит-уртит
Ковдорский массив			
47	НКВ-585-1	Магнетит	Магнетит в оливините
48	НКВ-15М	То же	Фоскорит
49	НКВ-19М	«	То же
50	КОВ-1МКК	«	«
51	КОВ-1ММК	«	«
52	НКВ-1	Апатит	Апатитолит
53	НКВ-15А	То же	Фоскорит
54	НКВ-19Ф	Форстерит ^{к1)}	То же
Себляврский массив			
55	БЕГ-8М	Магнетит	Фоскорит
56	БЕГ-9М	То же	«
57	НСБ-351-6Д	Доломит	Карбонатит
58	НСБ-351-6СУ	Сульфиды	То же

Примечания: ¹⁾ Щелочной полевой шпат; ^{к1)} часто с примесью амфибола; ^{к)} концентрат (с примесью других минералов)

В результате установлен довольно широкий разброс большинства газо-геохимических показателей (табл. 2). Подтвердились некоторые из ранее выявленных тенденций распределения УВ и редких газов в породах и минералах [3,6,7,9,17]. По сравнению с ЩУКК, в минералах апатитовых пород содержания метана и этана, отношения C^3/He , C^4/He и C^{36}/Ar на 1-5 порядков величин выше, а концентрации 3He и отношения $^3He/^4He$, $^3He/^{36}Ar$ на 1-3 порядка ниже (здесь и далее "С" означает содержание CH_4 и C_2H_6 в сумме, а C_1/C_2 – отношение этих компонентов). Средние же количества 4He , ^{40}Ar , ^{36}Ar и отношения $^{40}Ar/^{36}Ar$ и C_1/C_2 вполне сопоставимы во всех комплексах (табл. 2 и 3).

Таблица 2

Концентрации и соотношения углеводородных и изотопов благородных газов в минералах щелочных и карбонатитовых комплексов.

Обра -	CH_4 , $см^3/г$	C_2H_6 , $см^3/г$	C_1/C_2	4He , $см^3/г$	$^3He/^4He$	^{40}Ar , $см^3/г$	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^3He/^{36}Ar$
	10^{-4}	10^{-6}		10^{-8}	10^{-8}	10^{-6}		10^{-4}
Хибинский массив								
1	205	790	25.9	28	11.8	He опр.	He опр.	He опр.
2	442	2600	17.0	136	6,2	«	«	«
3	1089	1830	59.5	11500	95,5	26,1	1909	80.3
4	736	1600	46.0	4050	125	30	3116	52,6
5	577	1300	44.4	4800	118	13,7	3048	126
6	70,6	330	21.4	79	6,5	2,9	593	0,11
7	1,0	3,8	27.4	88	21,5	He опр.	He опр.	He опр.
8	1241	3290	37.7	340	8,2	«	«	«
9	1512	4090	36.9	90	27	«	«	«
10	858	2040	42.1	1030	15,1	«	«	«
11	93,9	550	17.1	7	68	«	«	«
12	31.0	130	23.8	57	6	«	«	«
13	37.0	26	142	8	20	«	«	«
14	10,1	28	36.1	160	10,5	2,7	732	0,5
15	5,8	1.0	580	12	52	3,8	606	0.10
16	287	860	33.4	1100	42,6	6,5	858	6,2
17	123	380	32.4	1100	29,3	He опр.	He опр.	He опр.
18	81	150	54	410	63	«	«	«
19	100	57	175	240	250	2	1133	34.0
20	53	220	24.1	390	34,4	1,3	460	4,8
21	23,1	60.0	38.5	190	94	He опр.	He опр.	He опр.
22	2,4	15.0	16.0	1050	4,4	0,15	328	10,1

Таблица 2(окончание)

23	0,79	2,2	35.9	790	1,5	0,24	376	1,9
24	5,4	46.0	11.7	1240	3,9	0,21	562	12,9
25	109	410	26.6	510	5,3	0,24	747	8,4
26	521	480	108	2180	220	4,4	2255	245
27	368	440	83.6	2180	220	4,4	2255	245
28	248	430	57.7	1790	640	4,9	1155	270
29	58	180	32.2	8540	336	4,9	636	372
30	98	210	46.7	670	142	1,7	1308	73,2
31	215	Не обн.	Не опр.	1400	166	Не опр.	Не опр.	Не опр.
32	392	830	47.3	330	137	«	«	«
33	338	3660	9.2	16800	20	«	«	«
34	252	760	33.2	6200	12	«	«	«
35	612	7380	8.3	8000	5,5	«	«	«
36	594	9430	6.3	3300	6,6	«	«	«
Ловозерский массив								
37	419	2760	15.2	4250	5,3	4,2	661	3,6
38	272	2040	13.3	7100	7,7	2,5	723	15,8
39	626	2800	22.4	370	4.0	20,7	1356	0.10
40	797	3900	20.4	770	5,4	12,2	1141	0,4
41	189	1060	17.8	1600	8,7	3,1	558	2,5
42	343	2000	17.2	2450	8,3	5	468	1,9
43	19,2	100	19.2	960	10,8	0,95	400	4,4
44	17,1	30.0	57.0	5000	19,8	2,3	434	18,7
45	390	2520	15.5	1350	5,3	5,3	712	1.0
46	492	3450	14.3	3300	8,8	7,8	362	1,4
Ковдорский массив								
47	0,99	3,4	29.3	705	835	3,6	1883	307
48	0,26	1,4	18.6	5780	136	4,7	1974	330
49	0,11	0,76	14.5	355	491	1,1	909	144
50	0,15	0,76	19.7	230	580	1,7	961	75
51	0,21	1,5	14.0	1570	339	7	1240	94
52	0,97	6,7	14.5	33600	73,5	2,1	1490	1777
53	0,16	0,6	29.1	2970	67,8	2,4	1674	140
54	0,20	0,9	21.5	2010	351	16	4712	207
Сельяврский массив								
55	0,48	1,20	40.0	1700	2471	4,8	1678	1468
56	0,08	0,60	14.6	1200	2535	5,6	1706	926
57	0,12	Не обн.	Не опр.	190	1248	1,4	663	112
58	0,10	0,36	28.3	59	875	0,65	390	31

* Номер образца соответствует таковому в таблице 1.

Таблица 3

Средние отношения газовых компонентов в минералах

Массив	Минерал	Количество образцов ¹⁾	³ He/ ⁴ He	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³ He/ ³⁶ Ar	C ₁ /C ₂ ²⁾	C/ ³ He ³⁾	C/ ³⁶ Ar ³⁾
			10 ⁻⁸		10 ⁻⁴		10 ⁸	10 ⁶
Хибинский	Нефелин	11(7)	45.7	2166	64.8	34.1	2462	7.6
То же	ЩПШ ⁴⁾	5 (3)	26.2	732	2.2	163	698	1.4
«	Пироксен	5 (2)	94.1	796	19.4	64.9	28.5	3.8
«	Апатит	4	3.8	503	8.3	22.6	111	9.4
«	Магнетит	4	354	1575	283	70.5	5.3	13.2
«	Эвдиалит	4	11.0	He опр.	He опр.	14.3	129	He опр.
«	Все минералы	36	82.3	1207	92	41.9	902	8.2
Ловозерский	Нефелин	2	6.5	692	9.7	14.3	126	7.8
То же	ЩПШ	4	6.6	881	1.2	19.5	1688	4.8
«	Пироксен	2	15.3	417	11.5	38.1	10.6	0.6
«	Содалит	2	7.1	537	1.2	14.9	381	4.0
«	Все минералы	10	8.7	677	5.5	21.9	739	4.4
Ковдорский	Магнетит	5	476	1393	190	19.2	0.009	0.02
То же	Апатит	2	70.7	1582	959	21.8	0.006	0.04
«	Все минералы	8	342	1782	422	20.2	0.007	24097
Себляврский	Магнетит	2	2503	1692	1197	27.3	0.007	9902
То же	Все минералы	4	1926	1226	747	27.5	0.006	8345

Примечания: 1) количество образцов (в скобках - с данными по изотопии аргона, если отлично от общего количества); 2) CH₄/C₂H₆; 3) C - сумма концентраций метана и этана; 4) щелочной полевой шпат.

При значительных вариациях содержания УВГ как в однотипных, так и в разных минералах, в Хибинах максимальной газонасыщенностью характеризуются нефелины, а минимальной – апатиты. Величина средних C_1/C_2 отношений уменьшается в ряду магнетит – пироксен, полевой шпат – нефелин – апатит – эвдиалит, что совпадает с ранее выявленной последовательностью снижения температуры завершения постмагматических преобразований этих минералов [7]. Наибольшей изменчивостью данного показателя отличаются полевые шпаты. Также нашли подтверждение более низкотемпературные, в целом, изменения ловозерских минералов по сравнению с хибинскими. Здесь наблюдается уменьшение отношения C_1/C_2 в ряду пироксен – полевой шпат – нефелин – содалит. В Ковдоре и Себлявуре эти отношения сравнимы с ловозерскими.

Близка к вышеприведенной направленность снижения концентраций ^3He и величины отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ в хибинских минералах: магнетит – пироксен – нефелин – полевой шпат – эвдиалит – апатит. Два последних изотопно-газовых показателя являются наиболее информативными для идентификации источников флюидов в изучаемых комплексах [8,9,19]. Из ловозерских минералов, отличающихся наиболее низкими $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношениями, пироксен характеризуется максимальными значениями всех трех вышеупомянутых параметров.

Переходя непосредственно к взаимосвязи углеводородных и благородных газов, следует отметить, что для реконструкции условий зарождения и эволюции глубинных углеродсодержащих флюидов обычно используется $C/^3\text{He}$, реже $C/^{36}\text{Ar}$ отношения [5, 14, 15, и др.]). Под "С" здесь большей частью подразумевается CO_2 , а величина обоих этих отношений для разных областей мантии в таких случаях достаточно определенно оценивается в интервале $(1-20) \cdot 10^9$. Оценить первичные соотношения углеводородных (чаще метана) и изотопов благородных газов во флюидах глубинного абиогенного происхождения сложнее и таких попыток намного меньше. По данным исследований вулканических газов, океанических базальтов и гидротерм, величина $\text{CH}_4/^3\text{He}$ в деплетированной мантии может составлять $(0.7 - 7) \cdot 10^6$

[11,12]. Этим значениям наиболее соответствуют отношения $C/{}^3\text{He}$ (где "С" – сумма метана и этана) в ковдорских и себлявврских минералах (табл. 3), что вполне согласуется и с другими газо-геохимическими характеристиками. В хибинских и ловозерских образцах, в которых подавляющая часть газовых микровключений имеет явно вторичное происхождение [3 и др.], данный показатель на несколько порядков выше, дополнительно свидетельствуя в пользу более интенсивных потерь первичного гелия и генерации углеводородов на сравнительно поздних этапах эволюции флюида. Эти процессы, особенно в Ловозерском массиве, в значительной мере разобщены во времени (часть ${}^3\text{He}$, по-видимому, потеряна до формирования углеводородов), так как намечается положительная корреляция $C/{}^3\text{He}$ отношения и концентрации CH_4 (рис. 1). Несколько неожиданна аналогичная, даже более тесная связь между $C/{}^{36}\text{Ar}$ и CH_4 в минералах всех комплексов (рис. 2).

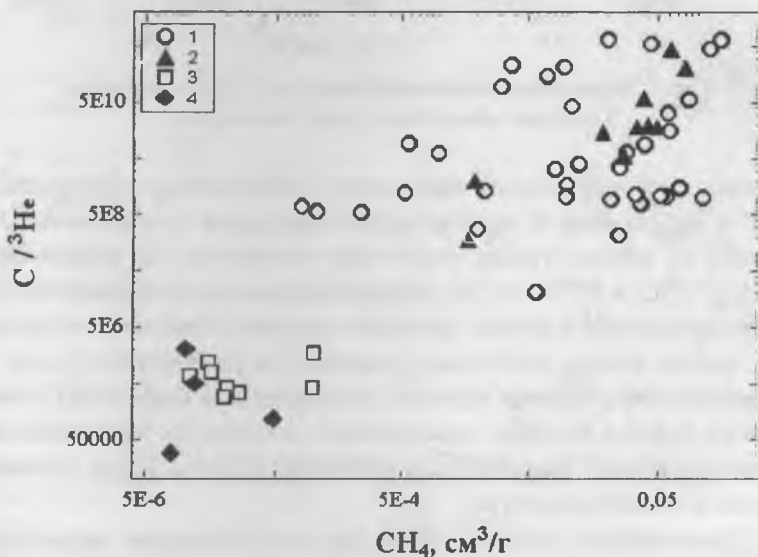


Рис. 1. Взаимосвязь концентрации метана и отношения $C/{}^3\text{He}$ в минералах. Массивы: 1 – Хибинский, 2 – Ловозерский, 3 – Ковдорский, 4 – Себлявврский

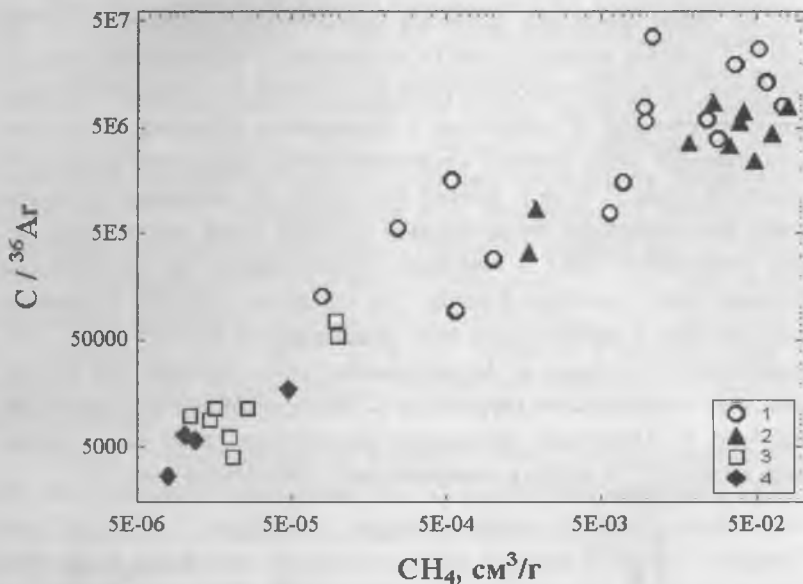


Рис. 2. Корреляция содержания метана и $C/^{36}\text{Ar}$ отношения.
Условные обозначения те же, что на рис.1.

Однако здесь уже следует предполагать асинхронность образования УВГ и поступления в систему по всей видимости атмосферного ^{36}Ar , причем на ранних этапах становления интрузивов. В координатах $C/^{3}\text{He} - C_1/C_2$ и $C/^{36}\text{Ar} - C_1/C_2$ обнаруживаются неодинаковые тренды расположения точек разных минералов из одного комплекса и, напротив, единые тренды однотипных минералов из разных комплексов. В первом случае, например, выявлена положительная корреляция в магнетитах Хибин и Ковдора, отрицательная – в хибинских нефелинах, во втором – прямая взаимосвязь в хибинских и ловозерских полевых шпатах и во всех магнетитах.

Относительно сильной, общей для всех минералов корреляции непосредственно между углеводородными и редкими газами ожидать не приходится даже в пределах одного массива, поскольку содержание во флюидных включениях каждого компонента определяется совокуп-

ностью многих, нередко разнонаправленных факторов. Тем не менее, намечаются положительные взаимосвязи CH_4 и C_2H_6 с ^{40}Ar и ^{36}Ar в хибинских и ловозерских минералах, с ^3He в хибинских, ковдорских и себлявских (рис. 3), отрицательные - с ^{40}Ar в Ковдоре и Себлявье, с ^3He в Ловозере. Еще на одном графике ^3He - CH_4 явно просматриваются связи разной направленности в однотипных минералах (рис. 4). Эти наблюдения подтверждают, что УВГ и благородные газы в минералах Хибин и Ловозера захвачены одними и теми же включениями (преимущественно вторичными), а в УЩКК, возможно, включениями разных генераций [9]. Отсутствие корреляций углеводородных компонентов и ^4He во всех массивах, а также некоторые особенности поведения ^3He в ловозерских минералах, объясняются добавкой радиогенного гелия после формирования газовых включений.

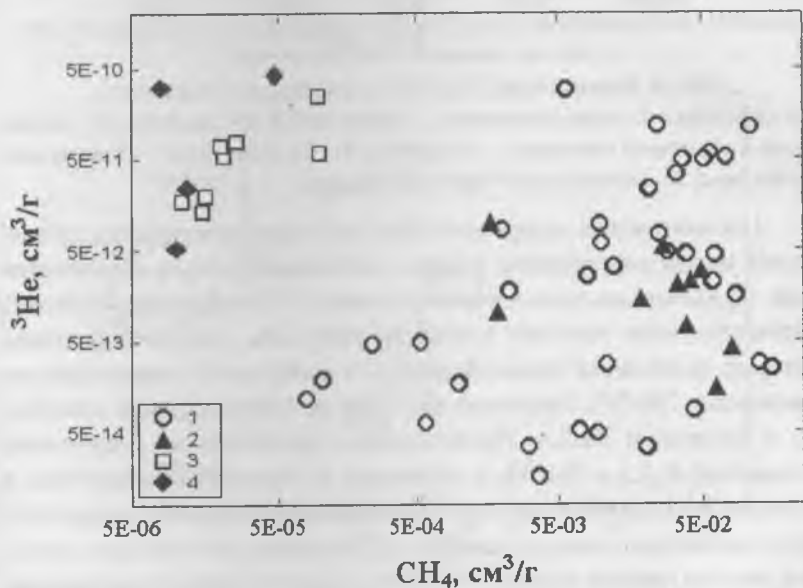


Рис. 3. Характер зависимости концентраций метана и легкого изотопа гелия. Условные обозначения см. на рис. 1.

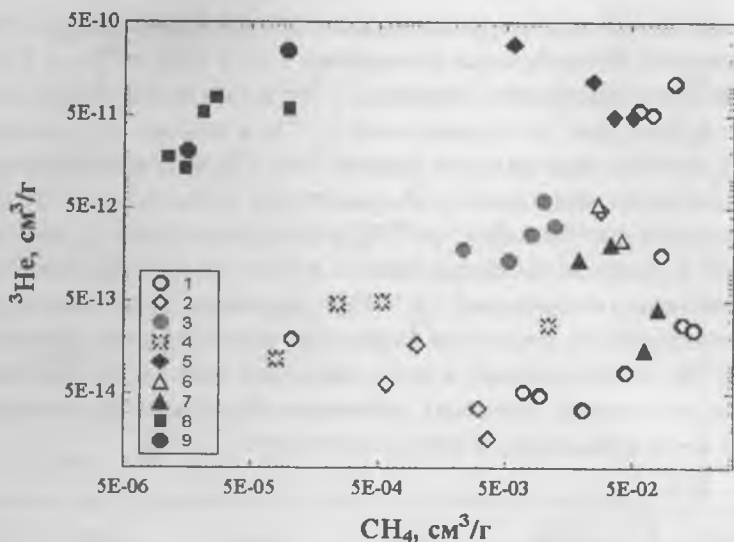


Рис. 4. Взаимосвязь CH_4 и ${}^3\text{He}$ в однотипных минералах. 1 – нефелины, 2 – полевые шпаты, 3 – пироксены, 4 – апатиты, 5 – магнетиты Хибинского массива; 6 – нефелины, 7 – полевые шпаты Ловозерского массива; 8 – магнетиты и 9 апатиты Ковдора.

Напоминающая гиперболическую обратную зависимость наблюдается между содержанием метана и изотопно-гелиевым отношением (рис. 5). Минералы с высоким отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ (Ковдор, Себлявр) характеризуются низкими концентрациями CH_4 , широкие вариации которых отмечаются преимущественно в минералах с минимальными значениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$. Несколько выпадают из общей картины магнетиты и пироксены Хибин. Примечательна положительная взаимосвязь отношений C_1/C_2 и ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в хибинских и ловозерских нефелинах и пироксенах и практически отсутствие таковой в остальных минералах, включая апатиты и магнетиты (рис. 6). Последние, из всех трех массивов, на этом графике концентрируются в одной области. По-видимому, здесь мы имеем дело с разными генерациями самих однотипных минералов и газовых включений в одном и том же образце.

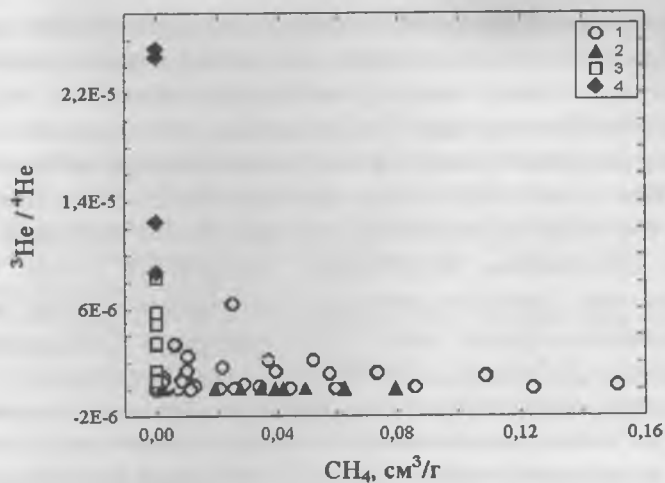


Рис. 5. Корреляция содержаний метана и изотопно-гелиевого отношения. Условные обозначения см. на рис. 1.

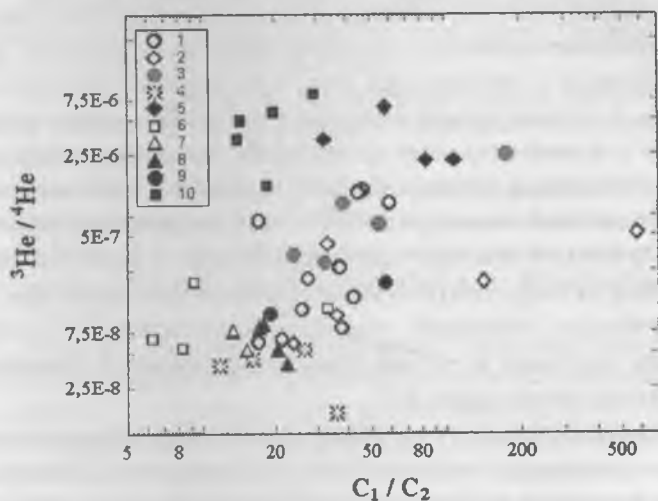


Рис. 6. Зависимость отношений C_1/C_2 и $^3\text{He}/^4\text{He}$ в однопородных минералах. 1 – нефелины, 2 – полевые шпаты, 3 – пироксены, 4 – апатиты, 5 – магнетиты, 6 – эвдиалиты Хибин; 7 – нефелины, 8 – полевые шпаты, 9 – пироксены Ловозерского массива; 10 – магнетиты Ковдора.

Не все из выявленных статистических взаимосвязей углеводородных и благородных газов поддаются однозначной интерпретации, как и не все из них можно считать установленными достаточно надежно из-за малого объема выборок. Тем не менее, полученные результаты в большинстве своем согласуются или, по крайней мере, не противоречат другим геологическим и геохимическим данным и позволяют высказать некоторые предположения и предварительные заключения.

По наблюдаемым соотношениям концентраций метана, этана, изотопов гелия и аргона во флюидных включениях минералов изученные комплексы образуют такую последовательность: Себлявровский – Ковдорский – Хибинский – Ловозерский. От первого члена этого ряда, к последнему, можно предполагать повышение степени дегазации расплавов на докристаллизационном этапе, уменьшение (относительно земной поверхности) глубины камеры магматической кристаллизации, увеличение контаминации атмосферными флюидными компонентами, снижение открытости системы в отношении флюидов на постмагматических стадиях развития, усиление роли и увеличение продолжительности аутометасоматических процессов. Этими особенностями эволюции комплексов и обусловлены столь существенные различия в содержании и составе газовой фазы массивов: слабая общая газонасыщенность и хорошая сохранность первичных благородных газов в минералах Себлявры и Ковдора, стирание мантийных изотопно-газовых «меток» и высокие концентрации УВГ постмагматического происхождения в Хибинах и Ловозере. Кроме перечисленных факторов, некоторое влияние на современную газовую составляющую изученных минералов, очевидно, оказывают содержание радиоактивных элементов, генерация, миграция и потери радиогенных изотопов благородных газов, а также метаморфизм УВГ.

Представляется, что полученные данные свидетельствуют о перспективности комплексного изучения углеводородных и благородных газов во флюидных включениях минералов для реконструкции флюидного режима и других условий минералообразования и формирования щелочных и карбонатитовых магматических комплексов и связанных с ними рудных месторождений.

Работа поддержана грантами РФФИ (№ 00-05-64174) и ИН-ТАС (№ 01-0244).

1. *Верховский А.Б., Шуколюков Ю.А.* Элементное и изотопное фракционирование благородных газов в природе. М.: Наука, 1991. 294 с.
2. *Икорский С.В., Каменский И.Л.* Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов // XV Симпозиум по геохимии изотопов, 24-27 ноября 1998 г., Москва. Тезисы докладов М., 1998. С. 115.
3. *Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А.* Геохимия газов эндогенных образований. Спб.: Наука, 1992. 179 с.
4. *Икорский С.В., Степанова А.С.* Установка для анализа микровключенных газов, извлекаемых из минералов методом измельчения образцов // Минералогический журнал, 1990. Т.12. № 6. С. 88-91.
5. *Лохов К.И., Левский Л.К.* Углерод и первичные изотопы гелия и аргона в мантийных породах: геохимические и космохимические следствия // Геохимия, 1993. № 9. С. 1253-1283.
6. *Митрофанов Ф.П., Икорский С.В., Каменский И.Л.* Изотопы Не в палеозойских щелочных интрузиях Кольского полуострова и Северной Карелии // Докл. АН (Россия), 1995. Т.345. № 2. С.243-246.
7. *Нивин В.А.* Газонасыщенность минералов в связи с проблемой происхождения углеводородных газов в породах Хибинского и Ловозерского щелочных массивов // Геохимия, 2002. № 9. С. 976-992.
8. *Нивин В.А., Икорский С.В.* Особенности формирования Ловозерских редкометалльных месторождений (Кольский полуостров) по изотопно-газовым (Не, Аг) данным // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. Труды II Международного Семинара. Иркутск-Владивосток, 2002. С. 214-235.
9. *Нивин В.А., Икорский С.В., Каменский И.Л.* Изотопно-газовые (Не, Аг) индикаторы источников вещества палеозойских щелочных комплексов Кольской провинции и связанных с ними рудных месторождений // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск, 2001. С.129-142.
10. *Burnard P.G., Hu R., Turner G. and Bi X.W.* Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan province, China // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, Vol. 63(10), p. 1595-1604.
11. *Jean Baptiste P., Charlou J.L., Stievenard M., Donval J.P., Bougault H. and Mevel C.* Helium and methane measurements in hydrothermal fluids from the mid-Atlantic ridge: the Snake Pit site at 23° N // *Earth and Planetary Science Let-*

ters, 1991, Vol.106 pp. 17-28.

12. *Jenden P.D., Hilton D.R., Kaplan I.R., Craig H.* Abiogenic Hydrocarbons and Mantle Helium in Oil and Gas Fields. In: *The Future of Energy*. Ed. D.G. Howell. U.S. Geological Survey Professional Paper 1570, U.S. Government Print Office, Washington, 1993, pp 31-56.

13. *Kamensky I.L., Tolstikhin I.N., and Vetrin V.R.* Juvenile helium in ancient rocks: 1. ^3He excess in amphiboles from 2.8 Ga charnokite series: Crust-mantle fluid intracrustal magmatic process // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1990. Vol. 54. P. 3115-3122.

14. *Marty B., Jambon A.* C^3He in volatile fluxes from the solid Earth: Implications for carbon geodynamics // *Earth Planet. Sci.Lett.*, 1987, Vol. 83, pp.16-26.

15. *Marty B., Tolstikhin I.N.* CO_2 fluxes from mid-ocean ridges, arcs and plumes // *Chemical Geology*. 1998. Vol.145. P.233-248.

16. *Marty B., Tolstikhin I., Kamensky I., Nivin V., Balaganskaya E., Zimmermann J.-L.* Plume-derived rare gases in 380 Ma carbonatites from the Kola region (Russia) and the argon isotopic composition in the deep mantle // *Earth and Planetary Science Letters*, 1998. Vol.164, No.1-2, pp. 179-192.

17. *Nivin V.A. and Ikorsky S.V.* Helium isotopes and carbon in fluid inclusions of the Kola foidolite-syenite complexes (Russia). *Terra Nostra* 99/6 (1999), ECROFI XV, Abstr., pp.221-222.

18. *Tolstikhin I.N., Marty B.* The evolution of terrestrial volatiles: a view from helium, neon, argon and nitrogen isotope modeling. *Chemical Geology*, 1998. Vol.147, p. 27-52.

19. *Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B., Nivin V.A., Vetrin V.R., Balaganskaya E.G., Ikorsky S.V., Gannibal M.A., Kirnarsky Yu.M., Weiss D., Verhulst A., and Demaiffe D.* Low mantle plume component in Devonian Kola ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes: Evidences from rare gas isotopes and related parent elements. Reprint. Apatity-Nancy-Bruxelles, 1999. 97 p.

20. *Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B., Nivin V.A., Vetrin V.R., Balaganskaya E.G., Ikorsky S.V., Gannibal M.A., Weiss D., Verhulst A., Demaiffe D.* Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: identification of lower mantle plume component // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002. Vol. 66 (5), pp. 881-901.

21. *Trull T., Nadeau S., Pineau F., Polve M. And Javoy M.* C-He systematics in hotspot xenoliths: Implications for mantle carbon contents and carbon recycling // *Earth and Planetary Science Letters*, 1993. Vol. 118, pp. 43-64.

ВКЛЮЧЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В СОЛЯХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С.Н. Шанина

Верхнекамское месторождение солей расположено в центральной части Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба и представлено мощной соляной толщей, которая разделяется на подстилающую каменную соль (ПдКС), калийную залежь и покровную каменную соль [1]. Органическое вещество (ОВ) соляной толщи Верхнекамского месторождения представлено несколькими формами нахождения: рассеянным ОВ в глинисто-ангидритовых прослоях, каменной соли, сильвинитах и карналлитовых породах, древесными остатками и нефтепроявлениями в соляных породах, углеводородами в микровключениях соляных минералов [1].

Соляные породы месторождения подверглись интенсивной перекристаллизации [2]. Практически полностью перекристаллизованы сильвин и карналлит, частично перекристаллизован и галит. В соляных пластах сохранились скелетно-зональные образования седиментационного галита: перистый галит и галит высаливания. Работами [2, 3] установлено, что перекристаллизация солей калийной толщи происходила в условиях повышенной температуры (от 30 до 92°C) и давления (до 20 МПа), под влиянием захороненных метаморфизованных газонасыщенных растворов. При исследовании ОВ нерастворимого остатка солей было установлено, что оно является автохтонным [4]. Основным источником его накопления служил морской фитопланктон, преобразование ОВ происходило в восстановительной обстановке и органическое вещество является незрелым. Невысокая зрелость органического вещества соляных пород Верхнекамского месторождения, вероятно, связана с особыми условиями его преобразования (отсутствием контакта битумоидов с алюмосиликатными катализаторами, высокой теплопроводимостью солей, значительными давлениями и дефицитом температуры). На состав ОВ в калийной толще, несомненно, оказал

влияние процесс радиационного превращения K^{40} с выделением дополнительного количества тепла [5].

В данной работе приводятся результаты исследования включений углеводородов в соляных минералах месторождения. Изучены сильвиниты из продуктивных пластов промышленной зоны калийной залежи (пласты Кр II, А, Б, В) и каменная соль из отдельных слоев (13, 14 и 16) верхней пачки пласта ПдКС в пределах шахтного поля БПКРУ-4 ОАО «Уралкалий». Кроме того, были изучены карналлит и синий галит отобранные на БПКРУ-1 из пласта В.

Исследование включений проводилось в сколах образцов солей с использованием методов вскрытия включений в жидкости, люминесцентной микроскопии и газовой хроматографии. Анализ газового состава выполнялся как для валовых проб солей, так и для отдельных разновидностей соляных минералов.

Для перистого галита, образовавшегося на стадии седиментации и раннего диагенеза, характерно присутствие жидких включений размером от долей микрона до 200 мкм, имеющих форму близкую к кубической (рис. 1,а). Включения однофазовые в пласте подстилающей каменной соли и часто двухфазовые в зоне калийной залежи. Вторая фаза является твердой и представлена минералами-узниками сильвином или карналлитом. Включения характеризуются низкой газонасыщенностью. Газовые компоненты представлены атмосферными и биохимическими газами (N_2 , CO_2 , CH_4), захваченными породой из солеродного бассейна при кристаллизации [6]. Они полностью растворены в законсервированной рапе и находятся под давлением, близким к атмосферному о чем свидетельствует медленное выделение отдельных пузырьков газа при вскрытии включений.

Включения углеводородов в галите из пласта подстилающей каменной соли

В пласте ПдКС углеводородные включения установлены только в крупнокристаллическом (шпатовом) галите. Этот галит является вторичной разновидностью каменной соли, образование которого связано с перекристаллизацией галита непосредственно в соляной толще.

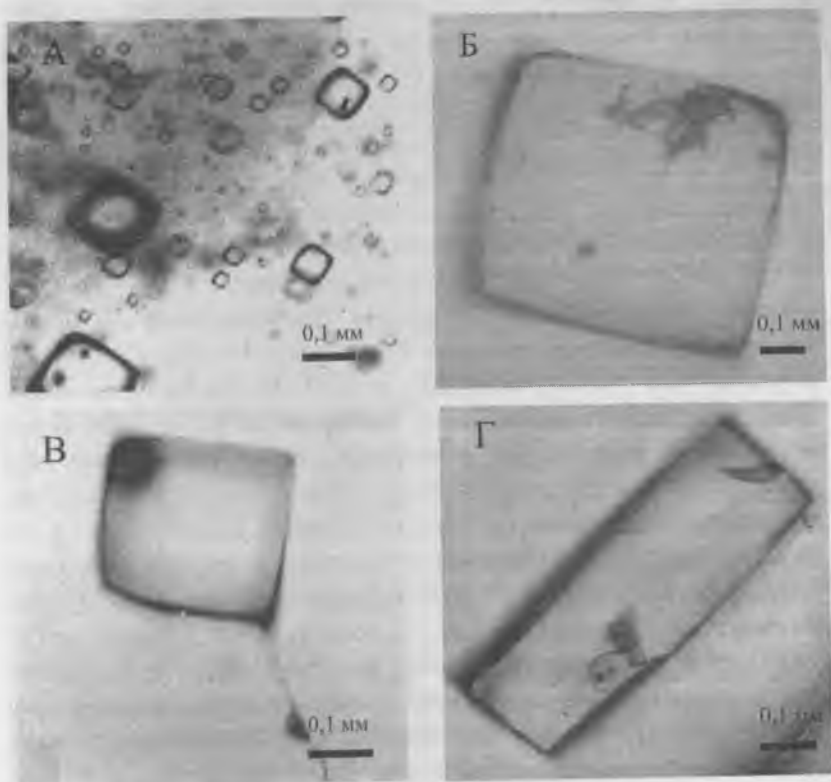


Рис. 1. Включения в галите из пласта ПдКС: А – однофазовые жидкие включения в седиментационном галите, Б – включение в шпатовом галите с присутствием глинисто-ангидритового материала, В – двухфазовое включение в шпатовом галите, с присутствием углеводородного шарика, Г – многофазовое включение в шпатовом галите с присутствием микрокапельки углеводородов и реликтами парафиноподобной корочки на ее поверхности.

В галите постоянно встречаются реликты первичной седиментации, имеющие форму «елочек». Внутри кристаллов и по трещинам спайности отмечаются включения глинисто-ангидритового материала часто окрашенные в буровато-коричневый цвет примесью битуминозного

материала. Во всех образцах установлено присутствие довольно крупных жидких однофазовых включений, имеющих кубическую форму, размером до 500 мкм, иногда до 1–5 мм. Часто эти включения содержат вышеописанные примеси глинисто-ангидритового материала (рис. 1,б). В галите из 14 и 16-го слоев в подобных включениях присутствует еще одна фаза, представляющая собой желтые микрокапельки маслянистой жидкости (рис. 1,в). В ультрафиолетовом свете эти микрокапельки дают ярко-желтое или светло-коричневое свечение всего шарика, что свидетельствует об их органической природе и присутствии в составе маслянисто-смолистых веществ. При извлечении на воздух шарики сохраняются долгое время. Кроме того, в подобных включениях газовая фаза обычно растворена в рассоле и находится под высоким давлением. Это устанавливается по вскипанию растворов таких включений при их вскрытии. По химическому составу газы включений в галите из 13-го слоя являются азотно-углекислыми, а углеводороды представлены в основном метаном (см. таблицу). В галите из 14 и 16-го слоев преобладает углекислый газ, а среди углеводородных газов кроме метана установлено также присутствие его более тяжелых гомологов.

Одна из проб шпатового галита (22 слой ПдКС) была отобрана вблизи разрывного нарушения, преобразование которого связывается с проявлением термодинамометаморфизма [7]. Протяженность зоны преобразования около 7 м. В образцах постоянно встречаются довольно крупные (до 500 мкм) включения с присутствием углеводородной фазы в виде «шариков» желтого цвета, иногда с темным ободком парафиноподобных веществ или же их реликтов в виде небольших пятнышек на поверхности капелек (рис. 1,г). Подобные шарики имеют маслянисто-смолистый состав. Образование темно-коричневых пленок битумов или же их реликтов вероятнее всего связано с дифференциацией углеводородной смеси при снижении первоначально повышенных температуры и давления [8]. Включения вблизи разрывного нарушения практически не содержат захваченного терригенного материала.

Таблица

Состав газов микровключений в солях Верхнекамского месторождения

Образец, место отбора (общая газоанализируемость)		Содержание, мкг/г образца												
		H ₂	N ₂	CO	CO ₂	H ₂ O	H ₂ S	CH ₄	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	C ₃ *	i-C ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈	n-C ₄ H ₁₀
Калийная толща	Карналлит, пл. В (35,03)	17,48	2,81	**	8,25	He опр.	6,42	0,07	-	-	-	-	-	-
	Сильвинит, пл. В (56,76)	-	17,09	-	35,94	654	0,85	1,15	0,53	0,45	0,66	0,01	0,08	-
	Песчрый сильвинит, пл. Б (23,92)	-	-	3,23	19,70	658	-	0,24	0,20	0,14	0,33	0,02	0,05	0,01
	Полосчатый сильвинит, пл. А (83,15)	0,06	6,71	1,57	69,62	1331	0,53	1,47	0,82	1,02	1,29	0,01	0,05	0,002
	Белый сильвинит, пл. В (129,95)	0,44	71,73	-	54,61	3888	-	0,94	0,70	0,52	0,89	0,02	0,09	0,01
	Прозрачный галит, пл. В (69,40)	-	46,93	-	17,72	1672	-	2,46	0,87	0,42	0,86	0,10	0,04	-
	Синий галит, пл. В (36,48)	-	-	2,48	29,13	1518	-	0,84	1,56	0,79	1,33	0,15	0,16	0,04
	Карналлит перекрест., пл. В (2,98)	-	0,98	-	2,00	He опр.	-	0,004	-	-	-	-	-	-
ПлКС	Галит мекристаллы, пл. ВГ (25,32)	-	1,10	1,04	20,29	644	-	0,57	0,91	0,49	0,79	0,03	0,08	0,02
	Шпатовый галит, слой 13 (16,68)	-	5,74	-	10,52	921	-	0,22	0,15	0,05	-	-	-	-
	Шпатовый галит, слой 14 (29,01)	-	2,71	1,24	24,52	889	-	0,12	0,12	0,05	0,19	0,01	0,02	0,03
	Шпатовый галит, слой 16 (62,01)	-	1,10	3,13	55,69	611	-	0,44	0,71	0,33	0,52	0,03	0,06	0,003
	Шпатовый галит, слой 22 (325,40)***	-	-	8,19	310,43	829	-	1,52	1,86	0,92	1,93	0,14	0,34	0,07

Анализы выполнены на газовом хроматографе «Цвет-800» (температура пиролиза—500°C, для карналлита—150°C, время пиролиза—3 мин), *—C₃H₆+C₃H₈, **—газовый компонент не обнаружен, ***—образец отобран вблизи разрывного нарушения.

При этом образец галита отобранный в 5 метрах от контакта с разломом буквально насыщен включениями глинистого материала, а углеводородные шарики в нем встречаются значительно реже, что может свидетельствовать о перемещении органического вещества в сторону разрывного нарушения и увеличении степени его преобразования в этом же направлении. В некоторых включениях содержится сразу несколько шариков, которые иногда соединяются, образуя скопления неправильной формы. В составе газов резко увеличивается содержание углекислого газа, исчезает азот, показатель вода/углекислый газ уменьшается, а среди углеводородов кроме метана также присутствуют и тяжелые углеводороды (см. таблицу).

Включения углеводородов в соляных минералах калийной залежи

В галите и сильвине из пласта «Красный II» включений с жидкими углеводородами не установлено. По результатам газохроматографического анализа состав включений преимущественно азотно-углекислый, а соль характеризуется невысокой газонасыщенностью. Для пласта характерно ритмичное изменение концентрации диоксида углерода в составе микровключенных газов: нечетные слои, содержащие красные сильвиниты имеют пониженные содержания углекислого газа, а четные, содержащие каменную соль – повышенные [9].

Включения с присутствием жидких углеводородов обнаружены в кристаллах шпатового галита из пластов Б и А (пестрый и полосчатый сильвиниты). Основная масса первичных включений в перекристаллизованном галите содержит минерал-узник сильвин и газовую фазу. Встречаются также двух или трехфазовые включения, содержащие вышеописанные шарики углеводородов (рис. 2,а). Эти углеводородные образования обычно занимают до 5 % объема включения. Внешняя поверхность шариков часто покрыта темно-коричневой корочкой парафиноподобного типа. Иногда подобные включения содержат захваченный в процессе перекристаллизации глинистый материал. При нагревании таких включений средние температуры их частичной гомогенизации варьируют от 40 до 85°С. При этом происходит растворение кристаллов-узников, а сферические образования углеводородов не изменяются, что указывает на их ксеногенную природу [2].

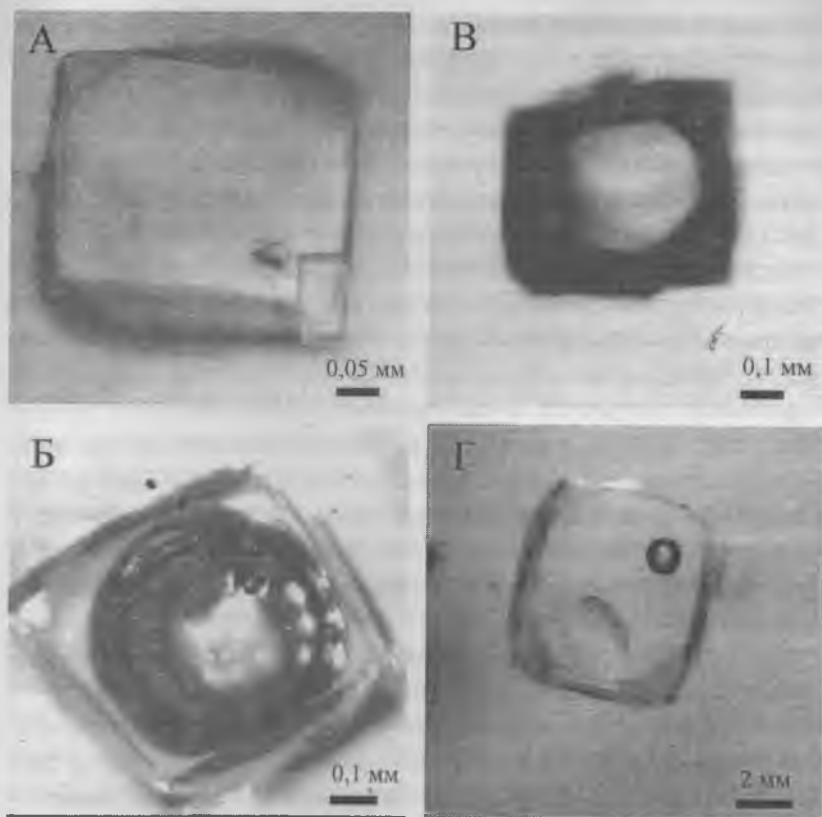


Рис. 2. Включения углеводородов в соляных минералах калийной толщи: А – трехфазовое включение в шпатовом галите с присутствием углеводородных шариков и минерала-узника сильвина, пласт Б; Б – включение в шпатовом галите с присутствием бесцветной жидкой фазы и комочком битума темно-бурого цвета, пласт Б; В – включение в шпатовом галите с присутствием темно-коричневой пленки битума, заполняющей границы включения, пласт, Б; Г – трехфазовое включение в синем галите, пласт В.

В ультрафиолетовых лучах эти образования дают ярко-желтое или светло-коричневое свечение всего шарика, что свидетельствует о присутствии в их составе маслянисто-смолистых веществ. Кроме того, в кристаллах галита из пестрого сильвинита установлены и другие виды

включений с жидкими углеводородами [4]. Так иногда в составе включений присутствует вторая фаза бесцветной жидкости, обычно занимающая более 40 % размера включения (рис. 2,б). Она не смешивается с рассолом и имеет меньшую плотность. При извлечении на воздух в течение нескольких минут происходит постепенное испарение части ее содержимого. В ультрафиолетовом свете такие фазы дают голубоватое свечение, что указывает на присутствие в их составе бензиновых и масляных углеводородов. Довольно часто к внутренней поверхности подобных фаз прилипают комочки битумов бурого или черного цвета, которые идентичны вышеописанным образованиям. Другой тип включений представляет собой окаемки желтоватого или темно-коричневого битумного вещества вокруг границ соляного рассола (рис. 2,в), люминесцирующего в ультрафиолетовых лучах ярко-желтым цветом, что указывает на его маслянисто-смолистый состав. Газовый состав микровключений пестрого и полосчатого сильвинитов представлен преимущественно углекислым газом, однако здесь увеличивается доля метана и его более тяжелых гомологов (см. таблицу).

Синий галит, отобранный из пласта В, представляет собой шпатовую соль сцементированную между зернами карналлита. Его рост проходил в относительно свободных полостях. Галит отличается высокой прозрачностью, наличием довольно крупных включений с размерами до 200 мкм, а иногда и до 1–2 мм (рис. 2,г), которые имеют кубическую форму или неправильную, с элементами граней отрицательных кубических кристаллов. Распространены трехфазовые включения содержащие соляной рассол, минерал-узник карналлит и бесцветную жидкую фазу в состав которой входят бензиновые углеводороды, поскольку в ультрафиолетовых лучах подобные фазы дают слабо-голубое свечение [4]. В кристаллах синего галита реликтов первичной седиментации не установлено.

При вскрытии всех вышеописанных включений с углеводородами наблюдается явление «вскипания» растворов, что говорит о высокой их газонасыщенности и является доказательством того, что захват включений кристаллами соли проходил при повышенном давлении.

Установлено, что содержание газов микровключений выше в зоне

калийных солей, чем в пласте подстилающей каменной соли (см. таблицу). В составе газов калийной залежи увеличивается также доля метана и тяжелых углеводородов. Повышенные содержания углеводородных газов в составе микровключений в калиеносной зоне можно объяснить более высокими содержаниями органического вещества и влиянием излучения K^{40} на процесс его преобразования. Наиболее высокая газонасыщенность характерна для пестрого и полосчатого сильвинитов, где основным компонентом включений является углекислый газ. Кроме того, для калийной толщи установлено постоянное присутствие в составе микровключенных газов сероводорода.

Особое внимание привлекает распределение предельных углеводородов в составе микровключений солей. Довольно часто в них встречаются повышенные концентрации углеводородов состава C_2-C_4 (см. таблицу) и присутствуют углеводороды бензинового ряда (C_4-C_8). Такие повышенные значения сингенетичных газовых углеводородов могут вполне соответствовать зоне "нефтяного окна" по Вассоевичу [10]. Это факт служит доказательством того, что в соляной толще могли существовать все необходимые условия для преобразования захороненной органики в углеводороды и генерации микронепти.

Значительно отличаются состав и количество газов включений в отдельных генетических разновидностях минералов калийной толщи (см. таблицу). Содержание микровключенных газов в молочно-белом сильвине выше, чем в галите и карналлите. Они представлены азотом и углекислым газом. Наиболее высокие содержания водорода характерны для темно-красного карналлита. Еще одной особенностью включений в карналлите является низкая концентрация метана и полное отсутствие тяжелых углеводородных газов. То есть существует четкая специфичность состава газов микровключений карналлитов, красных, полосчатых и пестрых сильвинитов, обусловленная присутствием каждому пласту минеральным составом, содержанием органического вещества, пористости, прочности пород и т. д.

Наибольший интерес вызывает генезис вышеописанных включений газовых и жидких углеводородов. На наш взгляд углеводородные включения в солях Верхнекамского месторождения являются сингене-

тичными и образовались в процессе перекристаллизации соляных пород на стадиях диа- и катагенеза. Механизм их образования можно представить следующим образом. В условиях повышенного давления и активизации тектонических движений происходило преобразование захороненного в соляной толще органического вещества. Продукты преобразования ОВ частично извлекались захороненными рассолами. Происходящий одновременно процесс перекристаллизации солей привел к герметизации рассолов (вместе с продуктами преобразования ОВ) в виде включений в минералах солей. Данная точка зрения подтверждается и исследованиями других авторов [2, 3, 5, 11].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 02-05-65019 и НШ-2250.2003.5).

1. *Кудряшов А.И.* Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. 429 с.

2. *Ковалевич В.М., Сидор Д.В.* Микровключенные углеводороды в каменной соли Соликамской впадины и их генетическая информативность // Геология і геохімія горючих копалин. 1992. № 1. С. 89 – 95.

3. *Сидор Д.В.* Физико-химические условия формирования залежей калийных солей пермских галогенных отложений Восточноевропейской платформы (на примере Верхнекамского месторождения): Автореф. дис. ...канд. геологических наук. Львов, 2002. 20 с.

4. *Шанина С.Н., Бушнев Д.А., Юшкин Н.П.* Состав и генезис углеводородных включений в соляных минералах Верхнекамского месторождения // ДАН, 2000. Т.372. № 6 С. 812 – 815.

5. *Несмелова З.Н., Травникова Л.Г.* Радиогенные газы древних соляных отложений // Геохимия, 1973. № 5. С. 716–722.

6. *Травникова Л.Г., Прасолов Э.М.* Химический состав газов соленосных отложений // Геохимия. 1985. № 12. С. 1766 – 1778.

7. *Джиспоридзе Н.М., Аристаров М.Г., Поликарпов А.И. и др.* Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевого солей. С-Пб.; Соликамск, 2000. 400 с.

8. *Сметанников А.Ф., Шанина С.Н.* Некоторые особенности состава соляных минералов в условиях проявления эпигенетических процессов (на примере Верхнекамского месторождения солей) // Новые идеи и концепции в минералогии: Материалы 3-го Международного минералогического семинара. Сыктывкар, 2002. С. 209 – 211.

9. *Шанина С.Н.* Состав газов соленосных отложений Верхнекамского месторождения калийных солей // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: информационные материалы 6-й научной конференции. Сыктывкар, 1997. С. 174 – 175.

10. *Вассоевич Н.Б.* Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождения нефти. - М.: Наука, 1986. - 368 с.

11. *Чудинов Н.К.* Методы количественной оценки пиковых и фоновых процессов эволюции в практике решения проблемы генезиса природных газов и нефти // Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 2. С. 292–301.

ВКЛЮЧЕНИЯ В ПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ АГРЕГАТАХ АЛМАЗА И ИХ ГЕНЕТИКОИНФОРМАЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В.А. Петровский, М. Мартинс, В.П. Лютоев, М.И. Кучер, И. Карфункель, Ю.В. Глухов, А.Е. Сухарев, В.Н. Филиппов

Введение

Одной из разновидностей природных алмазов является карбонадо – скрытокристаллическая или мелкозернистая разновидность алмаза в виде неправильных кусков или обломков.

К настоящему времени наиболее обстоятельно анализировались бразильские карбонадо из штата Байя, примыкающего к штату Минас Жерайс [49, 45, 5, 10 и др.]. Однако трактовка их генезиса дается неоднозначно. Существуют и защищаются представления об импактном образовании карбонадо [46], о метаморфическом [30], о коровом происхождении [37] и о кимберлитовом его генезисе [49]. Большинство выдвигаемых гипотез базируется на непредставительном фактическом материале, а общие заключения делаются по данным различных методов в приложении к не одним и тем же образцам. В этой связи следует обратить внимание на то, что по специфическим особенностям (сложению из мельчайших многочисленных кристалликов и их беспорядочному расположению, морфологии зерен, большому содержанию примесей и включений, облегченному составу углерода) карбонадо ещё недавно был отнесен к разновидности алмаза некимберлитового генезиса [26]. Однако, в последние годы карбонадо описаны *in situ* в кимберлитовых трубках Премьер и Орапа в Южной Африке [36], в кимберлитовой трубке Западной Якутии [1, 4, 7], исследованы также агрегаты алмаза (мелкозернистый борт IX разновидности по классификации Ю.А. Орлова [42], или, тоже самое, по классификации К. Джейнса [36] – карбонадо) с размером зерен менее 0.2 мм во многих трубках. Факты находки карбонадо и других поликристаллических агрегатов в кимберлитах исключают гипотезы о его немантийном и

некимберлитовом происхождении.

Таким образом, назрела необходимость использования в изучении алмазных агрегатов наряду с традиционными методами микросондового и рентгеноструктурного анализов новых, высоколокальных методов, позволяющих выявлять включения самородных металлов и твердых растворов, а также включения минералов самых различных классов [4-7].

Авторами ведутся исследования карбонадо из алмазной россыпи Бразильской провинции, связанной с докембрийскими формациями в штате Минас Жерайс [20]. Представляется, что с помощью данных о составе минеральных примесей (включений) в карбонадо можно получить ответ о генезисе данных минеральных форм алмаза и, возможно, определения формационной принадлежности коренных источников.

Познание динамики взаимодействия минералов с флюидной фазой осуществляется с учетом представлений [17, 18, 25] о нахождении в минералах и породах широкого спектра генетически взаимосвязанных дискретных консерватов минералообразующих сред – от отдельных молекул, блокированных в дефектах кристаллической решетки до микроскопических фазовых флюидных включений.

Методика исследований

Изучение образцов карбонадо проводилось на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link IsIs-300 ($U=20$ кВ, $I=1$ нА, $t=50$ с, использованы аттестованные эталоны чистых металлов или оксидов) в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН. Препараты очищались в ацетоне на ультразвуковом диспергаторе и напылялись графитом. Для анализа выбирались плоские площадки, точность анализа контролировалась высокой суммой компонентов, повторяемостью анализа в разных точках объекта. По составу примесей рассчитывались включения (табл.1). Дополнительно проведено изучение образцов карбонадо на просвечивающем электронном микроскопе Tesla BS-500, для идентификации минеральных фаз использовались электроннограммы.

Рентгеноструктурные исследования карбонадо проведены дебаев-

ским методом, съемка производилась с помощью трубки БСВ-22 с медным или железным анодом. Анализировались рефлексы линий рентгеновского излучения K_{α} и K_{β} в области углов отражения $2\theta = 10 \div 150^\circ$.

Электронный парамагнитный резонанс образцов карбонадо изучался на серийном радиоспектрометре SE/X-2547 ("RadioPAN", Poland) в X-частотном диапазоне с ВЧ модуляцией 100 кГц при комнатной температуре. В целях сопоставления интенсивностей сигналов спектры пересчитывались на стандартную навеску образца в 50 мг. Для интерпретации и обработки спектров применялось моделирование спектров порошковых препаратов с помощью специальной программы Д.Неттара и Дж.Дж.Вилафранка [41].

Фотолюминесценция у образцов карбонадо возбуждалась излучением в линии 365 нм ртутной лампы ДРШ-250, отфильтрованным монохроматором ДМР-4. Запись спектра фотолюминесценции производилась с помощью монохроматора SPM-2, ФЭУ-106. Спектры были получены при температуре образцов близкой к 80 К. Поправка на спектральную чувствительность прибора не производилась. Изучение рентгеностимулированной люминесценции карбонадо проведено на установке, собранной на основе монохроматор ААС-1 (Carl Zeiss, Jena), рентгеновского аппарата УРС-1,0 (трубка БСВ-2, Fe-антикатод, 50 кВ, 14 мА) и блока электронной регистрации. Спектральный диапазон - 230-800 нм, температура образцов - комнатная, спектры корректировались на спектральную чувствительность прибора.

Результаты исследований

Изучаемые образцы имели как естественные, так и сколотые поверхности. По данным рентгеноструктурных исследований образцы представляют собой поликристаллический агрегат мелких (1-10 мкм), хаотически ориентированных кристаллитов алмаза. Алмазная фаза в карбонадо обуславливает характерные для кристаллов алмаза интенсивные рефлексы на дебаеграммах – (111), (220), (311), (400), (331). Кроме них наблюдаются дополнительные слабые рефлексы от других минеральных фаз. Так в образце MGC0 идентифицирован графит, в

образце MGC4 присутствует плумбогуммит (табл. 1). Рассчитанный по набору рефлексов параметр элементарной ячейки алмаза во всех случаях оказался примерно на 1% большим, чем в макрокристаллическом алмазе. Соответствующее понижение рентгеновской плотности кристаллитов алмаза из карбонадо можно объяснить высоким содержанием в кристаллической решетке дефектов типа вакансий и азота.

Таблица 1

Минеральные ассоциации включений в бразильских карбонадо

Образец	Самородные минералы, металлы и их сплавы	Оксиды	Минеральные фазы (включения)	РЗЭ; актиноиды
MGC0	Алмаз*, графит*, муассонит(?), Al, Fe, Cu, Ag, Fe-Zr(?), Fe-Cr, Fe-Cr-Ti, Ti-Cu-Zn, Cu-Zn-Pb, Fe-Cu-Zn, Cu-Zn	TiO ₂ , Fe ₂ O ₃	Ксенотим, барит, хлорид натрия, хлорид калия, кремниевая фаза (кварц(?)), гематит, рутил**, циркон, кальцит, магнетит, пирит, вюрцит, сфалерит, каолинит**, аргентит, галенит, алюмофосфат, перовскит, Sr-, Y-, Се- фосфаты (флоренсит, ксенотим, монацит), торианит, полевой шпат	La, Sc, Y, Ce, Nd, Pr, Th, U
MGC4	Алмаз*, графит*	TiO ₂ , Fe ₂ O ₃	Монацит, рутил, гематит, барит, алюмофосфат, плумбогуммит*, каолинит, алюмосиликат	La, Ce, Pr, Nd, Sm, Th

Примечание. * - данные рентгеноструктурных исследований (аналитик Г.Н. Каблис); ** данные ПЭМ (аналитик М.В.Горбунов).

Показательным отличием карбонадо от кристаллического алмаза является также сильно облегченный изотопный состав углерода, $\delta^{13}\text{C}$ PDB у алмазов - $-5\pm-8\%$, у классического карбонадо или X-разновидности алмаза по Орлову Ю.Л. - $-27.8\pm-28.1\%$ [3]. В другой разновидности XI разновидности карбонадо, содержащем, лонсдейлит степень облегчения значительно ниже ($\delta^{13}\text{C}$ PDB - $-9\pm-15.9\%$) и соответствует поликристаллическому алмазу из ударно-метаморфизованных пород [16]. Измеренные нами значения изотопного состава углерода $\delta^{13}\text{C}$ [19] близки к таковым для X-разновидности карбонадо.

Однако, величина $\delta^{13}\text{C}$ значительно изменяется (табл.2) в различных участках (сколах) одного образца карбонадо MGC0 и определяется, скорее всего, изотопной неоднородностью в мантии [32] и кинетическими факторами. Это явление требует дополнительных исследований.

Таблица 2

Изотопный состав бразильских карбонадо

Образец	MGC 0/1	MGC 0/2	MGC 0/3	MGC 0/4	MGC 0/5	MGC 0/6
$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	-21.1	-24.4	-25.2	-24.9	-25.2	-27.6

Примечание. Стандартное отклонение $\delta^{13}\text{C}$ – 0.5‰. Ошибка $\delta^{13}\text{C}$ = ± 0.4 ‰.

Микроморфология и фазовый состав бразильских карбонадо

Поликристаллические образования алмаза характеризуются неравномерным распределением составляющих элементов и фаз. В мелкозернистой массе карбонадо фиксируются отдельные более крупные кристаллики алмаза (этот феномен впервые описан еще в 1933 г. [34]). В виде отдельных островков фиксируются хаотически ориентированные стержнеобразные алмазные индивиды неопределенной морфологии. Весьма типичны двойники срастания и прорастания, а также сложенные незакономерные сростки как равно-, так и разновеликих индивидов. Минеральные включения, заполняющие поры поликристаллического агрегата распределены неравномерно. Они могут быть сообщающимися и изолированными, поэтому в одном образце карбонадо встречаются неоднородно окисленные участки – вплоть до слабо связанного агрегата, легко разрушаемого с образованием рыхлой массы кристаллитов [43]. Выявленные самородные металлы находятся в тесном срастании с кристаллитами алмаза.

Для карбонадо из аллювиальных отложений бассейна р.Макаубас характерно совместное нахождение в порах индивидов как одного минерала, так и нескольких, кристаллизация которых происходит одновременно или последовательно. В них присутствуют сингенетичные включения самородных металлов и сплавов, оксидов титана и железа, широкий набор фосфатов и гидроксил-алюмофосфатов, минералов, характерных для гидротермальных процессов, РЗЭ (табл.1.).

Образец карбонадо MGC0 имел массу 5.4 карата и представлял

собой поликристаллический неравномернозернистый агрегат с темно-коричневой блестящей поверхностью снаружи (рис.1А). Границы агрегата слегка округлены, поверхность частично корродированна от тонкой матировки до грубой шагрени и ямчатости. Агрегат составлен алмазными ксеноморфными зернами размером от 0.1 до 15 мкм и единичными кристалликами кубического габитуса размером от 0.1 до 5 мкм (рис.2Д). Некоторые кристаллиты сильно уплощены, образуя четырехугольные многопластинчатые столбы (пластинчатоступенчатый характер роста граней) или сложные переплетенные между собой цепочки, часто с отчетливо неравновесными краями. Зернам алмаза характерна неправильная форма, иногда с реликтами граней (рис.1В).

Поверхность карбонадо характеризуется гетерогенным строением с множеством (до 30% от всей поверхности) оксидных включений, вростков и примазок, в особенности оксидов железа и титана. При этом морфология и размеры включений и полостей пор весьма разнообразны. Электронно-микроскопические, микронзондовые исследования выявляют тонкочешуйчатые выделения металлического сплава Fe-Cr (рис.1Б). В сплаве устанавливается примесь Ti и Ni (табл.3 – 0/20). В большинстве случаев подобный сплав покрывает поверхность кристаллитов в виде тонкой пленки, характеризующейся невыдержанностью состава в различных ее точках. В тех участках, где карбонадо имеет кристаллографические очертания, грани нередко покрыты металлической пленкой Fe-Cr толщиной около 0.1 мкм (рис.1В, табл. 3 – 0/26). В отдельных полостях встречаются выделения самородного серебра (табл. 3 – 0/13) и сульфидов серебра – аргентита Ag_2S (табл. 3 – 0/12, табл. 4 – 0/5). Установлены самородное железо с примесью Ti (табл. 3 – 0/25) и поликристаллические агрегаты цинкистой меди (табл. 4 – 0/76). Иногда поверхность полости может быть выстлана чешуйками (толщиной < 1 мкм) твердого раствора Fe-Cr-Ti (рис. 1Г, табл. 3 – 0/27). В некоторых порах фиксируются выделения (смесь) Сефосфата – монацита ($SePO_4$), содержащего изоморфную примесь Ca, Fe, La и Nd с алюмосиликатом (табл. 5 – 0/30) или окатанные кристаллы циркона в алюмосиликатном субстрате (рис.1Д). Встречаются также заполнения хлоридами натрия и калия (табл. 4 – 0/3).

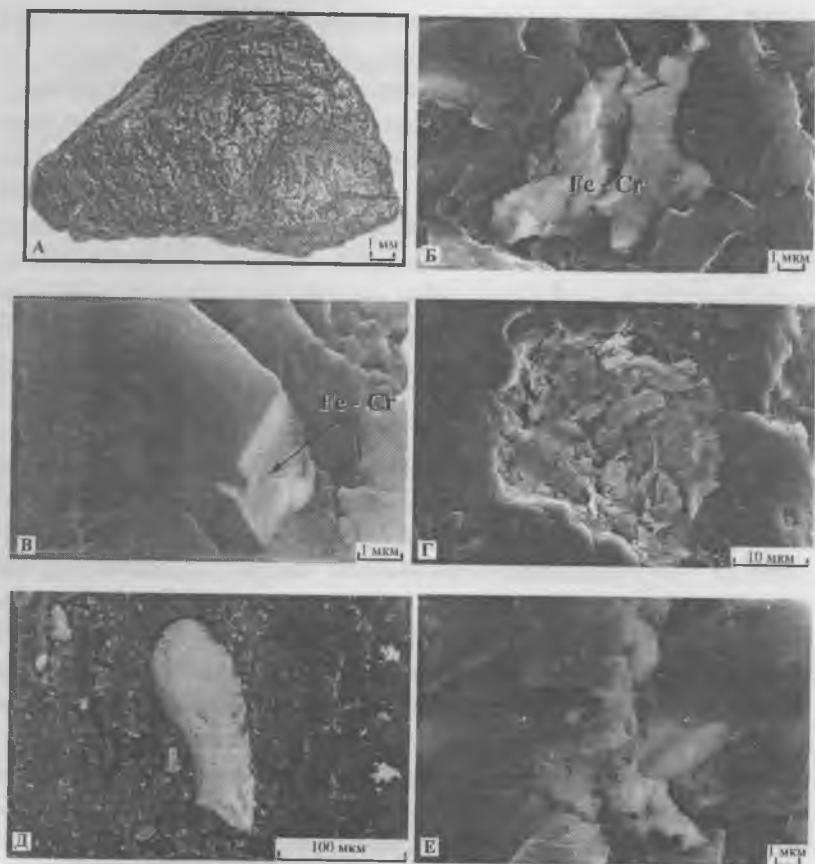


Рис. 1. Электронно-микроскопические изображения включений в карбонадо (обр. MGC0).
 А – общий вид скрытокристаллического алмазного агрегата; Б – взаимопрорастание алмазного кристаллита и металлического сплава Fe-Cr; В – частично-ограниченное зерно карбонадо, покрытое металлической Fe-Cr пленкой; Г – полость поры, инкрустированная металлическими чешуйками Fe-Cr-Ti; Д – кристалл циркона в каолините, заполняющем поверхностные поры карбонадо; Е – микрозернистый агрегат циркона «впаянный» в алмазные кристаллиты.

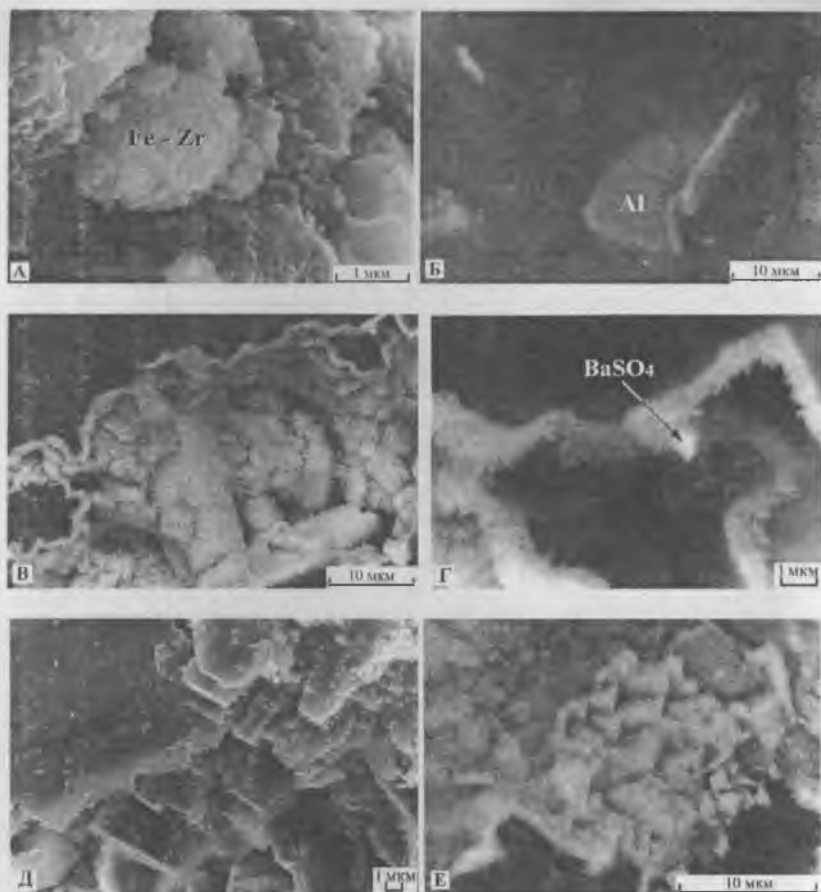


Рис. 2. Включения в бразильских карбонадо (обр. MGC0).

А – шаровидный железо-циркониевый агрегат; Б – фрагмент металлической пленки Al; В – кристаллы рутила, покрытые коркой гематита; Г – алмазные друзки в полости, инкрустированной оксидами железа; Д – зерно и ограненные кристаллики алмаза, заполняющие некоторые полости в образце; Е – алмазные кристаллиты под гетерозипитаксиальной пленкой: внизу (на кристаллите) пленка TiO_2 , а сверху – алюмосиликат (общая толщина пленок ~ 0.2 мкм).

Таблица 3

Химический состав включений в бразильских карбонадо (мас.%)

№ анализа	Fe	Cr	Mn	Ni	Ti	Ag	S	Cl	Ca	Al	Cu	Zn	Si	O	Сумма
0/20	73.46	13.09	0.49	0.42	0.6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.5	0.00	88.77
0/26	78.96	15.25	0.38	0.56	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.32	0.00	95.93
0/23а	54.83	9.25	0.00	0.72	0.86	0.00	0.00	0.00	0.09	0.84	0.00	0.00	1.15	0.00	68.58
0/12	0.79	0.00	0.00	0.00	0.00	89.54	10.28	0.00	0.00	0.34	0.90	0.00	0.16	0.00	102.26
0/13	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	96.91	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	99.43
0/25	100.14	0.00	0.84	0.00	1.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.92	0.00	0.00	1.12	0.00	104.85
0/27	84.14	15.2	0.00	0.6	0.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45	0.00	101.68
0/67	78.24	0.26	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.83	1.44	0.42	0.00	82.74
4/2	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.41	0.29	0.30	0.00	0.00	0.43	1.64	3.84
4/1	0.34	0.00	0.00	0.00	58.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.24	39.85	99.35

Таблица 4

Химический состав включений в карбонадо (мас.%)

№ анализа	Al	Si	P	S	Cl	K	Ti	Fe	Na	Cu	Zn	Sn	Pb	Ag	O	Сумма
0/3	2.51	2.71	0.17	0.23	2.30	1.32	0.14	1.83	1.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.70	20.83
0/5	1.95	1.41	0.00	8.06	0.24	0.00	0.00	1.66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	69.92	0.00	83.28
0/84	0.92	0.92	1.33	0.00	0.00	0.25	0.00	0.18	0.00	52.21	1.39	0.78	0.00	0.00	0.00	57.72
0/76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	45.82	34.11	0.00	0.83	0.00	0.00	80.91
0/80	0.00	0.00	0.00	12.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.39	1.75	0.00	0.00	85.67	0.00	103.04
0/79	54.76	0.00	0.00	0.00	0.16	0.20	0.00	0.00	0.00	1.09	0.90	0.00	0.00	0.00	49.4	106.86
0/77	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	52.44	0.00	0.00	0.85	0.71	0.00	0.00	0.00	36.12	91.06
4/15	7.27	1.03	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	42.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	27.04	79.19

Таблица 5

Химический состав включений в бразильских карбонато (мас.%)

№ анализа	Mg	Al	Si	P	S	Ca	Fe	La	Ce	Pr	Nd	Sr	Ba
0/30	0.00	5.07	4.72	9.75	0.00	0.15	1.16	13.41	24.07	1.82	7.36	0.00	0.00
0/41	0.00	0.90	7.91	0.00	0.00	0.37	0.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0/61	0.51	1.14	6.86	1.75	0.37	0.38	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0/82	0.00	6.07	7.48	2.66	0.00	0.25	17.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0/78	0.49	0.23	0.58	0.00	0.84	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0/47	0.00	16.65	2.36	7.50	0.68	0.90	3.28	3.47	5.16	0.00	1.17	1.21	2.20
0/49	0.00	16.75	2.92	7.40	0.49	1.11	3.26	2.89	5.34	0.00	0.93	1.38	1.43
0/50	0.00	16.22	1.68	7.61	0.50	0.89	5.57	3.17	4.88	0.00	0.78	1.67	0.00
4/8	0.00	4.17	1.11	10.07	0.26	0.21	2.64	11.55	20.36	1.88	4.85	0.00	0.00
4/11	0.00	0.00	0.00	10.98	0.00	0.00	0.00	13.35	20.60	0.00	5.13	0.00	0.00
4/14	0.00	17.45	0.33	12.62	0.77	1.08	4.49	3.35	3.06	0.00	0.00	3.89	6.73

Таблица 5(окончание)

№ анализа	Pb	Cu	Zn	Th	U	Cl	K	Sc	Ti	Y	Zr	O	Сумма
0/30	0.00	0.00	0.00	1.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	31.15	99.7
0/41	0.00	0.00	0.00	0.86	1.03	0.23	0.26	0.73	0.19	6.82	31.41	24.04	75.72
0/61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.73	0.53	4.88	25.74	24.11	71.27
0/82	0.00	1.33	0.85	0.00	0.00	0.00	0.25	0.40	0.26	0.00	14.38	31.11	82.80
0/78	0.00	0.41	0.41	0.00	0.00	1.75	1.75	0.00	0.00	0.00	0.00	3.34	10.42
0/47	4.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.29	0.00	4.01	0.00	0.00	18.94	62.68
0/49	4.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.51	0.00	0.00	33.06	82.43
0/50	4.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	4.23	0.00	0.00	34.76	87.89
4/8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	26.19	83.28
4/11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	21.28	72.35
4/14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	38.43	92.89

На свежих сколах карбонадо видно, что агрегат, основная масса которого близка по своим структурным особенностям к классическим образцам карбонадо, описанным в литературе, имеет темно-серый цвет и содержит много неравномерно распределенных пор. Обнаружены включения различного состава, имеющие размеры от десятых долей до десятков микрон в одних участках образца и сопоставимые по размерам с кристаллитами, слагающими сам алмазный агрегат – в других участках. В межкристаллитном пространстве встречаются микрозернистые агрегаты циркона с примесью иттрия и уранового торанита (Th, U, O_2) (рис. 1Е, табл. 5 – 0/41) или ксенотима (табл. 5 – 0/61).

В некоторых полостях обнаружены шаровидные образования: аморфная сердцевина, обросшая микрокристаллическими индивидами (как правило, нескольких генераций) железо-циркониевого алюмосиликатно-фосфатного состава с примесью каолинита (рис. 2А, табл. 5 – 0/82). Установлены включения самородной меди (включающей примеси Zn и P) (табл. 4 – 0/84) и фрагменты срастания её с микрокристалликами железо-циркониевого состава, а также частицы самородного серебра с примесью Cu и Zn (табл. 4 – 0/80). Выявлены пленки самородного алюминия (рис. 2Б, табл. 4 – 0/79) и пленки самородного железа с примесью Cu и Zn , которые покрывают алмазные кристаллиты (табл. 3 – 0/67).

На (рис. 2В, табл. 6 – 0/57) представлена полость поры с кристаллами рутила, покрытыми корочкой мельчайших выделений гематита. Зафиксирована полость, инкрустированная оксидами железа, с редкими включениями в них барита (в подобных полостях часто присутствуют алмазные друзки, образованные хорошо развитыми кристалликами с гладкими гранями) (рис. 2Г, табл. 6 – 0/59).

Кристаллиты карбонадо в некоторых полостях пор покрыты гетероэпитаксиальными пленками: внизу – пленка TiO_2 , а сверху – алюмосиликата (рис. 2Е, табл. 6 – 0/33, 0/34). Блоки кристаллитов, как правило, окружены каемкой TiO_2 : алмазная фаза $\rightarrow \text{TiO}_2 \rightarrow$ силикат, алмазная фаза $\rightarrow \text{TiO}_2 \rightarrow$ оксид железа. Выделения TiO_2 могут быть и в виде отдельных кристалликов рутила с изоморфной примесью железа и ванадия (табл. 6 – 0/44).

Таблица 6

Химический состав включений в карбонадо (мас.%)

№ анализа	Al	Mg	Na	Si	S	K	Ca	Zr	Ba	P	Ti	P	V	Fe	O	Сумма
0/57	0.62	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	27.34	0.00	0.41	26.72	31.02	86.51
0/59	0.83	0.00	0.00	0.00	3.29	0.17	0.15	0.00	12.67	0.00	0.00	0.00	0.00	25.67	18.94	62.68
0/33	2.88	0.00	0.00	0.76	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00	0.00	43.33	1.37	0.00	2.50	35.56	86.85
0/34	19.88	0.00	0.00	20.18	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00	0.26	3.76	0.00	0.00	7.90	47.40	100.51
0/44	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	58.93	0.00	0.64	0.39	40.69	101.33
0/63	0.28	0.00	0.00	57.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.63	0.00	0.00	0.00	66.75	125.93
0/45	4.07	0.00	0.00	3.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	42.33	0.00	0.87	0.40	36.02	86.34
0/46	1.81	0.00	0.00	0.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.15	0.00	0.00	49.23	24.33	76.67
4/4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	50.32	0.00	0.50	0.00	34.29	85.56
4/10	1.05	0.00	0.00	0.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	58.22	0.00	0.48	0.24	41.38	102.49

Отдельные поры заполнены силикатной фазой (муассонитом (?)) с множественными каналами выщелачивания каких-то минеральных фаз (табл. 6 – 0/63) или хорошо ограненными кристаллами рутила, иногда покрытыми коркой каолинита (табл. 4 – 0/77; табл. 6 – 0/45). Были установлены также сложные по составу частицы, с широким проявлением изоморфизма и содержащие различные сосуществующие фосфатные минералы: Се-гидроксил-алюмофосфат-флоренсит $\text{CeAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$, гояцит, а также перовскит (?) CaTiO_3 , галенит, барит, редкоземельные элементы (табл. 5 – 0/47, 0/49, 0/50). Встречены чешуйчато-зернистые агрегаты гематита (табл. 6 – 0/46), содержащие примеси Ti, Al.

Установлены также включения углерод-содержащих фаз. В одних случаях, это объемные зернистые агрегаты или ксеноморфные зерна с вкраплениями кальцита и хлорида (KCl), которые повторяют геометрию пор (полостей) в карбонадо, в других – хорошо ограненные кристаллики прямоугольной формы.

Образец карбонадо MGC4 был представлен пористым обломком неправильной формы темно-серого цвета (рис.3А). Вес – 1.89 карат. Матрица агрегата сложена алмазными зернами размером от 1 до 10 мкм и сильно-искаженными кристалликами октаэдрической формы со скелетными (коробчатыми) формами роста размером от 1 до 5 мкм.

На поверхности скрытокристаллического агрегата выявлены: пленка углерода – графит(?) (рис.3Б, табл. 3 – 4/2), зернистые образования оксида титана (табл. 3 – 4/1), округлая полость, сформированная при консервации газового пузыря (?) и инкрустированная оксидами титана (рутилом) с небольшой примесью оксидов железа (гематита) и алюмосиликатов (рис.3В). Встречаются выделения оксида титана в виде округлых частиц размером до 2 мкм (рис.3Г, табл. 6 – 4/4).

В сколах карбонадо установлены: рутил (табл. 6 – 4/10), пластинчатые силикаты, алюмофосфатные включения (каолинита) в обрамлении лантано-цериевого монацита с примесью гояцита (рис.3Д). При этом, лантано-цериевый монацит содержит изоморфную примесь Са, Fe, La, Nd, Се и частично покрыт рутиловой пленкой (рис.3Е, табл. 5 – 4/8, 4/11). Обнаружена также пора, с кристаллитами карбонадо покрытыми гетероэпитексиальной пленкой: алюмофосфатной коркой, кото-

рая в свою очередь покрыта оксидами железа (гематитом) (табл. 5 – 4/14, табл. 4 – 4/15). Встречаемость указанных минеральных фаз различная. Наиболее часто фиксировались: монацит, смешанные фазы оксидов титана и железа, барита, каолинита. Следует отметить отсутствие в исследуемом образце самородных металлов (табл. 1).

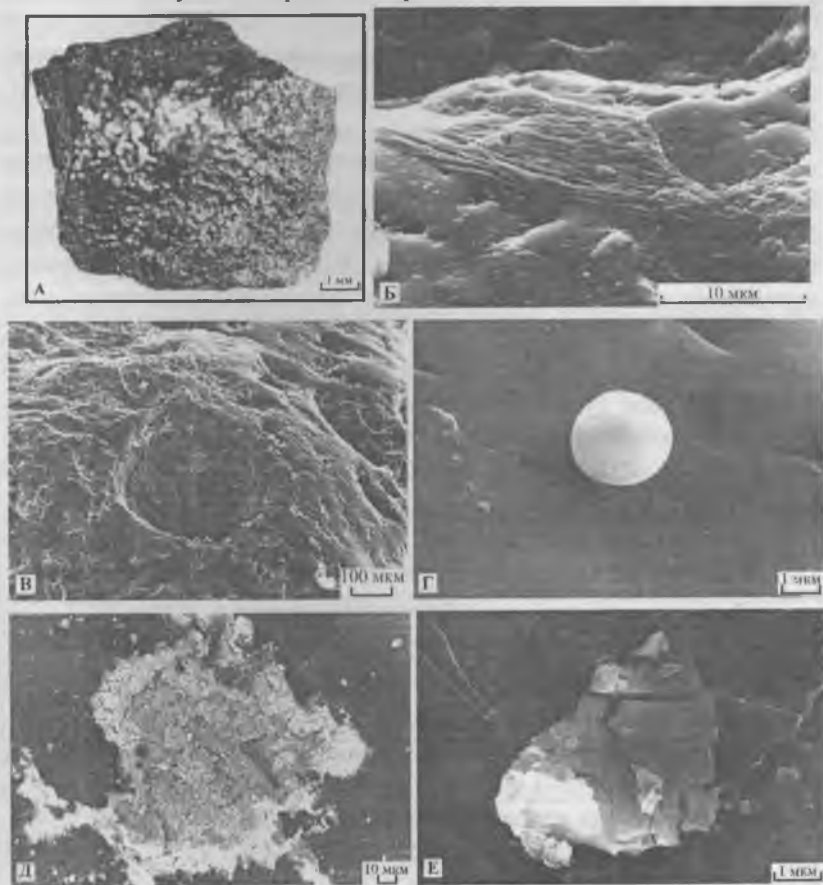


Рис. 3. Включения в карбонадо MGC4. А – общий вид скрытокристаллического агрегата; Б – пленка графита на поверхности карбонадо; В – округлая полость в алмазной матрице карбонадо; Г – округлые включения TiO_2 ; Д – полость, заполненная каолинитом в монацитовый оболочке; Е – фрагмент пленки TiO_2 , покрывающей монацитовые выделения.

Спектроскопическая характеристика алмазной фазы карбонадо

Основным примесным дефектом в поликристаллическом алмазе являются так называемые P1-центры, представляющие собой одиночный атом азота в позиции углерода алмазной решетки. Специфика карбонадо, в первую очередь присутствие в алмазной решетке большого количества вакансий и, возможно, других примесей обуславливает появление в нем агрегатных дефектов, появляющихся в кристаллическом алмазе только после радиационно-термических воздействий [11, 12].

Триплетный спектр однозначно указывает P1-центры. Для определения параметров P1-центров нами использовались результаты компьютерного моделирования, наилучшим образом описывающие боковые сверхтонкие компоненты спектра ЭПР. Форма индивидуальных линий зерен алмаза – лоренцева. Вид спектров ЭПР у различных образцов заметно варьируют (табл. 7), но значения g-тензоров P1-центров, совпадают с приведенными в литературе для монокристаллов алмаза. Наиболее существенной вариации подвергнута ширина линий. В образце MGC0 линии узкие, наблюдается хорошо разрешенный спектр. В образце MGC4 ширина индивидуальных линий зерен существенно больше и спектр ЭПР сильно уширен.

Таблица 7
Спектроскопические параметры карбонадо Бразилии

Образец	ЭПР						Интенсивность линии 575 нм, у.е.	
	Параметры спектра ЭПР P1-центров				Концентрация, у.е.		ФЛ, 80К	РЛ, 300К
	g	A , мТ	A _⊥ , мТ	ΔB, мТ	P1-центры	2.0 центры		
MGC0	2.0021	4.064	2.908	0.05	$4.4 \cdot 10^{-3}$	0.4	50	1
MGC4	2.0021	4.06	2.91	0.11	$3.5 \cdot 10^{-1}$	1.7	10	1

Примечание. - за меру концентрации приняты значение двойного интеграла полного спектра P1-центров и остаточного вклада в линию g=2.00 (2.0 центры)

Синглетная линия в центре спектра с g=2.00 представляет собой суперпозицию сигнала от P1-центров, соответствующего нулевой проекции спина ядра азота, и сигналов других парамагнитных центров, природа которых не ясна. В образце MGC0 центральная линия струк-

турирована, возможно вследствие неразрешенной сверхтонкой структуры от ядер азота. Возможно, дополнительный сигнал происходит от агрегатов вакансий и атомов азота в алмазной решетке карбонадо. Форма центральной линии в различных образцах не остается постоянной, что, в частности, свидетельствует о различном вкладе в эту линию компонента P1-центров, формирующего высокополевое крыло линии.

Для оценки вклада P1-центров в спектр ЭПР были использованы рассчитанный по боковым компонентам полный спектр P1-центров. За меру концентрации P1-центров принято значение двойного интеграла смоделированных спектров. Вклад других парамагнитных центров определялся как разность значения двойного интеграла экспериментального спектра и значения для P1-центров в смоделированном спектре. Данные, представленные в табл.8 показывают, что как содержание одиночных атомов азота, так и других парамагнитных центров, в образце MGC4 на порядок выше, чем в другом образце MGC0.

Таблица 8

Рентгеноструктурная характеристика карбонадо

Образец	Решетка алмаза		Дополнительные фазы
	a, нм	ρ , г/см ³	
MGC0	0.3570 _{+0.0002}	3.507	Графит
MGC 4	0.3570 _{+0.0001}	3.507	Плюмбогуммит
алмаз	0.35595	3.538	-

* расчетная плотность

Ранее проведенные исследования карбонадо, в том числе бразильских показывают, что основными центрами люминесценции в них являются ассоциации вакансий с примесными атомами азота [13 и др.]. Наиболее часто в карбонадо фиксируются T1-центры (бесфононная линия 575 нм), представляющие собой интерстициальный атом азота рядом с вакансией в направлении <100>. Система T1 в спектрах люминесценции природных и синтетических алмазах может проявляться в результате пластической деформации, а также при полировке. Сообщалось также об обнаружении никель-содержащих центров по цветным изображениям поверхностей бразильского карбонадо, получен-

ных методом катодолюминесцентного микроскопа [10]. Однако, выделение компонент свечения никелевых центров выполнено с помощью оригинального подхода, базирующегося на разложении цветовой карты изображений в стандартных графических редакторах, что, конечно, неприемлемо в определениях спектрального состава люминесценции.

Образец карбонадо MGC0 под ультрафиолетом и рентгеновскими лучами обладают интенсивной оранжево-красная люминесценцией, а образец MGC4 люминесцируют очень слабо (табл. 7). В спектрах фото- и рентгено-люминесценции образца MGC0 наблюдается интенсивная бесфонная линия 575 нм и моды фонных повторений в области 580-630 нм система T1. В спектрах люминесценции образца MGC4 содержат следы этих же линий.

Данные ЭПР и люминесценции указывают на наличие двух существенно различающихся групп образцов. Содержание как одиночных атомов азота, так и парамагнитных центров предположительно вакансионно-азотной природы в образце MGC4 на порядок выше, чем в другом образце карбонадо. Отличие в составе примесных микрофаз двух спектроскопических типов карбонадо заключается, пожалуй, только в следующем. В составе примесных фаз в относительно низкоазотистом по данным спектроскопии образце MGC0 обнаружено наличие металлических фаз (табл. 1), в то время как в высокоазотистом карбонадо такие фазы не установлены.

Обсуждение результатов

Таким образом, в изученных карбонадо зарегистрированы одиночные атомы азота и их простейшие агрегаты с вакансиями, что соответствует выводам работы [13] об характерном ансамбле примесных и вакансионных дефектов карбонадо. Наличие в карбонадо примесного азота в низкой степени агрегатизации указывает на относительно низкую температуру образования карбонадо и его посткристаллизационной истории в сравнении с характерными параметрами для кристаллов кимберлитового алмаза. Выявленные вакансионные центры ассоциированы с примесным азотом, что свидетельствует о ростовом механизме образования вакансий. Наличие двух спектроскопических типов

карбонадо, различающихся и по содержанию металлических фаз явно указывают на полигенность бразильского карбонадо.

Находки самородных металлов в природных образцах, в том числе и в исследуемом образце карбонадо MGC0 свидетельствуют о восстановительной обстановке их кристаллизации [4]. Причем, если самородный Ni способен кристаллизоваться при относительно высокой фугитивности кислорода, то для образования самородных Cr и Fe необходимы восстановительные условия, отвечающие буферу JW (Fe-FeO) [14]. Установленные шаровидные выделения Fe-Zr (обр. MGC0) свидетельствуют о температурах $\sim 1100^{\circ}\text{C}$ начала кристаллизации по аналогии с подобным репером в кристаллах алмаза [23]. Переходные металлы (Ni, Fe, Cr, Mn и др.), как показывают наши исследования [43] и работы других авторов, играют значительную роль в формировании природного карбонадо, и по мнению С.В. Титкова с соавторами [24] могут являться одним из типоморфных признаков природного карбонадо. Рост карбонадо происходит из того же углерода в расплаве металла-катализатора, из которого растут монокристаллы, но при очень высоких пересыщениях углеродом в условиях достаточно далеких от кривой равновесия графит-алмаз [2]. В подобной системе одновременно появляется большое количество центров кристаллизации, которые разрастаясь и тесно срастаясь образуют поликристаллические агрегаты. В рамках кемберлитового генезиса карбонадо особенности дефектного состава и присутствие металлических фаз, по-видимому, отвечает приповерхностным условиям образования агрегатов.

Самородный алюминий (обр. MGC0) в природных условиях встречается очень редко, а в карбонадо, до появления работы А.И. Горшкова с соавторами [6], вообще не был известен. Образование этого минерала связывается с газоконденсатными реакциями в потоках восстановительных флюидов [15] и согласуются с представлениями [22] о происхождении карбонадо в позднемагматическую или раннюю постмагматическую стадию в результате возникновения в ограниченном объеме пород повышенных концентраций восстановительного углерод-водородного флюида. Вполне вероятно, что появление в карбонадо аморфного самородного железа и титана вызвано процессами

конденсации металлов из газовой фазы и их последующим резким окислением до рутила и гематита. Ранее появление аморфных фаз самородного алюминия [6] и железа [22] в карбонадо было увязано с кристаллизацией гелеобразующих выделений.

Ксенотим (YPO_4) и изоструктурный ему циркон ($ZrSiO_4$) представляют ксенотим-циркониевую фазу без кристаллографических очертаний (обр. MGC0), что может свидетельствовать об их сингенетичном с карбонадо образовании из газовой фазы в постмагматический этап эволюции вмещающих пород в условиях относительно высокого давления при температурах не ниже $1600^\circ C$ [6, 31]. Высокое содержание циркониевого компонента во включениях ксенотима, указывает, по-видимому, также на относительно высокие температуры процесса кристаллизации.

Рутил – полиморфная модификация TiO_2 , формирующаяся при высоких температурах и давлении характерных, в частности для кимберлитов [31]. Точка плавления рутила равна $1825^\circ C$. Установлено, что в карбонадо рутил является сингенетичным алмазу минералом [38]. Обнаруженный нами в карбонадо анатаз возможно является результатом низкотемпературного ($600-915^\circ C$ [31]) преобразования рутила.

Микровключения флоренсита и каолинита имеют эпигенетическое происхождение, о чем свидетельствует форма их выделения и нахождение в порах карбонадо. Ранее, флоренсит – редкоземельный алюмофосфат (Се-гидроксил-алюмофосфат $SeAl_3[PO_4]_2(OH)_6$) был описан в карбонадо из области Убанги в Центральной Африке [48] и в других образцах карбонадо неизвестного происхождения [33]. В исследуемом образце MGC0 установлены скопления данного алюмофосфата – мелкие микрокристаллики кубического или близкого к нему габитуса. Состав микрокристаллов варьирует от частицы к частице. Подобные колебания состава свидетельствуют о широком изоморфизме и позволяют отнести изучаемые индивиды к серии алюмофосфатных соединений переменного состава со структурами крадаллитового типа [6]: плюмбогуммита, флоренсита, сванбергита, гоацита, вудхаузита, крадаллита, горсейксита, вейлерита. Поскольку хорошо развитые микрокристаллы крадаллитового типа всегда располагаются в

порах образца карбонадо (что свидетельствует о кристаллизации в свободном пространстве и обрастании ими алмазных кристаллитов), можно сделать вывод об их более позднем (по сравнению с карбонадо) эпигенетическом образовании при гидротермально-метасоматической обработке карбонадо в ходе вулканического процесса при взаимодействии с кимберлитовой магмой, богатой флюидами [49, 24]. Эти минералы – парастерические спутники алмаза, устойчивы до 500°C [28] и являются типоморфным минералами, отражающими различный (эрозионный) срез алмазоносной колонки [27]. Однако метасоматические оболочки, окаймляют не только алмазные микрокристаллики. Они оказались парagenетичными включениям каолинита и кремниевой фазы.

Каолинит, очевидно, образовался в наиболее поздний период геологической истории карбонадо, когда определяющая роль принадлежала экзогенным процессам.

Форма и строение поверхности некоторых карбонадо, весьма схожи с поверхностью зерен граната, оливина, ильменита и других глубинных ксеноморфных минералов [8]. Вслед за [24] мы приходим к выводу, что подобные поверхности могут возникать в процессе транспортировки алмазного агрегата с больших глубин с одновременным дроблением, растворением, коррозией и окатыванием. Морфологические нарушения, выявленные в образцах являются также отражением высокой скорости роста поликристаллических агрегатов в весьма подвижной среде, динамическая активность которой определялась разными перепадами как литостатического, так и флюидного давления. Нестабильная обстановка кристаллизации нехарактерна для условий алмазной фации метаморфизма и проявляется в области метастабильности алмаза [22]. Смена быстрого роста (грануломорфного) на идиоморфный (рис.2Д) отражается в строении микропор, а также характеризует смену источников углерода. Возможно, что данные $\delta^{13}\text{C}$ (табл.2) представляют средние значения разных видов флюида.

В пользу кристаллизации карбонадо из расплава/флюида свидетельствует также наличие полостей в агрегате, выполненных алмазными друзками (например, обр. MGC0) и сингенетичными алмазу зернами (кристаллитами) других фаз (рис.2Г). Роль флюидов в процессах

алмазообразования в последнее время активно обсуждается [35, 32]. Так, наличие углеродсодержащего флюида может объяснить многие противоречия. Экспериментально установлено, что в большинстве систем при мантийных РТ-условиях наблюдается полная смесимость флюид-расплав [44]. Вопрос состоит в том, какой флюид (метановый, углекислый или водно-углекислый [21, 9, 47, 29]) определяет процесс алмазообразования. Полученные результаты о составе включений в карбонадо характеризуют в рамках гипотезы [32, 39, 40, 47], образование алмазов в процессе внедрения и взаимодействия глубинных восстановительных флюидов системы С-Н-О-S с различными породами литосферы.

Относительно высокоазотистые, не содержащие металлических фаз образцы могут иметь другой генезис, в том числе и ударно-метаморфогенный. Необходимы дополнительные данные, в первую очередь, по вариациям изотопного состава двух выделенных разновидностей карбонадо и о наличии включений воды и твердой фазы CO_2 в кристаллитах, позволяющих определить термодинамические параметры карбонадообразования. Возможно также, что отличия свойств карбонадо обусловлены разной глубиной их кристаллизации и/или разной посткристаллизационной историей.

Описанные нами карбонадо отличны от импактных алмазов, прежде всего, намного большими размерами, отсутствием лонсдейлита и текстурированности, более «грубозернистой» структурой и большей «цементированностью».

ВЫВОДЫ

Алмазная фаза карбонадо россыпей бассейна р. Макаубас (штат Минас Жерайс, Бразилия) в виде растворенных примесей содержит одиночные атомы азота и их простейшие агрегаты с вакансиями - характерный ансамбль примесных и вакансионных дефектов карбонадо, указывающих на ростовой механизм формирования данных дефектов при относительно низкой температуре кристаллизации и его посткристаллизационной истории, что, возможно, реализуется в приповерхностных условиях.

Имеющиеся данные ЭПР и люминесценции указывают на наличие в россыпях двух существенно различающихся типов карбонадо, контрастно различающихся по уровню содержания примесных и вакансионных дефектов. При этом относительно высокоазотистые карбонадо характеризуются по-крайней мере более низким содержанием металлических фаз в агрегате. Существенно различные композиции дефектной структуры алмазной фазы карбонадо и фазовых включений в нем указывают на полигенность карбонадо изученной россыпи.

В исследуемых карбонадо впервые установлены сингенетические микровключения графита, циркона, рутила, гематита, выделения металлов Fe, Cu, Ag, Zn, Al и их сплавов Fe-Zr, Fe-Cr, Fe-Ni, Fe-Zn, Fe-Cr-Ti, Fe-Cu-Zn, Ti-Cu-Zn, Cu-Zn-Ni, Fe-Zn, Cu-Zn-Pb, Cu-Zn. Значительная концентрация металлов свидетельствует о восстановительной обстановке минералообразования в условиях высоких температур и давлений, скорее всего, в декомпрессионной обстановке в крайне термодинамически неравновесных условиях.

Установленные включения отражают, по-видимому, разные этапы геологической истории карбонадо. Ксенотим-циркониевая минерализация фиксирует высокие температуры и давления образования карбонадо, а флоренсит – отражает его гидротермально-метасоматическую обработку при более низких физико-химических параметрах.

Изотопно-геохимические исследования свидетельствуют о разных условиях формирования алмазов и карбонадо из аллювиальной россыпи р. Макаубас. Однако, основываясь на литературных и наших данных можно предположить, что ассоциация алмаз-карбонадо могла образоваться на разных стадиях эволюции алмазообразующей системы из маловязкого флюида, богатого летучими компонентами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 03-05-64382; ИШ: 2250-2003-5).

1. *Аргунов К.П., Зинчук Н.Н., Зувев В.М. и др.* Карбонадо и дефектные кристаллы среди мелких алмазов из кимберлитов // Минерал. журнал. 1985. Т.7. №2. С.95-98.

2. *Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А. и др.* Природные и синтетические алмазы. М.: Наука, 1986. 222 с.

ские алмазы. М.: Наука, 1986. 222 с.

3. *Виноградов А.Н., Кропотова О.И., Орлов Ю.Л. и др.* Изотопный состав кристаллов алмаза и карбонадо // *Геохимия*. 1966. №12. С.1395-1397.

4. *Горшков А.И., Винокуров С.Ф., Солодов Д.И. и др.* Поликристаллический алмаз из трубки «Удачная» (Якутия): минералого-геохимические и генетические особенности // *Литология и полезные ископаемые*. 1998. №6. С.588-603.

5. *Горшков А.И., Бершов Л.В., Винокуров С.Ф. и др.* Карбонадо из округа Леншойш, штат Байя (Бразилия): минеральные включения, физические свойства, геохимические особенности и условия образования // *Геология руд. месторождений*. 1997. Т.39. №3. С.269-277.

6. *Горшков А.И., Титков С.В., Сивцов А.В. и др.* Редкоземельные минералы в карбонадо из Якутских алмазных месторождений // *Геохимия*. 1996. №6. С.501-506.

7. *Горшков А.И., Титков С.В., Сивцов А.В. и др.* Первые находки самородных металлов. Cr, Ni и α -Fe в карбонадо из алмазных месторождений Якутии // *Геохимия*. 1995. №4. С.588-591.

8. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 302 с.

9. *Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В.* // *Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах*. М.: Наука. 1990.

10. *Макеев А.Б., Иванух В., Обьден С.К. и др.* Минералогия, состав включений и катодоллюминесценция карбонадо из штата Байя, Бразилия // *Геология руд. месторождений*. 2002. Т.44. №2. С.99-115.

11. *Минеева Р.М., Сперанский А.В., Бершов Л.В. и др.* Дефекты карбонадо: стабильный парамагнитный центр – аналог радиационного центра W15 в алмазе // *ДАН*. 1999. Т.364. №2. С.238-241.

12. *Минеева Р.М., Сперанский А.В., Егоров Б.Л. и др.* Дефекты в карбонадо: аналог радиационного центра R1 в алмазе // *ДАН*. 1999. Т.367. №2. С.238-240.

13. *Минеева Р.М., Сперанский А.В., Егоров Б.Л. и др.* ЭПР и катодоллюминесценция примесных вакансионных центров в карбонадо // *Геохимия*. 2000. №2. С.147-156.

14. *Новгородова М.И.* Кристаллохимия самородных металлов и природных интерметаллических соединений // *Итоги науки и техники. Сер. Кристаллохимия*. Т.29. М.: ВИНТИ. 1994. 153 с.

15. *Новгородова М.И.* Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 286 с.

16. *Орлов Ю.Л., Каминский Ф.В.* "Карбонадо" с лонсейлитом – новая (IX) разновидность поликристаллических агрегатов алмаза // *ДАН*. 1981.

Т.259. №2. С.459-461.

17. *Петровский В.А.* Рост кристаллов в гетерогенных растворах. Л.: Наука. 1983. 144с.
18. *Петровский В.А., Трошев С.А., Мальцев А.С. и др.* Процессы самоорганизации в кристаллообразующей системе и дефектность кристаллов // Труды ВНИИСИМС. Т.16. Александров, 2000. С.196-212.
19. *Петровский и др.* Вестник Института геологии. 2003
20. *Петровский В.А., Мартинс М., Лютов В.П. и др.* Алмазы и карбонадо в современных россыпях бассейна реки Макаубас (Бразилия) // Материалы Междун. Конф. «Углерод: минералогия, геохимия и космохимия», 2003.
21. *Рябчиков И.Д., Грин Д.К., Уолл В.Дж. и др.* Состояние окисления углерода в пределах зоны понижения скоростей // Геохимия. 1981. №2. С.221-232.
22. *Селиверстов В.А., Горшков А.И., Щека С.А. и др.* // Алмазы и карбонадо Приморья: минералогия, кристаллохимия, генезис // Геология рудн. месторождений. 1996. Т.38. №6. С.485-499.
23. *Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Поспелова Л.Н.* // Геология и геофизика. 1981. №12. С.25.
24. *Титков С.В., Горшков А.И., Винокуров С.Ф. и др.* Геохимия и генезис карбонадо из Якутских алмазных месторождений // Геохимия. 2001. №3. С.261-270.
25. *Труфанов В.Н.* Молекулярная, надмолекулярная и кристаллическая формы существования природных систем «минерал-флюид» // Труды IX Международной конференции по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС, 1999. С.16-17.
26. *Францессон Е.В., Каминский Ф.В.* Карбонадо – разновидность алмаза некимберлитового генезиса // Докл. АН СССР. 1974. Т.219. №1. С.187-189.
27. *Чайковский И.И.* Редкоземельные алюмофосфаты из алмазных месторождений Урало-Тиманской провинции // Записки ВМО. 2003. №1. С.101-109.
28. *Burt D.M.* Compositional and phase relations among rare earth element minerals // *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements.* Washington: The Mineralogical society of America. 1989. V.21. P.259-307.
29. *Chinn I.L., McCallum M.E., Harris C. Et al.* CO₂-bearing diamonds in eclogite xenoliths from the Sloan 2 kimberlite, Colorado // Ext. Abstracts of the 7th International Kimberlite Conference, Cape Town, South Africa. 1998. P.155.
30. *Chopin C., Sobolev N.V.* Ultrahigh pressure metamorphism. Cambridge University: Press, 1995.
31. *Deer W.A., Howie R.A., Zussman J.* Rock-forming minerals. V.1. Ortho- and ring silicates. London: Longmans. 1962.

32. *Deines P., Harris J.W.* Sulphide inclusion chemistry and carbon isotopes of African diamonds // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V.59(15). P.3173-3188.
33. *Dismures I.P., Gaines P.R., Witzke H. et al.* // *Mater. Sci. And Eng. A.* 1988. V.106. №1-2. P.555-563.
34. *Fetke C.R., Sturges F.C.* Structure of carbonado or black diamond // *Amer. Miner.* 1933. V.18. P.172-174.
35. *Galimov E.M.* Isotope fractionation related to kimberlite magmatism and diamond formation // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V.55. P. 1697-1708.
36. *Jeynes C.* Natural polycrystalline diamond // *Industrial Diamond Review.* 1978. №1. P.14-23.
37. *Kaminsky F.V.* Genesis of carbonado – polycrystalline aggregate of diamond // *Dokl. Akad. Nauk USSR.* 1987. V.291. P.439-440.
38. *Meyer H.O.A.* Inclusions in diamond // *Mantle xenoliths.* Chichester: J.Wiley. 1987. P.501-522.
39. *Navon O.* High internal pressures in diamond fluid inclusions determined by infrared absorption // *Nature.* 1991. V.353. P.746.
40. *Navon O., Hutcheon I.D., Rossman J.R. et al.* Mantle derived fluids in diamond microinclusions // *Nature.* 1988. V.303. P.791-792.
41. *Netar D. & Villafranca J.J.* A program for ESR powder spectrum simulation // *Journal of Magnetic Resonance.* - 1985. - V.64. - P.61-65.
42. *Orlov Y.L.* 1977. The mineralogy of the diamond. John Wiley & Sons, New York, 235 p.
43. *Petrovsky V.A., Karfunkel J., Filippov V.N. et al.* Alternative models of carbonados formation // *Proceedings of the III International mineralogical seminar "New ideas and conceptions in mineralogy".* Syktyvkar, 2002. P.174-175.
44. *Shen A.H., Keppler H.* Direct observation of complete miscibility in the albite-H₂O system // *Nature.* 1996. V.385. P.710-712.
45. *Shibata K., Kamioka H., Kaminsky F.V. et al.* Rare earth element patterns of carbonado and yakutite: evidence for their crustal origin // *Mineral. Mag.* 1993. V.57. P.607-611.
46. *Smith V.J., Dawson J.B.* Carbonado: Diamond aggregates from early impacts of crustal rocks? // *Geology.* 1985. V.13. P.342-343.
47. *Taylor W.R., Green D.H.* The role of the reduced C-O-H fluids and mantle melting // *Proc. 4th Int. Kimberlite Conf., Geol. Sci. Soc. Aust., Spec. Publ.* 1989.
48. *Trueb L.F., de Wys E.C.* Carbon from Ubangi: a microstructural study // *Amer. Mineralogist.* 1971. V.56. №7-8. P.1252-1256.
49. *Trueb L.F., de Wys E.C.* Carbonado – natural polycrystalline diamond // *Science.* 1969. V.165. №3895. P.799-802.

ЭВОЛЮЦИЯ РУДОНОСНОГО ФЛЮИДА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДАРАСУНСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.А. Гриненко, В.И. Устинов, В.С. Карпухина

Для установления генезиса рудных месторождений наряду с данными об условиях отложения руды (температура, давление, глубина), источниках рудных компонентов (сера, углерод, металлы), важное значение имеют сведения о происхождении рудоносных флюида (природа водной фазы, окислительно-восстановительный потенциал, соотношение вода/порода и т.д.) и эволюции флюидов в процессе рудоотложения. Все эти параметры имеют не только чисто научное, но и прикладное значение при доразведке конкретных месторождений и прогнозировании руды на глубину.

Поэтому целью настоящей работы состоит в выявлении особенностей поведения флюида в процессе рудоотложения на основе комплексного изотопно-термобарометрического изучения сульфид-сульфат-силикатных ассоциаций.

Для иллюстрации преимуществ такого подхода было выбрано хорошо изученное золото-полиметаллическое месторождение Дарасун, для которого известны данные по флюидным включениям (ФВ) [1] и изотопному составу серы сульфидов и сульфатов [2]. Одной из основных задач было сравнение температурных режимов минералообразования, установленных по результатам изучения (ФВ) в кварце и ангидрите, с данными изотопных геотермометров сульфид-ангидрит и кварц-ангидрит.

Результаты изотопного анализа серы в сосуществующих пиритах и ангидритах приведены в таблице 1. Сульфиды месторождения Дарасун характеризуются довольно однородным изотопным составом: значения $\delta^{34}\text{S}$ изменяются от +0,9 до -2,1‰, в то время как для ангидритов наблюдаются значительные вариации $\delta^{34}\text{S}$ — от 9,6 до 15,8‰. Полученные нами данные хорошо согласуются с результатами изотопно-

го анализа сульфидов и сульфатов Дарасуна, опубликованных ранее [2]. Наблюдается синхронность уменьшения значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов с увеличением этого значения в сульфатах, что характерно для минералов, кристаллизующихся в условиях изотопного равновесия [3]. Разница в значения $\delta^{34}\text{S}$ сосуществующих сульфатов и сульфидов ($\Delta^{34}\text{S}$) варьирует от 11,0 до 17,5‰. Согласно изотопному сульфид-сульфатному геотермометру [4] такой интервал величин $\Delta^{34}\text{S}$ соответствует диапазону температуры от 580 до 400°C. Линии регрессии значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов и сульфатов в координатах $\delta^{34}\text{S}$ - $\Delta\delta^{34}\text{S}_{\text{сульфат-сульфид}}$ пересекаются в точке с $\delta^{34}\text{S} = +2\text{‰}$. Это значение характеризует средний изотопный состав серы флюида, указывающий, что источником серы являются изверженные породы. Слабое изменение величин $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов по сравнению с сульфатами свидетельствует о преимущественном присутствии во флюиде сульфидной формы: отношение $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$ нами оценивается как 70:30.

Таблица 1

Изотопный состав серы и температуры образования сосуществующих ангидритов и пиритов в *O-Anh-Py* ассоциациях Дарасуна

Образец *	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		$\Delta^{34}\text{S}_{\text{сульфат-сульфид}}$, ‰	Т, °С (расченная)
	Сульфат	Сульфид		
515\490	11.5	-2.1 -1.5 ^{***}	13.6	465
678\448	12.8	-0.8	13.6	465
678\457	11.7 порода 9.6 жила	-1.7	13.4	470
		-1.4	11.0	530
678\634	11.4	-2.1	13.5	465
678\682	10.8	-1.6	12.4	490
678\738	10.8	-1.7	12.5	490
678\903	9.6	-1.1	10.7	580
		-1.1 ^{**}		
678\1068	9.9	+0.9	10.8	545
678\1106	12.6	-1.0 ^{**}	13.6	465
688\851	11.6	+0.4	11.2	525
851\522	15.8	-1.7	17.5	400
1102\210	10.8	+0.5	10.3	555

* № скважины/глубина (м).

** молибденит.

*** халькопирит.

В таблице 2 приведены данные по изотопному составу кислорода ангидритов и сосуществующих с ними кварцев. Согласно термодинамическим расчетам константа изотопно-кислородного равновесия ангидрит-вода несколько больше, чем константа кварц-вода [4], причем сама разница незначительно зависит от температуры. По разнице величин $\delta^{18}\text{O}$ между кварцем и ангидритом ($\Delta^{18}\text{O}$) можно судить о равновесности их образования — $-2,5 < \Delta^{18}\text{O} < 0$ может свидетельствовать о их одновременной кристаллизации [4]. Из таблицы 2 видно, что из 11 проанализированных пар только 4 удовлетворяют этому критерию.

Таблица 2

Изотопный состав кислорода образования сосуществующих ангидритов и кварца в Q-Anh-Py ассоциациях Дарасуна

Образец*	$\delta^{18}\text{O}$, ‰		$\Delta^{18}\text{O}_{\text{кварц-сульфат}}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$, ‰ (расчетная для Anh)	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$, ‰ (расчетная для Q)
	Сульфат	Кварц			
408\146.5	17.1	11.5	-5.6		
678\448	10.0	10.3	+0.3	+6.0	
678\457	9.4 порода	8.9	-0.5	+5.4	+5.1
	8.7 жила	9.6	+0.9	+5.7	
678\634	9.6	10.9	+1.3	+5.6	
678\682	7.0	9.8	+2.8	+3.0	
678\738	8.9	8.8	-0.1	+4.9	+5.4
678\903	10.6	10.6	0.0	+8.0	+9.0
678\954	17.0	8.5	-8.5	+7.0	
851\522	8.5	6.4	-2.1	+3.0	+1.4
1102\210	9.3	11.7	+2.4	+6.3	+9.!

*№ скважины/глубина (м).

Следовательно, большая часть образцов кварца образуется в других гидрохимических условиях, чем ангидриты. По изотопному составу кислорода ангидритов и кварцев и температурам изотопного геотермометра сульфат-сульфид рассчитаны величины $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ водной фазы флюида. Как следует из таблицы 2 в четырех случаях для синге-

нетичных пар ангидритов и кварца получены близкие значения изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$). Важно отметить, что для низкотемпературной (400°C) пары минералов (образец 851/522) разница в значениях $\delta^{18}\text{O}$ кварца и ангидрита составляет -2.1% , а высокотемпературные (580°C) минералы (образец 678/903) практически идентичны по изотопному составу кислорода, что хорошо согласуется с температурной зависимостью констант изотопного равновесия. Обращает на себя внимание и то, что для высокотемпературных (580°C) минералов наблюдаются самые высокие величины $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O}) \cong +8\%$, соответствующее изотопному равновесию водной фазы с магматическими породами при низком отношении вода/порода. Более низкотемпературные ангидрит и кварц (образец 851/522) образовались из флюидов с более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$. Единственным объяснением этого факта - участие «легких» метеорных вод в эволюции флюида, причем доля метеорных вод росла с понижением температуры.

Следовательно, доказано, что в рудном процессе на низкотемпературном этапе важную роль играла метеорная вода; вероятно, падение температуры могло происходить в результате смешения высокотемпературных глубинных вод с низкотемпературными метеорными водами.

В литературе имеется большое количество данных по ВФ в кварцах Дарасунского месторождения [1]. Диапазон температур гомогенизации довольно большой - в основном от 450 до 300°C , но отмечены температуры до 600°C , а так же более низкие до 200°C , причем во ФВ с температурой выше 350°C гомогенизация чаще всего происходит в газовую, а при более низких температурах - в жидкую фазу.

Нами изучение ФВ проводилось в кварце и ангидрите, для которых были получены значения $\delta^{34}\text{S}$ и $\delta^{18}\text{O}$. ФВ отмечены, в основном, двухфазовые газовой-жидкие с газовой фазой до 70% объема включений. Температуры гомогенизации ($T_{\text{гом.}}$) в кварце составили $440-225^\circ\text{C}$. В некоторых образцах кварца (например, обр. 678/954) для наиболее высоких температур ($440 - 400^\circ\text{C}$) гомогенизация ФВ происходит как в жидкую, так и в газовую фазы, что позволяет полученные $T_{\text{гом.}}$ считать истинными температурами минералообразования; такие

ФВ возникают в зоне гетерогенизации флюидов. В ряде образцов кварца (например, обр.515\490), наряду с наиболее высокотемпературными ФВ, присутствуют трехфазовые ФВ– газ-жидкость-кристаллик галита. При гомогенизации сначала исчезает газовая фаза (340-280°C), затем при температурах 340-376°C растворяется галит. Концентрация растворов в ФВ достигает 40-45% масс. экв. NaCl.

Величины T_{10m} ФВ в ангидритах и кварцах согласуются в пределах ± 30 С. Так, в образце 515\490 разные ФВ в ангидрите показывают температурный диапазон от 395 до 340°C, а в кварце – от 370 до 295°C. В образце 1102\210 в кварце диапазон температур от 427 до 385°C, а ангидритах – от 415 до 365°C.

Х.Омото [5] считает, что изотопная геотермометрия может определять истинную температуру кристаллизации минералов, в то время как величина $T_{гом}$ ФВ соответствует, как правило, наименьшей температуре минералоотложения. Истинная температура ФВ зависит от состава включений и величины давления на глубине минералообразования. Однако, как показал Прокофьев [1] для Дарасуна температурная поправка на давление для наиболее высоких значений температур для гетерогенных флюидов с высокими концентрациями газов и насыщенными солями растворов является минимальной.

Таким образом мы получаем две «истинные», но достаточно различные температуры кристаллизации минералов – одну для изотопно-серного геотермометра, а другую – по гомогенизации ФВ. Этот факт, вероятно, связан с тем, что минералообразующая гидротермальная система Дарасуна относится к полуоткрытой системе [1] формирующейся при чередовании открытия и закрытия трещин в близи субвулканического источника тепла. Для таких систем характерны максимальные вариации температур, давлений, концентраций солей и газов; происходит смешение флюидов разного генезиса, важную роль играет дегазация флюидов и падение температуры. В таких условиях распределение изотопов серы между разными серосодержащими компонентами рудоносных высокотемпературных растворов, попадающих в зону отложения минералов, отражает высокие температуры флюида. Скорость изотопного обмена между сульфидной и сульфатной форма-

ми серы значительно меньше, чем скорость изотопного обмена изотопами кислорода в системе сульфат-вода, причем уменьшению скорости обмена способствует и повышение Ph раствора в результате дегазации CO_2 при открытии системы. Так, по данным работы [6] при 300°C и Ph=9 изотопное равновесие в системе сульфат-сероводород устанавливается за несколько лет. Поэтому, если кристаллизация сульфидов и ангидрита происходит достаточно быстро, то изотопно-серная система может не достигать равновесия при падении температуры и отражать промежуточную температуру между температурой высокотемпературных флюидов, поступающих в зону рудоотложения, и более низкой температурой образования смешанного флюида, из которого осаждаются минералы. Такая схема минералообразования объясняет наблюдаемое разногласие в изотопных и баротермометрических температурах. Некоторая инерционность изотопных равновесий может объяснить и неравновесность образования по изотопам кислорода некоторых пар ангидритов и кварцев. Так, в образце 1102\210 величины $\Delta^{18}\text{O}$ кварца и ангидрита указывают на отсутствие изотопно-кислородного равновесия между этими минералами, и в то же время температуры гомогенизации ФВ в кварце и ангидрите практически идентичны.

Таким образом, проведенное комплексное исследование позволило сделать следующие выводы:

1. сочетание изотопного и термобарометрических методов определения температур дало возможность выявить особенности процесса рудообразования и скорректировать температурный режим формирования сульфид-сульфат-кварцевых ассоциаций;

2. определить источники серы, установить природу водной фазы и оценить окислительно восстановительный потенциал рудообразующих флюидов.

3. на основании установленной закономерности изотопный состав кислорода воодной фазы флюида от температурф доказано участие метеорных вод в формировании флюида, причем увеличение доли метеорной составляющей приводит к понижению температуры

Авторы выражают благодарность Ю.М. Столярову за предоставленный материал и полезные советы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 02-05-64767.

1. Прокофьев В.Ю. Типы гидротермальных рудообразующих систем (по данным исследования флюидных включений)//Геология. рудн. месторождений., 1998, том 40, №6, с.514-528.

2. Столяров Ю.М. Изотопы серы и условия образования сульфидов и сульфатов Дарасунского месторождения (Восточное Забайкалье) // Докл. РАН1999. Т.366. №6. С. 816-818.

3. Грищенко Л.Н., Артеменко В.М., Широбокова Т.И. Изотопный состав серы и кислорода руд и пород барит-полиметаллических месторождений Саурейского рудного поля (Полярный Урал)//Геохимия,1981. N11. С.1742-1759.

4. Friedman I., O'Neil J.R. Data of Geochemistry. Chapte KK. Complication of Stable Isotope Fractionation Factors of Geochemical Interest/ 1977. P. 61.

5. Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits // Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy, V. 16. Edit.J.W.Valley, H.P.Taylor,Jr., J.R.O'Neil. 1986. P.491-559

6. Cole D.R., Ohmoto H. Kinetics of isotopic txchange at elevated temperatures and pressures. deposits // Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy, V. 16. Edit.J.W.Valley, H.P.Taylor,Jr., J.R.O'Neil. 1986. P.41-90.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ХРУСТАЛЕНОСНЫХ И ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Н.В. Сокерина

На Приполярном Урале широко развиты разнообразные кварцевые жилы, в том числе жилы с наложенной золото-сульфидной минерализацией. Известно, что формирование жил происходило на разных этапах геологического развития региона в широком возрастном интервале. Нами изучены физико-химические условия формирования кварцевых жил основных золоторудных проявлений Кожимского района Приполярного Урала. Обычно коренная золоторудная минерализация наложена на кварцевые жилы. В некоторых случаях видимая связь отсутствует. Объектами исследований являлись кварцевые жилы основных типов золоторудных минерализаций.

Золоторудное проявление Синильга

Данное проявление относится к золото-кварцевому типу, представлено золотоносными кварцевыми жилами и приурочено к толщам пуйвинской свиты среднего рифея. На территории проявления широко развиты кварцевые жилы двух типов: согласные кварцевые жилы, залегающие согласно сланцеватости вмещающих пород и секущие. Золоторудная минерализация связана с последними. Более ранние согласные жилы были сформированы при относительно низких температурах. Температура гомогенизации включений не превышает 200°C. Для них характерен Ca^{2+} - HCO_3^- состав водных вытяжек. В составе газов преобладает H_2O . Значение отношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ всегда значительно меньше 1.

На этом фоне резко выделяются секущие золоторудные кварцевые жилы. В процессе работы был изучен кварц 2-х генераций: 1 генерация представлена жильным кварцем, 2 – кристаллами горного хрусталя. Результаты, полученные нами в процессе работы показали, что

образование золоторудного кварца 1 генерации проходило в широком температурном интервале. Температура гомогенизации сингенетических газовой-жидких включений (ГЖВ) составляет 300–470°C. Гомогенизация происходит как в жидкую, так и в газовую фазы. Особенностью золоторудного кварца рудопроявления Синильга является наличие включений с большим содержанием CO_2 и трехфазовых включений, где третья фаза представлена углекислотой. Такие ГЖВ часто наблюдаются в золоторудных кварцевых жилах. Их присутствие является прямым поисково-оценочным признаком, который легко диагностируется при микроскопических исследованиях включений в пластинах.

В кварце 2 генерации были обнаружены сингенетические трехфазовые включения углекислотно-водного флюида с температурой гомогенизации 170–205°C, которая считается благоприятной для кристаллизации золота. Кроме того, [1] были отмечены скопления золота вдоль трещин и нарастание его на кристаллы горного хрусталя. Возможно, что скопление золота в местах лишенных сульфидов является следствием его переотложения в течение более поздних этапов гидротермального процесса.

На многих месторождениях золота различных формационных типов гидротермальные растворы, судя по анализу водных вытяжек (ВВ) и наблюдениям твердых фаз в вакуолях рудных и жильных минералов, обычно содержат в повышенных количествах хлориды или сульфаты, углекислые соли щелочных и щелочноземельных металлов. В ряде работ указывается на значительную роль иона аммония в составе ВВ золоторудных объектов, который также является сильным комплексообразователем. Водные вытяжки золоторудного кварца рудопроявления Синильга по основным компонентам идентичны вытяжкам из безрудного кварца. И в том, и другом случае речь идет о Ca^{2+} - HCO_3 составе. Но для золоторудного кварца характерно относительно повышенные содержания SO_4^{2-} и особенно NH_4^+ (рис. 1).

Многие авторы указывают на увеличение газонасыщенности флюидных растворов на глубине и увеличение содержания N_2 , CO_2 в составе газовой-жидких включений в золоторудном кварце и в самородном золоте. Кварц золоторудных жил рудопроявления Синильга

характеризуется повышенной газонасыщенностью и сильно отличается от безрудных жил. Для него характерно повышенное содержание CO_2 , N_2 . Значение отношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ всегда больше 1 (рис. 2).

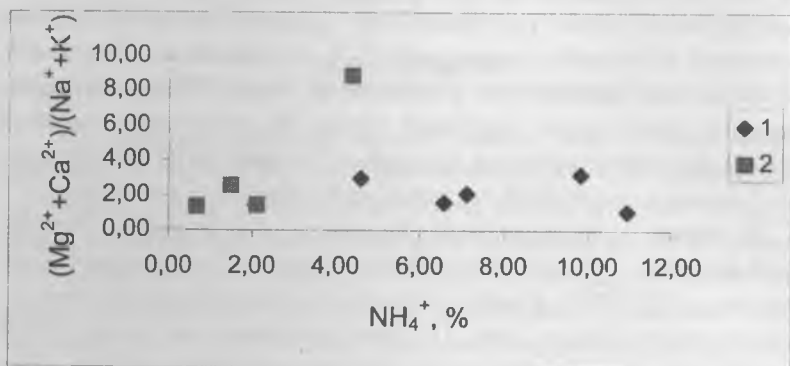


Рис. 1. Зависимость между значением отношения щелочноземельных металлов к щелочным и содержанием иона аммония в составе водных вытяжек: 1 - золоторудный кварц рудопроявления Синильга; 2 - безрудный кварц рудопроявления Синильга.

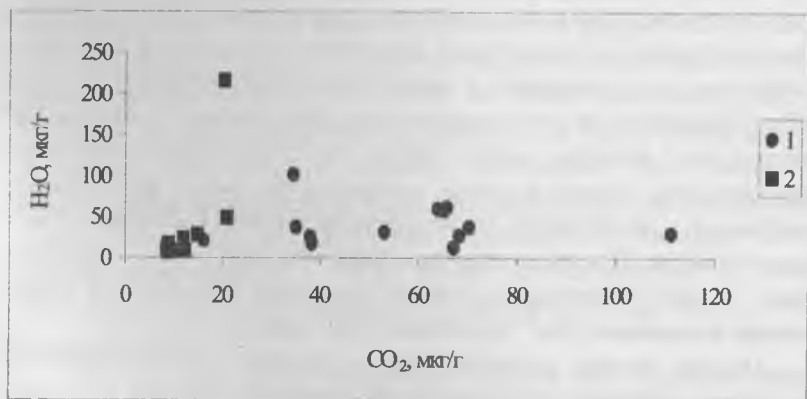


Рис. 2. Состав флюидов: 1 - золоторудные кварцевые жилы Синильги, 2 - безрудные кварцевые жилы рудопроявления Синильга.

Таким образом, на начальном этапе в условиях повышенных температур происходил процесс растворения и миграции золота. Высокие температуры, вероятно, не способствовали разрушению золотоносных комплексов. На заключительном этапе высокотемпературной рудообразующей системы произошло снижение температуры, при которой возникли благоприятные условия для отложения золота.

Золоторудное проявление Караванное

Проявление относится к золото-сульфидному типу. Оруденение представлено минерализованными зонами с прожилково-вкрапленными рудами, приурочено к толщам пуйвинской свиты среднего рифея. Формирование золоторудных и безрудных кварцевых жил происходило при близких температурах (температура гомогенизации сингенетичных включений составила 145–290°C и 100–315°C соответственно). Для кварца характерен Ca-HCO₃ состав ВВ. Ион аммония, характерный для золоторудных жил Синильги, встречается в небольших количествах. Газовый состав газовой-жидких включений золоторудного и незолоторудного кварца на данном рудопроявлении почти идентичен. Кварц, по данным газовой хроматографии, характеризуется незначительной газонасыщенностью. В составе включений преобладает вода. Значение отношения CO₂/H₂O всегда значительно меньше 1. Полученные результаты свидетельствуют о том, что золоторудные и безрудные кварцевые жилы сформировались при близких условиях, возможно в течение одной и той же стадии гидротермального процесса. Далее, на некоторые жилы была наложена золоторудная минерализация. Результаты исследований включений подтвердили, что кварцевая и золоторудная минерализации во времени не связаны.

Золоторудные проявления Чудное и Нестеровское

Рудопроявления Чудное и Нестеровское относятся к золото-палладиевому типу. Оруденение обычно связано с фукситовыми прожилками, развитыми в зонах расланцевания и брекчирования вмещающих пород. В данном случае золоторудная минерализация не связана с кварцевыми жилами. Формирование жильного кварца на золото-

палладиевых проявлениях Чудное и Нестеровское происходило при относительно невысоких температурах (температура гомогенизации включений составила 150–250°C и 100–165°C соответственно). Водные вытяжки из жильного кварца данных рудопроявлений похожи и имеют кальциево-гидрокарбонатный, реже натриево-гидрокарбонатный состав. Ион аммония, характерный для золоторудных жил Синильги, встречается в небольших количествах или отсутствует. Газово-жидкие включения имеют похожий газовый состав, который характеризуется большими содержаниями воды. Значения отношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ всегда значительно меньше 1. Полученные результаты свидетельствуют о том, что формирование этих кварцевых жил происходило при близких условиях.

Месторождение жильного кварца Желанное

Построение эволюционно-генетической схемы флюидных растворов, действовавших на данной территории невозможно без изучения хрустальной минерализации, которая широко представлена на территории изученного района. Для этого нами были изучены газово-жидкие включения в жильном кварце месторождения Желанное.

Для кварца данного месторождения характерны невысокие температуры минералообразования (температура гомогенизации сингенетических включений до 250°C). Интерес представляет повышенное содержание иона аммония в составе ВВ месторождения Желанное. Характер распределения иона аммония таков, что предпочтительнее выглядит теория его мантийного происхождения. Жильный кварц месторождения Желанное характеризуется незначительной газонасыщенностью. По данным газовой хроматографии в составе включений преобладает вода. Значение отношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ всегда значительно меньше 1. Интересно содержание азота. Его количество постепенно снижается от серого кварца к полупрозрачному и далее к кристаллам горного хрусталя. Но в некоторых пробах наблюдается ураганное содержание азота – до 10 %. Известно, что образование кварцевых жил обычно происходит в закрытой гидротермальной системе. При тектонических подвижках возможна временная "разгерметизация" системы с захватом

порции атмосферных газов. Можно предположить, что "ураганные" содержания азота в некоторых пробах связаны именно с этим процессом. Этот факт не исключает участие в формировании кварцевых жил метаморфогенного и мантийного азота, поставщиком которого может быть Малдинский глубинный разлом. В работе [2] указывается на существование мантийного азота в составе газовой-жидких включений.

Эволюционные закономерности формирования кварцевых жил

В процессе работы большой интерес представляет выявление эволюционно-генетических закономерностей флюидного режима на данной территории. На некоторых из рассмотренных в работе рудопроявлениях наблюдаются разновозрастные кварцевые жилы, на что указывают онтогенетические признаки.

– На рудопроявлении Синильга в сланцах пуйвинской свиты согласные жилы пересекаются секущими. На последние наложена золотрудная минерализация.

– На рудопроявлении Нестеровское, в терригенных отложениях алькесвожской толщи, в основном развиты более ранние согласные кварцевые жилы. Иногда встречаются более молодые секущие жилы. Нами была встречена только одна такая жила.

– На месторождении горного хрусталя Желанное обычно наблюдается три типа жильного кварца. Отчетливо видны временные взаимоотношения этих типов

Нами установлены изменения термогеохимических показателей разновозрастных кварцевых жил. Результаты исследований автора позволяют предложить обобщенную схему эволюции минералообразующих растворов. В качестве основы были использованы сведения о возрастной последовательности формирования кварцевых жил [3; 4], дополненные нашими наблюдениями. Изучение изменения максимальных температур гомогенизации на исследуемых объектах показывает, что она имеет тенденцию к уменьшению от наиболее ранних жил к поздним (см. таблицу). Возможно, это связано с "затуханием" тектоно-магматической активности на данной территории и преимущественно гидротермально-метасоматической природе кварцеобразования.

Схема формирования жильного кварца и эволюции гидротермальных растворов

Таблица

Возраст, млн. лет	Геохронологическая шкала	Магматические образования	Жильный кварц, рудопроявления	Состав ВВ, средние отношения	Состав газов	Т гом, °С
250	Триас	?	Секущие жилы Нестеровского (?) Хрусталеносные жилы Желанного	$\text{NO}_3^- < \text{NO}_2^- < \text{Cl}^- < \text{SO}_4^{2-} < \text{HCO}_3^-$ $\text{NH}_4^+ < \text{Na}^+$ $\text{NO}_3^- < \text{NO}_2^- < \text{SO}_4^{2-} < \text{Cl}^- < \text{HCO}_3^-$ $\text{Mg}^{2+} < \text{NH}_4^+ < \text{Ca}^{2+} < \text{K}^+ < \text{Na}^+$	$\text{CH}_4 < \text{CO} < \text{N}_2 < \text{CO}_2 < \text{H}_2\text{O}$ $\text{CO} < \text{N}_2 < \text{CO}_2 < \text{H}_2\text{O}$	До 200
295	Пермь					До 250
355	Карбон					
408	Девон					
435	Силур					
	Ордовик					
500	Кембрий					Сивьягинский комплекс базальтовых гипербазитов
540	Венд	Сальнерско-маньхембровский и Кожимский гранитоидные комплексы	Секущие жилы Синильги	$\text{NO}_2^- < \text{NO}_3^- < \text{Cl}^- < \text{SO}_4^{2-} < \text{HCO}_3^-$ $\text{NH}_4^+ < \text{Mg}^{2+} < \text{Na}^+ < \text{K}^+ < \text{Ca}^{2+}$	$\text{CH}_4 < \text{CO} < \text{N}_2 < \text{H}_2\text{O} < \text{CO}_2$	До 470
650			Парнукский габбро-диабазовый комплекс			

Возраст, млн. лет	Геохронологич. шкала	Магматические образования	Жильный кварц, рудопоявления	Состав ВВ, средние отношения	Состав газов	T гом, °C
1650	Рифей	Хаталамбинский габбро-диабазовый комплекс	Согласные жили Караванного и Синильги	$\text{NO}_2 < \text{NO}_3 < \text{Cl}^- < \text{SO}_4^{2-} < \text{HCO}_3^-$ $\text{NH}_4^+ < \text{Mg}^{2+} < \text{Na}^+ < \text{K}^+ < \text{Ca}^{2+}$	$\text{CH}_4 < \text{CO} < \text{N}_2 < \text{CO}_2 < \text{H}_2\text{O}$	До 320
		Манарагский диабазовый комплекс Кислые и основные эффузивы саблегорской свиты				
	Ранний протерозой	Верхнекожимский диабазовый комплекс				
		Николайшорский гранитогнейсовый комплекс				

Средние содержания компонентов водной вытяжки из жильного кварца на разных рудопроявлениях, сформированных в разное время, не подвержены значительным изменениям. Водные вытяжки имеют преимущественно кальциево-гидрокарбонатный, а более поздние - натриево-гидрокарбонатный составы. По данным газовой хроматографии в направлении от наиболее ранних по времени образования кварцевых жил к более поздним несколько уменьшается количество углекислого газа и метана. В составе включений увеличивается содержание воды. Это, по всей видимости, связано с уменьшением степени метаморфизма кварцевых жил и вмещающих пород.

Исключением, на всех этих диаграммах, являются золоторудные жилы Синильги. Эта разница, вероятно свидетельствует об отличных от остальных условиях формирования данных жил. Известно, что данное рудопоявление приурочено к экзоконтакту Народинского гранитоидного массива. Повышенные температуры минералообразования, отличный химический состав включений могут свидетельствовать не только о пространственной, но и о генетической связи этих жил со становлением Народинского массива.

Выводы

1. Кварцевые жилы на основных типах золоторудной минерализации были сформированы в широком температурном диапазоне. Температура гомогенизации включений достигала 470°C . Происходит снижение этих температур в направлении от ранних к более поздним кварцевым жилам.

2. В формировании более ранних кварцевых жил принимали участие флюидные растворы преимущественно Ca-HCO_3 состава, более поздних кварцевых жил – Na-HCO_3 состава.

3. В направлении от ранних жил к более поздним происходит уменьшение содержания CO_2 в составе включений и увеличение количества H_2O .

4. Флюидный режим формирования золоторудных генераций жильного кварца значительно отличается от незолоторудных. На изученной в процессе работы территории обнаружен только один такой

объект, где золоторудная минерализация генетически связана с кварцевыми жилами – секущие жилы рудопроявления Синильга. Их отличительными особенностями являются наличие высокотемпературных генераций жильного кварца, присутствие трехфазовых углекислотноводных включений, повышенное содержание иона аммония и углекислого газа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (НС-2250.2003.5).

1. *Тарбаев М.Б. Кузнецов С.К.* Золоторудное проявление Синильга на Приполярном Урале // Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. 1996. № 25. Вып. 90. С. 94-103.

2. *Козлов А.В.* Хрусталеобразующие гидротермальные системы // Автореферат докт. дис. С-Пб., 1998. 50 с.

3. *Кораго А.А.* Генетические типы кварцевых жил на Приполярном Урале // Магматизм и металлогения европейского Северо-востока СССР (Тр. 9-ой геол. конф. Коми АССР). Сыктывкар, 1982. Т. 5. С. 112-116.

4. *Кузнецов С.К.* Жильный кварц Приполярного Урала. С-Пб.: Наука, 1998. 203с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ВО- ДОРАЗДЕЛЬНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ УРАЛ)

Р.Н. Мурогова, С.Ф. Труфанова, О.Б. Азовскова

Район исследования расположен на восточном склоне Урала в западном обрамлении Сысертского гранито-гнейсового комплекса в зоне развития Мраморского глубинного разлома в пределах одноименной зоны смятия. Мраморская зона сложена, главным образом, продуктами приразломного метаморфизма первично-осадочных и вулканогенно-осадочных пород верхнеордовикско-силурийского возраста.

В строении зоны преобладают углеродистые сланцы различного состава. В восточной части зоны прослеживается полоса мраморов, в различной степени битуминозных и насыщенных углистым веществом. Широкое развитие получили серпентиниты и продукты их метаморфизма. Вся эта гамма пара- и ортопород прорвана многочисленными малыми интрузиями гранитоидов известково-щелочного и умеренно-щелочного состава (Баранников, 1992; Риндзюнская, 1995; Савельева и др., 1997).

Яркой особенностью данного района является насыщенность пород углеродистым веществом, испытывавшим различную степень преобразования. Помимо пород, углеродистое вещество буквально пропитывает зоны тектонических нарушений. По данным термического и рентгено-структурного анализа ОВ, выделенное из мраморов и глинистых кор выветривания, состоит из графита с предельно низкой температурой выгорания, шунгита и значительной примеси битумоидов и других аморфных ОВ. Присутствие углеродистого вещества, как считают исследователи, обусловлено не только изначальным присутствием исходного ОВ, но и, возможно, углеродистым метасоматозом, протекавшим в восстановительных условиях сжатия и стресс - метаморфизма. Восстановительный углеродистый метасоматоз обычно сопровождается появлением самородных металлов и интерметаллидов (Новгородова, 1983; Иванкин, Назарова, 1985, 1989; Ковалев, Высоцкий,

2000; Миронов и др., 2001 и др.).

Широкое развитие эти минеральные фазы получили на рудопроявлении Водораздельное, где золотое оруденение представлено несколькими морфогенетическими типами: жильным золото – сульфидно-кварцевым, типом минерализованных зон и золотоносными корами выветривания. Кроме того, золотосодержащими являются также рудопроявления сульфидного никеля и месторождения наждака (зона сульфидных наждаков), расположенные в восточной части исследуемой площади на контакте с мраморским ультрабазитовым массивом.

Моделирование процесса деструкции органического вещества пород (ОВ) было выполнено по двум образцам углеродистого битуминозного мрамора и одному образцу углеродистого сланца (рис. 1-15) по авторской методике [1].

В результате исследования углеродистого битуминозного мрамора (образец С12/51.4) установлено, что температура его образования равна 360°C (рис. 1). Выделены региональные геохимические барьеры – на 340°C происходит смена окислительной обстановки на окислительно-восстановительную, а на 580°C – смена восстановительной обстановки на окислительную (рис. 2). В зоне окислительно-восстановительной обстановки выделяются три восстановительные зоны, связанные с максимумами водорода (рис. 3) при температурах 340-360°C, 380-420°C и 460-560°C, при которых, согласно прогностической таблице (Р.Н. Муругова, С.Ф. Труфанова и др., 1999), в органическом веществе пород рвутся связи: СЭС в С₂H₂, СЭС в гомологах С₂H₂ и, наконец, СЕН в нитрилах и С=О в альдегидах и кетонах. Разрыв связей обусловлен, скорее всего, пульсационным поступлением тепла.

По составу выделившихся УВ, 45-58% которых составляют углеводороды с числом атомов углерода – 4 (рис. 4) можно сделать вывод, что исходное органическое вещество было представлено, в основном, водородослевым материалом, который разлагается при низких температурах. Согласно Блумеру и др. [2], некоторые виды планктонных водорослей содержат всего один углеводород – олефин С₂₁H₃₂ с шестью двойными связями, получивший название 3, 6, 9, 12, 15, 18 – генэйкозагенсаен, структурная формула которого приведена ниже.

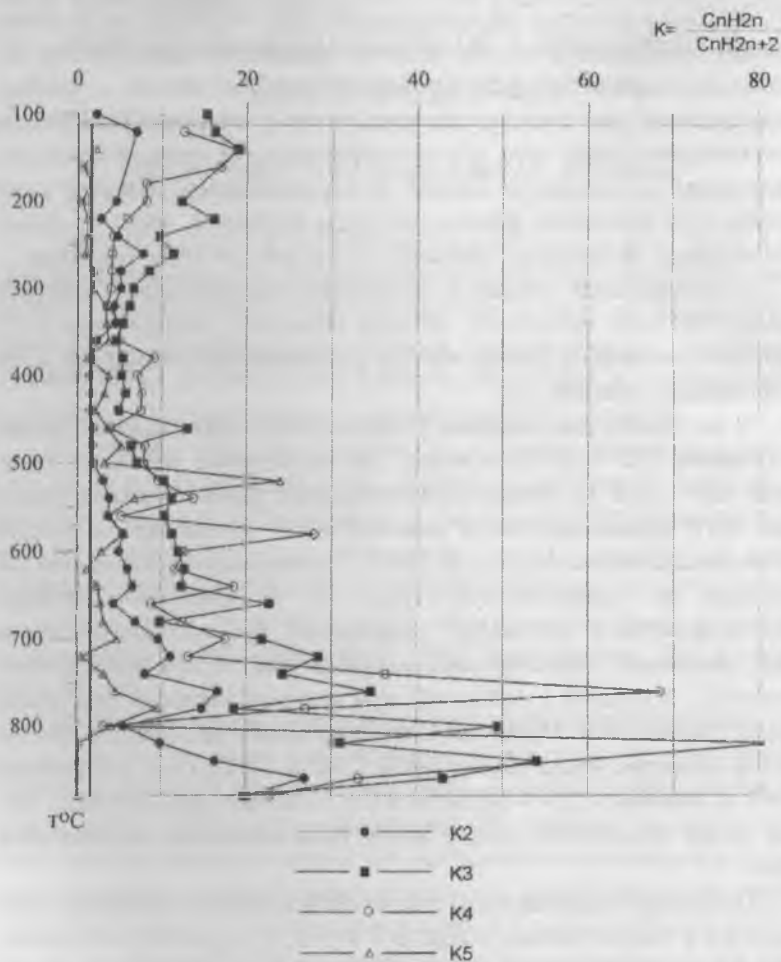


Рис. 1. Отношение непредельных углеводородов к предельным в пиролизате углеродистого, битуминозного мрамора (образец С-12-51/4, Мраморский поисковый отряд, Полевской район, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

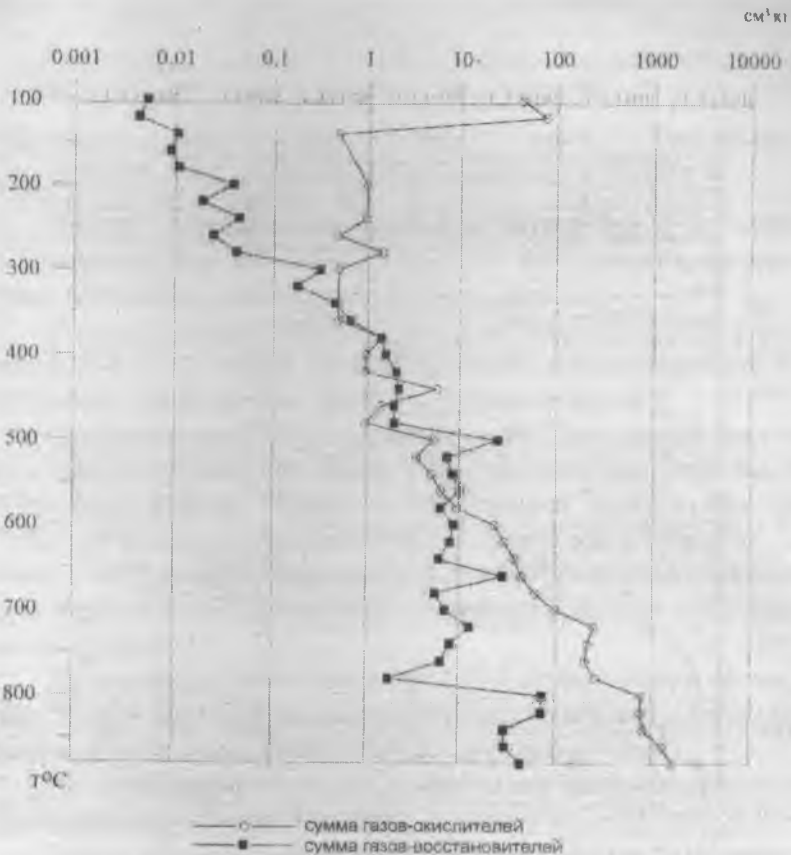


Рис. 2. Соотношение окислительных и восстановительных компонентов в пиролизате углеродистого, битуминозного мрамора (образец С-12-51/4, Мраморский поисковый отряд, Полевской район, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

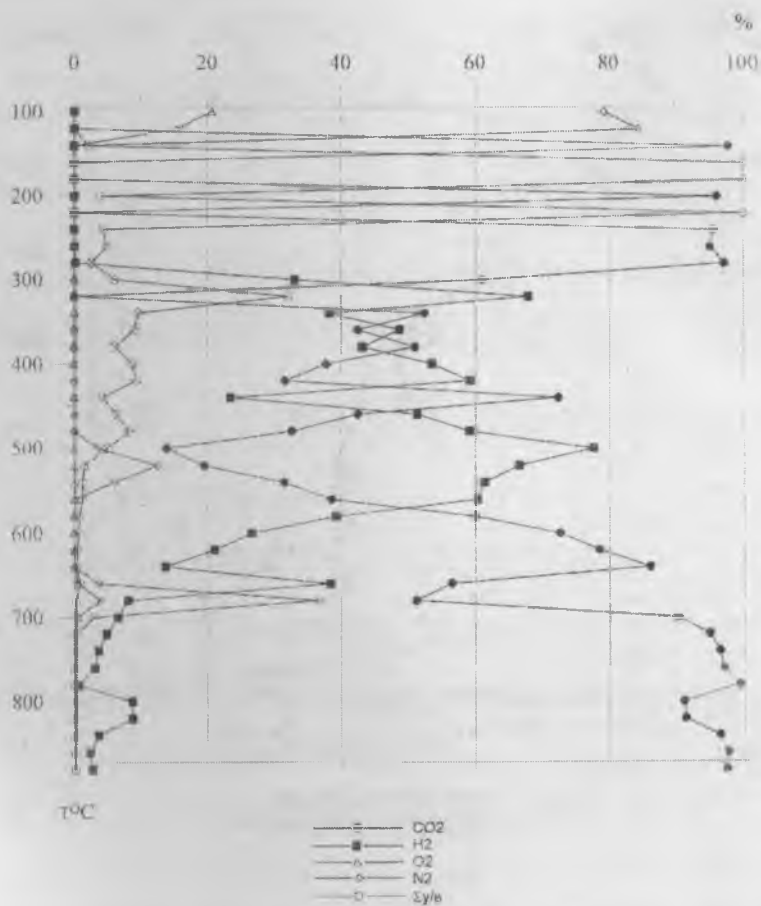
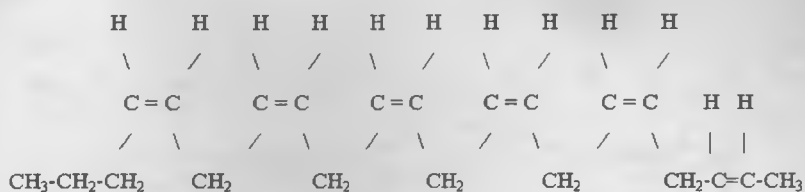


Рис. 3. Соотношение газов (%) в пиролизате углеродистого, битуминозного мрамора (образец С-12-51/4, Мраморский поисковый отряд, Полевской район, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза



При его разложении выделяется большое количество непредельных углеводородов, являющихся в конечном итоге материнским веществом для жидких углеводородов нефтяного ряда.

Исходя из вышеприведенной формулы, выход бутена при разложении 3, 6, 9, 12, 15, 18 – генэйкозагенсаена должен составлять 72-86%, этена – 14%, пропена – 0-14% при дефиците метана.

Приблизительное такое же распределение углеводородов получилось при деструкции ОВ морского, современного ила (образец № 3745, залив Кадиса). При низких температурах выход бутена при Тлаб. = 80°C составил 83% при 5.5% для метана, этена и пропена. До Тлаб. = 140°C выход бутена снижается до 43.87%, что позволяет говорить о разложении углеводородов, содержащих меньшее количество двойных связей.

Это же мы видим в образце № 12/51.4 битуминозного мрамора (рис. 4). При Тлаб. > 180°C увеличивается выход пропена и этена, что говорит о начале разложения масел (жиров), а затем белков.

Из углеводородов группы C5 наибольшая доля приходится на изомер амилена – пентен-2 (рис.5).

Температура образования другого образца (образец 22/19) мрамора углеродистого битуминозного составляет 360-380°C (рис. 6).

При моделировании выделяется три геохимические зоны – 100-340°C, характеризующаяся окислительной обстановкой, 340-560°C с восстановительной обстановкой и 580-880°C, характеризующаяся окислительной обстановкой (рис. 7). Наряду с региональными выделяются локальные барьеры - 840°C, 720°C, 620°C, 540-520°C, 380-360°C, 240-200°C и 160°C, с которыми, возможно, связано отложение руд и образование минералов (рис. 8).

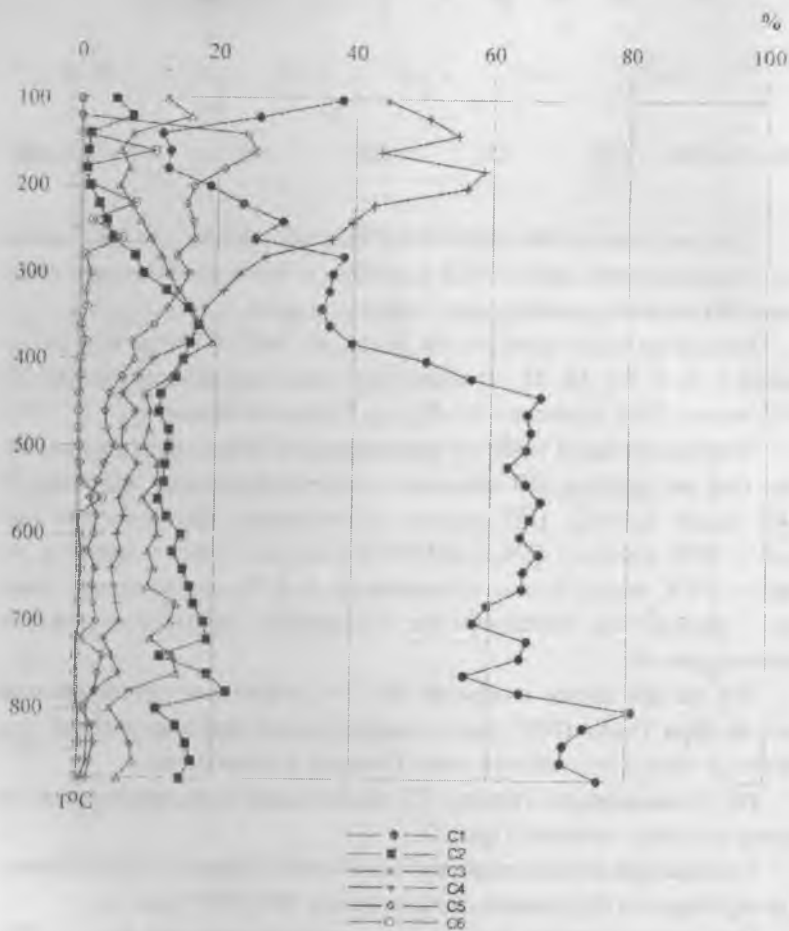


Рис. 4. Соотношение углеводородных газов (%) в пиролизате углеродистого, битуминозного мрамора (образец С-12-51/4, Мраморский поисковый отряд, Полевской район, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

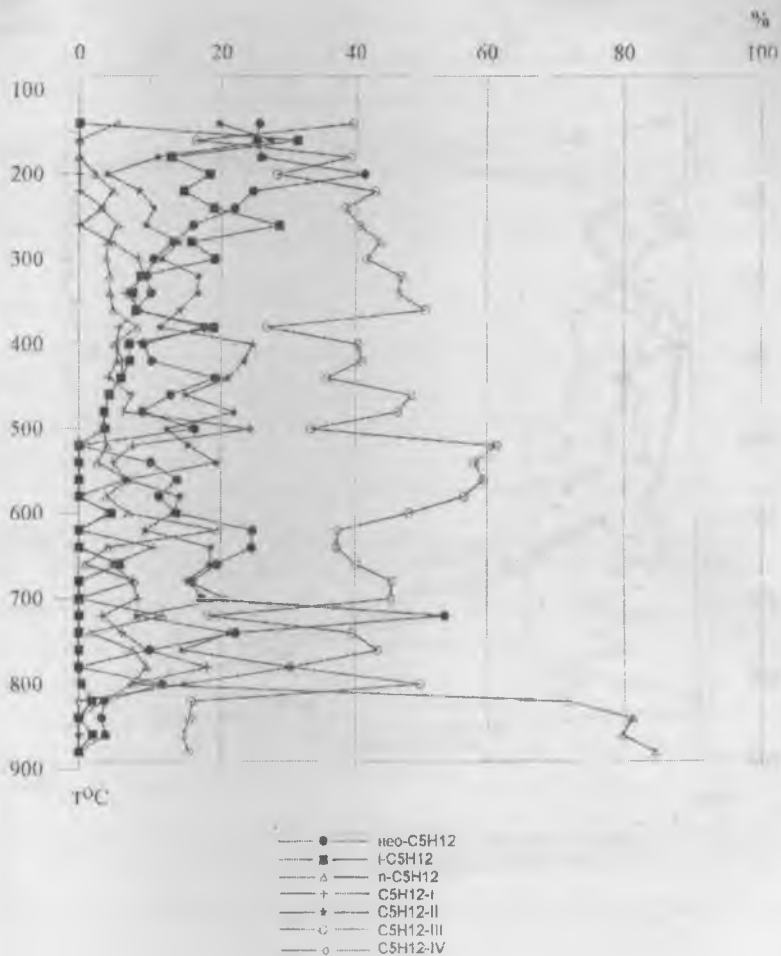


Рис. 5. Изменение соотношения пентанов и амиленов в пиролизате углеродистого, битуминозного мрамора (образец С-12-51/4, Мраморский поисковый отряд, Полевской район, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

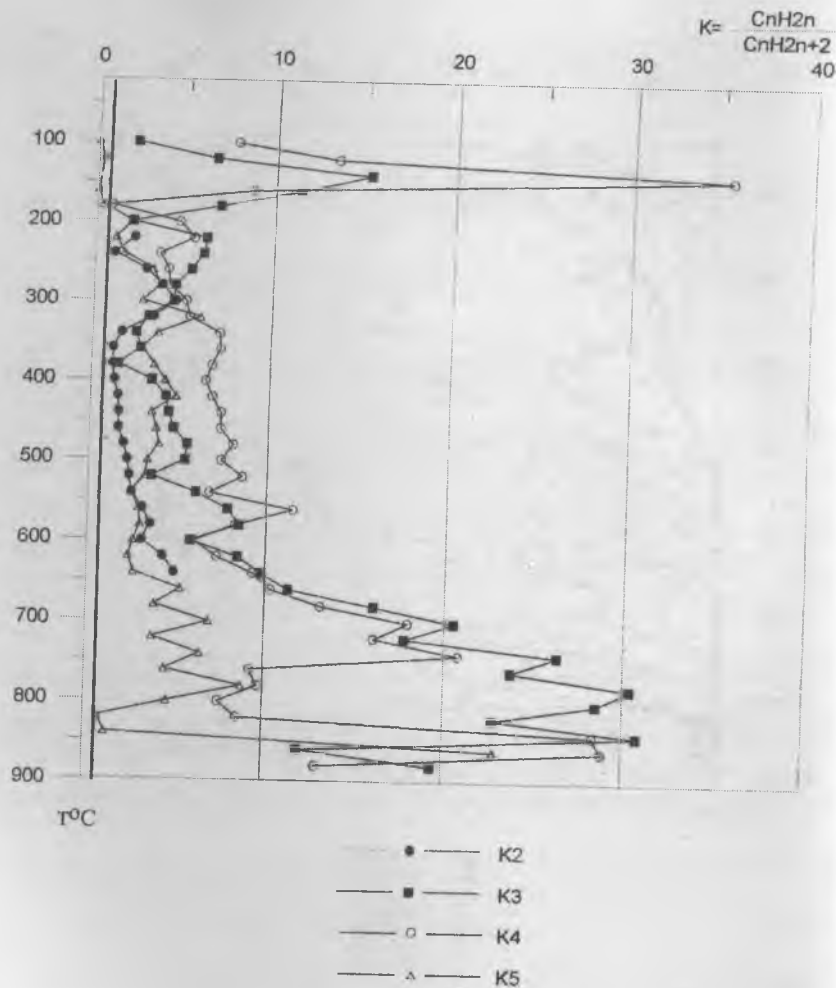


Рис. 6. Отношение непредельных углеводородов к предельным в пиролизате у углеродистого, битуминозного мрамора (образец С22/19, Мраморский поисковый отряд. Полевской район, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

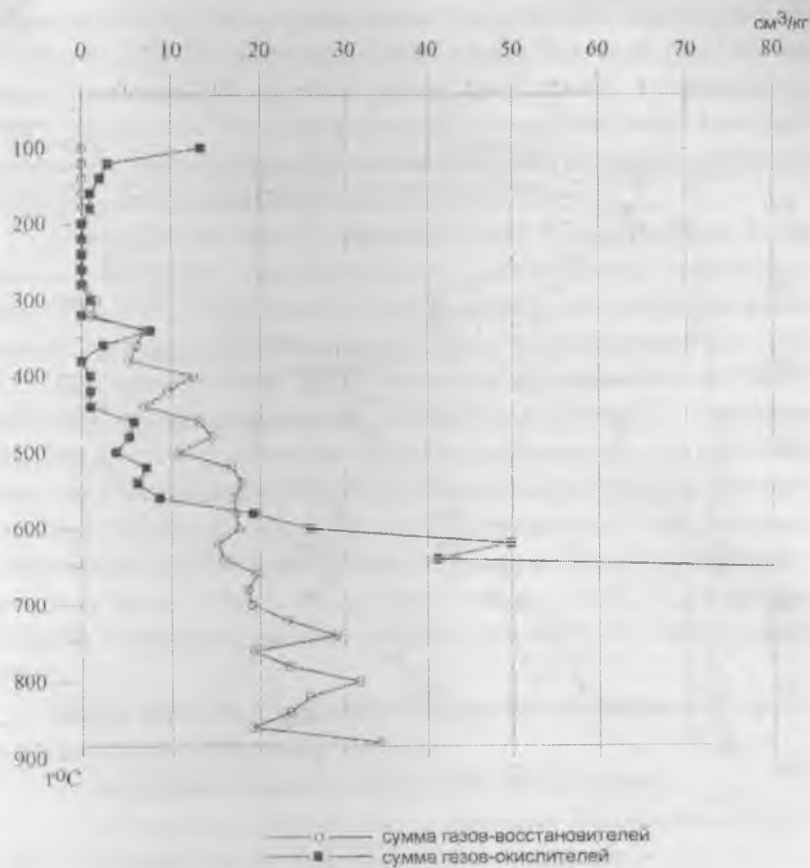


Рис. 7. Соотношение окислительных и восстановительных компонентов в пиролизате углеродистого, битуминозного мрамора (образец С22/19, Мраморный поисковый участок, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

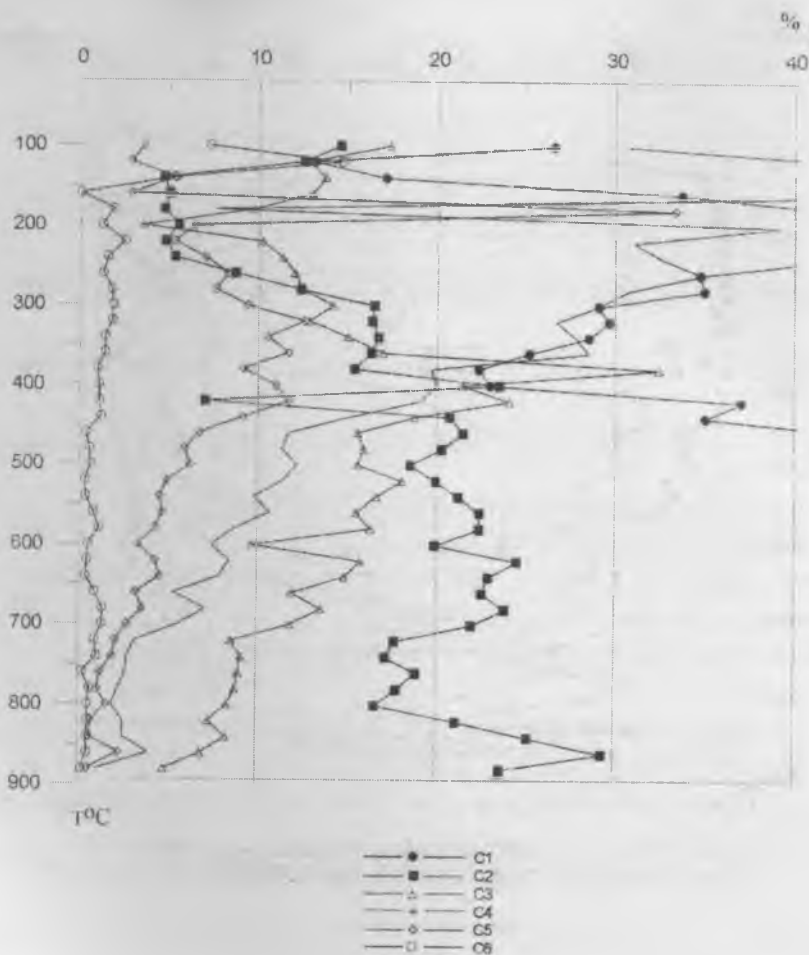


Рис. 8. Соотношение углеводородных газов (в %) в пиролизате углеродистого, битуминозного мрамора (образец С22/19, Мраморский поисковый отряд. Полевской район, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

Образцы мраморов характеризуются наличием продуктов уплотнения исходного ОВ, представленного планктонными водорослями, но в образце С22/19 отмечается наличие высших растений (рис. 9), поэтому генерация УВ для этого образца заканчивается, в основном, на 100°C выше (рис. 10) и, соответственно, этот образец имеет восстановительную зону в более широком температурном интервале и обладает большей емкостью для металлов.

Углеродистый сланец (образец № 1600) характеризуется более высокой (400-410°C) температурой (рис. 11) образования, нежели мрамор (360-380°C). В исходном осадке присутствовало осязательное количество органического вещества животного происхождения (рис. 12-13). По газовому составу сланца выделяется две геохимические зоны – 880-600°C с восстановительной обстановкой и 660-100°C – с окислительной (рис. 14-15). Золотонакопление в сланце происходит при более высоких температурах (700-680°C), чем в мраморе. Это подтверждается сопутствующими элементами. При более высоких температурах с золотом садится более легкий элемент, в данном случае это палладий с атомным весом 106.4 г, а в мраморе – кадмий (112.4 г). Локальные барьеры отмечаются при температурах 580-500°C, 440-400°C и 240-180°C.

Таким образом, в результате проведенного моделирования получены следующие основные результаты.

- определена палеотемпература образования пород
- установлены региональные и локальные геохимические барьеры, с которыми связано рудо- и минералообразование
- выделенные температурные барьеры (от минимальных до максимальных) отражают динамику геологического процесса
- рудообразование происходит при участии ОВ пород и чем разнообразнее ОВ, тем большей вместимостью для руд обладают породы.

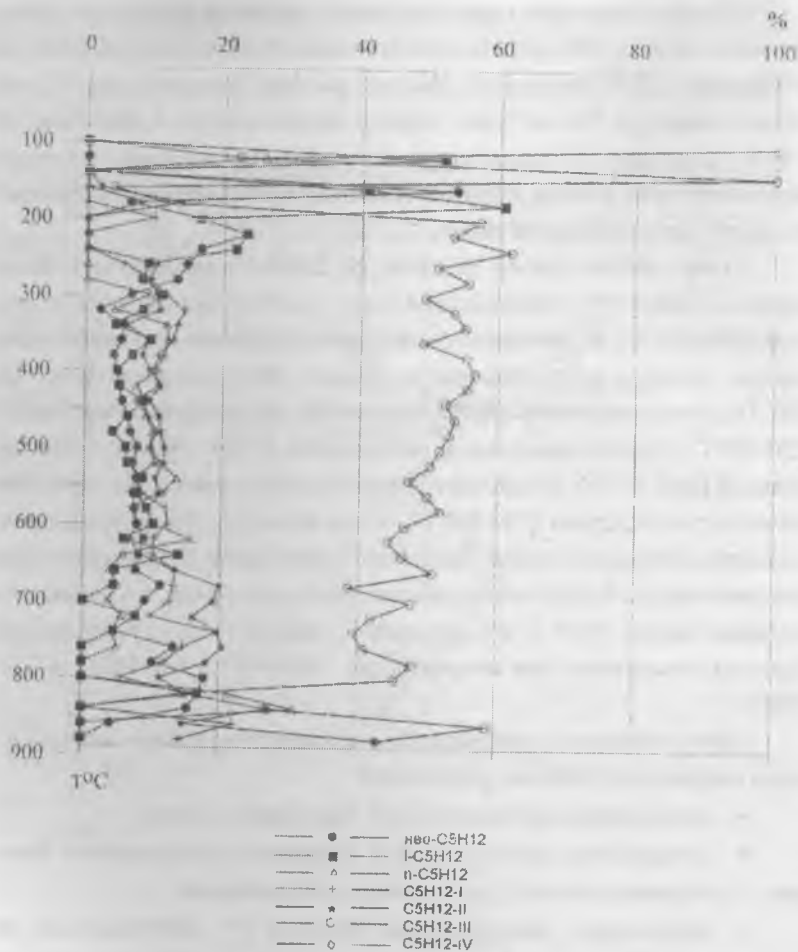


Рис. 9. Изменение соотношения пентанов и амиленов в пиролизате углеродистого, битуминозного мрамора (образец С22/19, Мраморский поисковый отряд. Полевской район, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

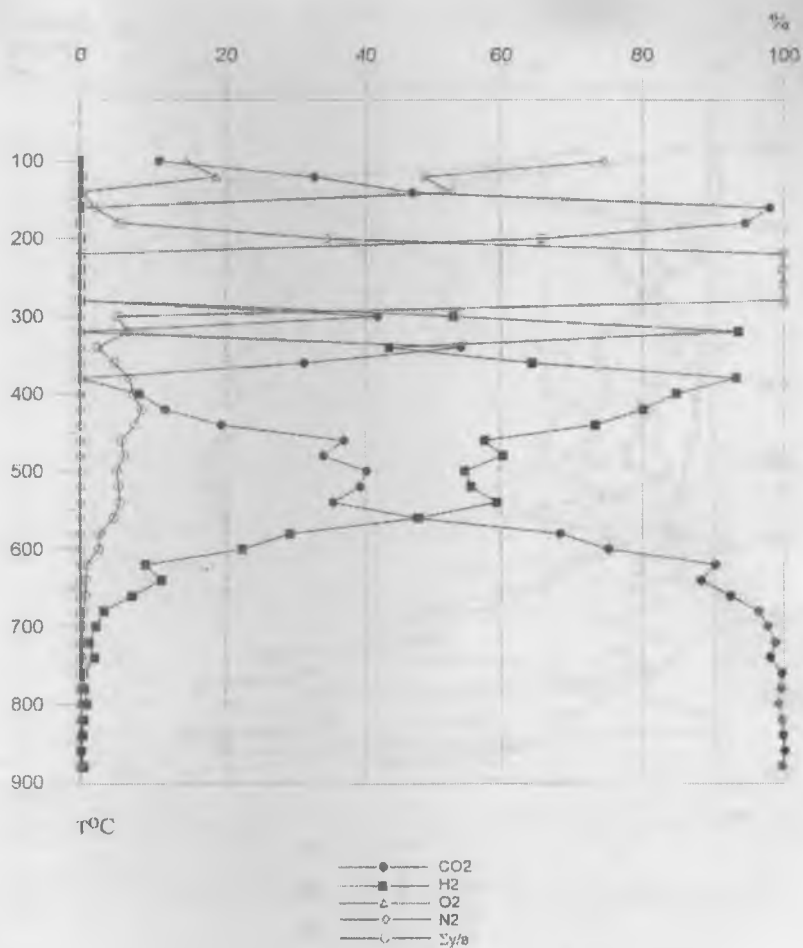


Рис. 10. Соотношение газов (%) в пиролизате углеродистого, битуминозного мрамора (образец C22/19, Мраморский поисковый отряд. Полевской район, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

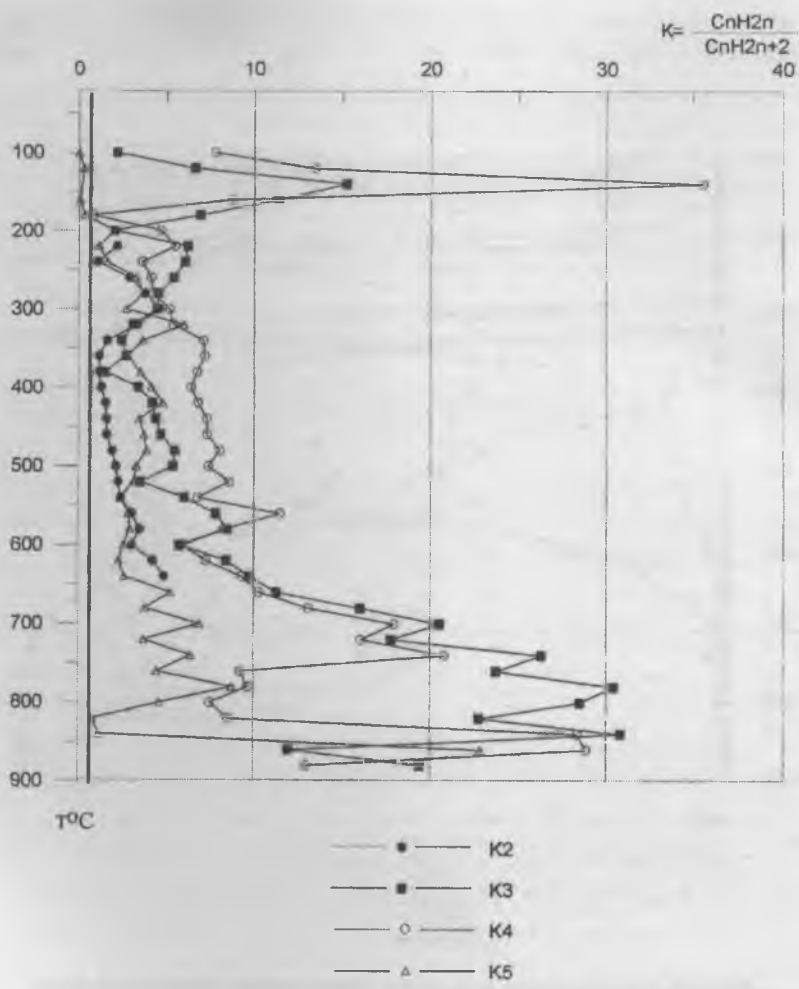


Рис. 11. Отношение непредельных углеводородов к предельным в пиролизате углеродистого, битуминозного мрамора (образец С22/19, Мраморский поисковый отряд. Полевской район, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

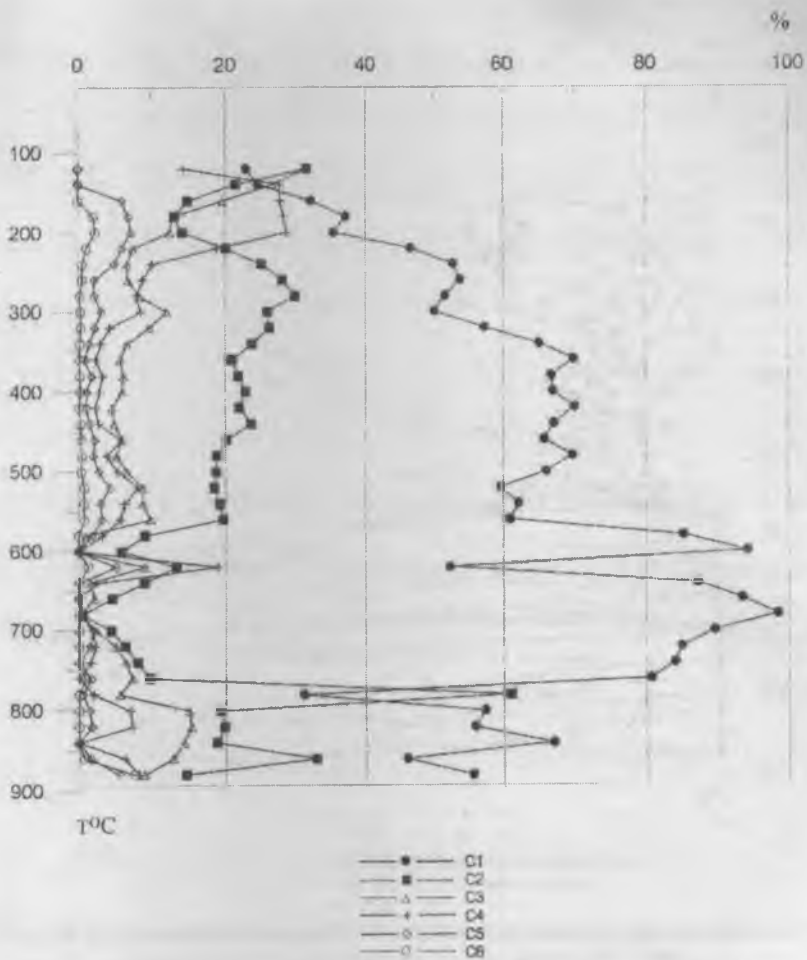


Рис. 12. Соотношение углеводородных газов (%) в пиролизате углеродистого сланца (образец №1600, Мраморный поисковый участок, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

за

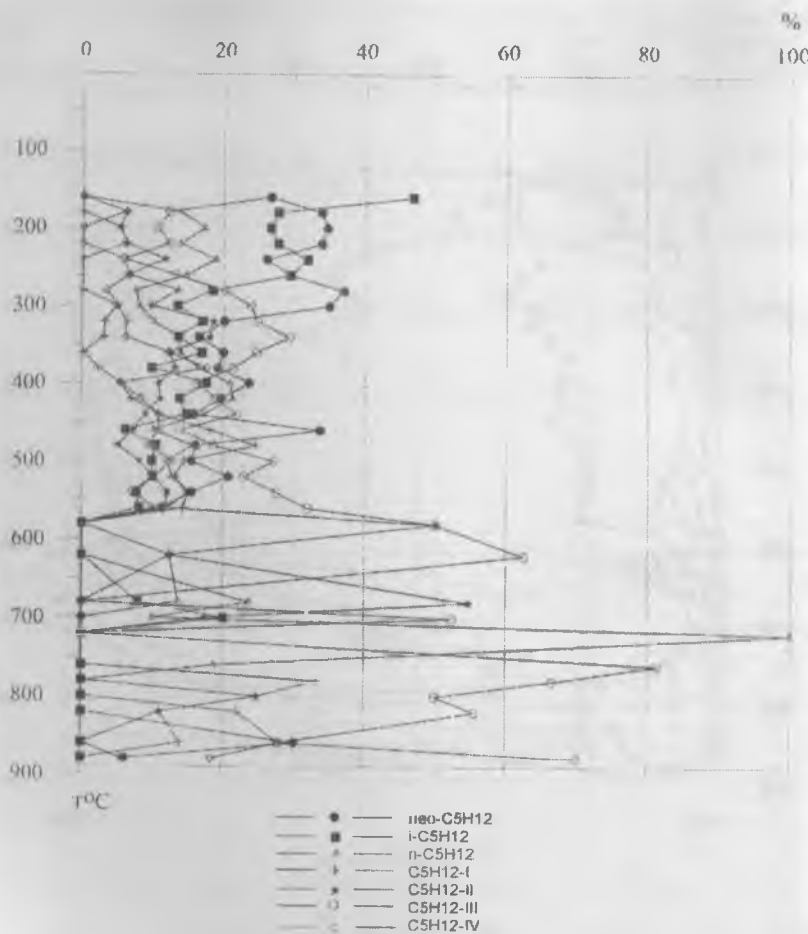


Рис. 13. Изменение соотношения пентанов и амилсенов в пиролизате образца № 1600 (углеродистый сланец, Мраморный поисковый участок. Полевской район, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

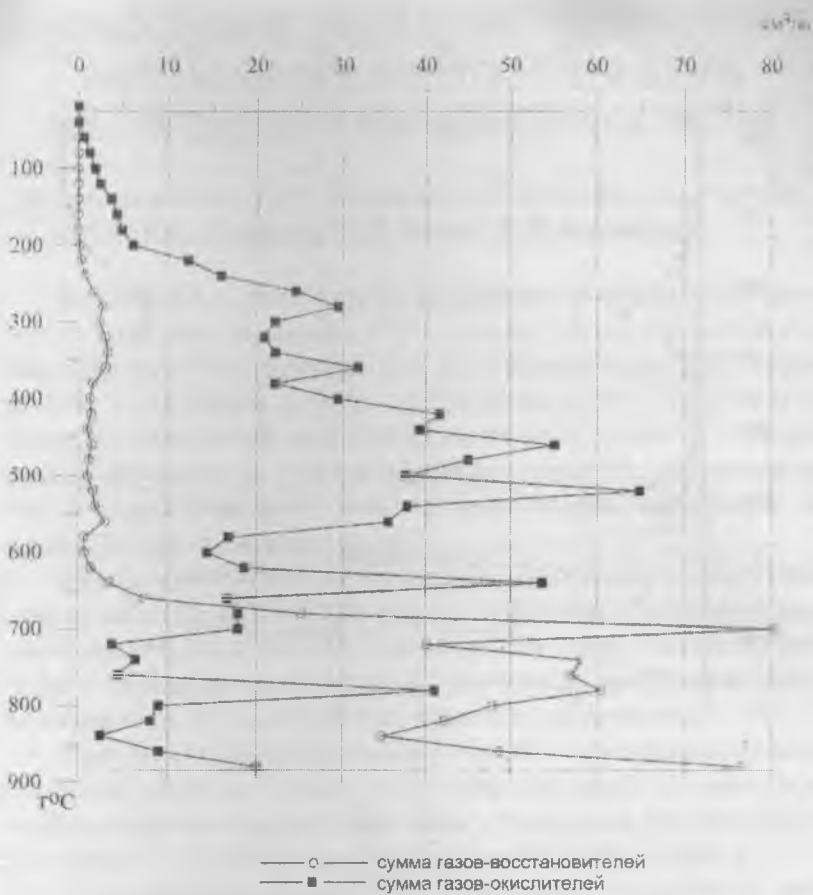


Рис. 14. Соотношение окислительных и восстановительных компонентов в пиролизате углеродистого сланца (образец № 1600, Мраморный поисковый участок, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

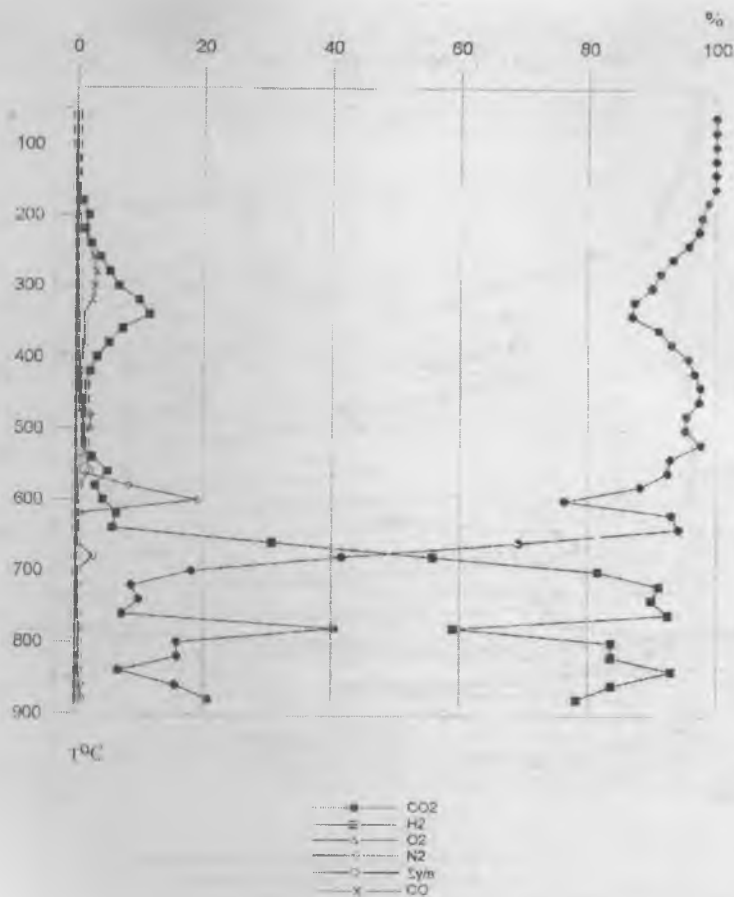


Рис. 15. Соотношение газов (%) в пиролизате образца № 1600 (углеродистый сланец, Мраморный поисковый участок, Полевской район, Екатеринбургская область) в зависимости от температуры пиролиза

1. Р.Н. Мурогова, С.Ф. Труфанова, П.Д. Жуков, Т.Л. Жуйкова. Способ определения палеотемпературы по газовой составляющей пород / Труды IX Международной конференции по термобарогеохимии 18-22 октября 1999 г., Александров, ВНИИСИМС, стр. 32-38

2. Дж. Хант. Геохимия и геология нефти и газа. М., Мир, 1982

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БИРКАЧАНСКОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

*М.В. Наталенко, С.Ф. Стружков, С.Г. Кряжев, О.Б. Рыжов,
В.И. Устинов, Б.И. Ишков, В.П. Карчавец*

Биркачанское месторождение расположено в южной части Омолонского срединного массива, в 25 км к северу от месторождения Кубака (Ишков, 1999 г.; Карчавец, 2001 г.; Наталенко и др., 2002) и приурочено к девонскому вулканоплутоническому поясу. По классификации М.М.Константинова (1984) месторождение относится к золото-геохимическому типу золото-серебряной формации. Подсчитанные запасы золота позволяют оценивать месторождение как среднее по масштабам при содержании 17,5 г/т.

Рудное поле локализовано в участке пересечения крупного субширотного надвига и зоны региональных рудоконтролирующих разломов северо-восточной ориентировки, особая роль которых подчеркивается приуроченностью к ним на значительном протяжении (десятки км) рассеянной золото-серицит-кварцевой минерализации.

Позиция месторождения связана с изгибом рудоконтролирующего разлома северо-восточного простирания. При правостороннем сдвиге сформировалась линзообразная область растяжения длиной около 2 км и шириной 200-300 м, в которой локализованы рудные тела.

Стратиграфический разрез на месторождении включает в себя девонские, каменноугольные, и пермские породы, слагающие моноклиналь, которая является крылом более крупной антиклинальной складки. Рудовмещающие девонские вулканиты относятся к кедонской серии и представлены андезитами, андезито-дацитами, игнибритами риолитов и риодацитов, лавами риолитов, а также их туфами, туфопесчаниками (рис. 1).

Стратифицированные образования прорваны позднедевонскими силлами рилитов, дайками верхнемеловых долеритов, диоритовых порфиритов, лампрофиров, а также небольшим штоком гранодиоритов.

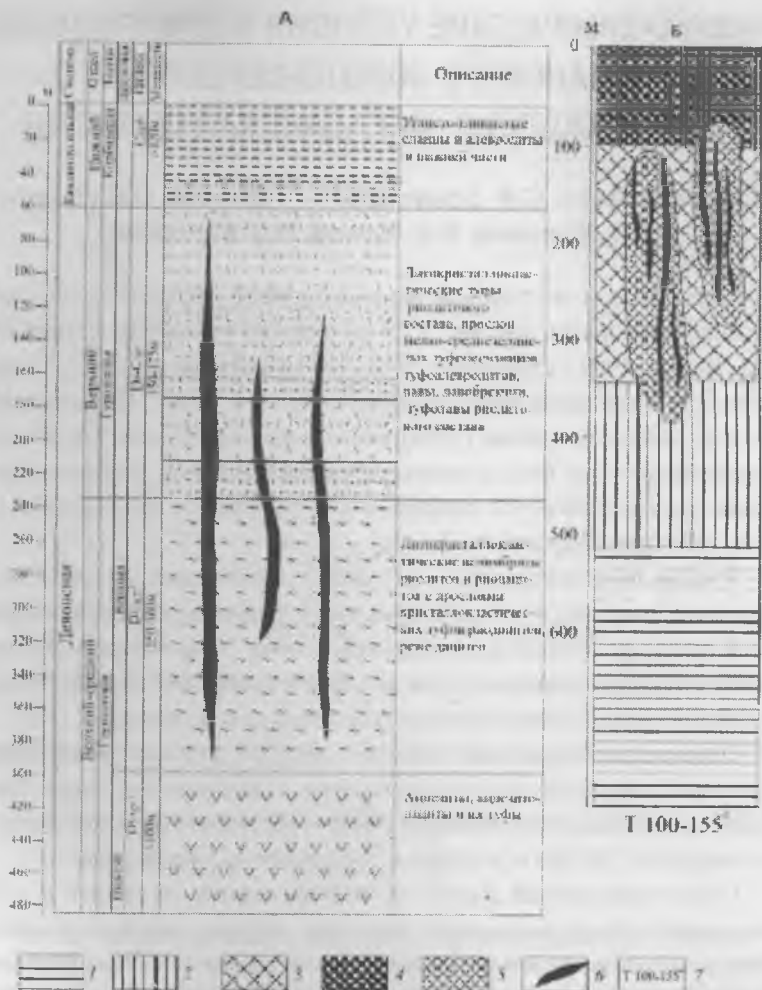


Рис. 1. Положение рудных тел в стратиграфическом разрезе (А) и в метасоматической колонке (Б)

1-среднетемпературные фации пропилитов; 2-низкотемпературные фации пропилитов; 3-кварцгидрослюдистая с каолинитом, диккитом, и др. глинистыми минералами фация аргиллизитов; 4-каолинитовая фация аргиллизитов (верхняя часть колонки аргиллизитов); 5-около жильные изменения кварцевого, кварц-серицитового, кварц-серицит-адулярового, кварц-гидрослюдисто-карбонатного состава; 6-рудные тела; 7-температуры рудообразующих растворов;

Метасоматические изменения включают в себя: дорудную площадную пропилитизацию и последовательно наложенные на нее линейные области дорудной аргиллизации и синрудных околожильных пирит-сидерит-серицит-кварцевых и адуляр-кварцевых изменений. Аргиллизиты слагают линзообразное крутопадающее тело длиной не менее 1800 м и мощностью (в поперечных разрезах) 250-600 м. Глубина развития аргиллизитов на продольном разрезе оценивается в среднем в 400 м. Колонка аргиллизитов в пределах месторождения представлена следующими зонами (сверху-вниз): 1) диккит-каолинитовой («каолинитовая шляпа»), 2) кварц-гидрослюдистой, 3) кварцевой.

Околожильные пирит-сидерит-серицит-кварцевые изменения на месторождении развиты повсеместно в виде чехольного ореола вокруг рудных тел. Адуляр-кварцевые изменения отмечены вокруг рудных тел лишь в приповерхностной части месторождения.

Совокупность рудных тел представляет в плане линзообразную, а в разрезе - веерообразную структуру, называемую «пучком рудных тел». В верхней части пучка рудных тел (в среднем до глубины 200 м) развиты рудоносные штокверки с невысокими содержаниями золота, а также отдельные маломощные жилы и прожилки, слагающие его «крону» (рудные тела 2, 3-А, 5). Глубже залегают сопряженные с ними богатые минерализованные зоны дробления, представляющие «стволовую» часть пучка рудных тел (рудное тело 3). Тела минерализованных брекчий формировались в долгоживущих рудоносных структурах, отличающихся многократным брекчированием и совмещением продуктивных минеральных ассоциаций. В продольной проекции основной рудной зоны золотая минерализация имеет волнообразное ленто-видное распределение (Рис. 2).

Руды месторождения Биркачан характеризуются сложным минеральным составом, в них установлено более 50 минералов. Среди жильных минералов преобладают кварц, серицит и сидерит. Среди рудных минералов резко доминирует пирит, меньше распространены минералы титана (рутил и анатаз). Реже отмечаются блеклые руды, самородное золото, электрум и халькопирит. Остальные рудные минералы распространены незначительно. Количество рудных минералов в жильно-прожилковых образованиях и метасоматитах составляет в среднем 0.1 – 0.5%. Соотношение Au/Ag в рудах составляет 1:4.

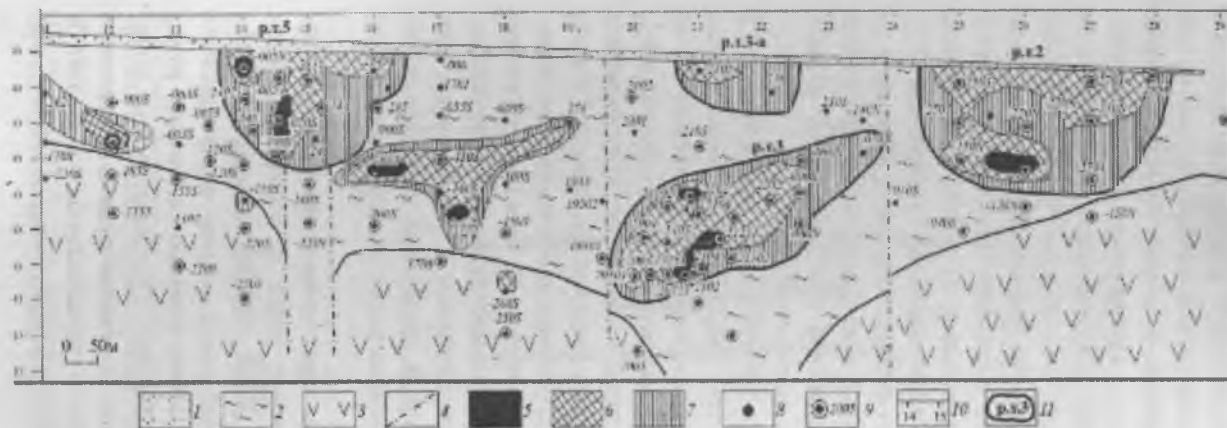


Рис. 2 Распределение содержаний золота в продольной проекции основной рудоносной зоны

1 - рыхлые четвертичные отложения; 2 - риолиты и их туфы гуринской толщи, игнимбриты риодацитов грунтовской толщи; 3 - андезиты грунтовской толщи; 4 - рудоконтролирующие разломы; 5 - 7 - содержания Au: 5 - более 30 г/т; 6 - 10-30 г/т; 7 - 5-10 г/т; 8 - скважины и их номера; 9 - скважины, из которых были отобраны образцы и их номера; 10 - буровые профили; 11 - рудные тела

В процессе минералообразования выделено четыре стадии, возраст которых определен рубидий-стронциевым изохронным методом по жильным калишпатам: 1) дорудная адуляр-кварцевая (324 млн. лет-ранний карбон); 2) дорудная адуляр-карбонат-кварцевая (172 млн. лет-средняя юра); 3) продуктивная золото-серицит-сидерит-кварцевая (159 млн. лет-поздняя юра); 4) пострудная кальцитовая.

Физико-химические особенности рудообразования изучались по данным гомогенизации микровключений (98 замеров в 27 пластинках), газовой хроматографии (20 анализов), анализов водных вытяжек (4 анализа) и изотопного состава кислорода жильного кварца (10 анализов).

Газово-жидкие микровключения наблюдались в кварцевых пластинках из адуляр-кварцевых, серицит-кварцевых (\pm сульфиды \pm золото) жил и прожилков Биркачанского месторождения. Изучались размеры, форма, фазовый состав и количество включений. Температуры гомогенизации газово-жидких включений определялись на установке УМТК-3.

Жильный кварц месторождения Биркачан характеризуется микровключениями минералообразующих растворов размером 1-20 мкм. Первичные и первично-вторичные включения (Ермаков, 1972) использовались для характеристики представленного в образце этапа (стадии) рудообразования, а вторичные включения – для выяснения температурных параметров последующих стадий.

По фазовому составу все изученные включения являются газово-жидкими. Коэффициент наполнения (относительный процент газовой фазы) – низкий, варьирует от 5 до 10%, положительно коррелируя с температурами гомогенизации. Сходный коэффициент наполнения ранее отмечался нами лишь на сурьмяно-ртутных проявлениях Дукатского рудного района. Для большинства золото-серебряных месторождений типичен более высокий коэффициент наполнения (10-30%). Гомогенизация всех изученных включений при нагревании происходит только в жидкую фазу. Фаза углекислоты во включениях не встречена. Существенно-газовые (паровые) включения в изученном кварце не развиты, признаки вскипания растворов отсутствуют. Включений с

NaCl не встречено, что указывает на рудоотложение из низкосолёных растворов.

В целом для жильного кварца установлен сравнительно узкий температурный интервал гомогенизации микровключений: 190-100°C при средней модальной температуре 130°C, что характеризует Биркачан как низкотемпературный объект (рис. 3). Внутри выявленного более широкого температурного диапазона предположительно выделяются 4 более узких частично перекрывающихся интервалов и максимумов, отвечающих различным генерациям включений: (3) - 100-150°C, (2, 4) - 150-180°C, (1) - 190°C. Приведенная характеристика материала пластинок позволяет охарактеризовать выделенные стадии рудообразования (табл. 1). Первой (адуляр-кварцевой) стадии соответствует максимум (1) - 190°C. Второй (адуляр-карбонат-кварцевой) и четвертой (карбонат-кварцевой) стадиям отвечает интервал (2, 4) - 180-150°C. Третья продуктивная (золото-серицит-кварцевая) стадия характеризуется наиболее низкими температурами (150-100°C) с хорошо проявленным максимумом 130°C.

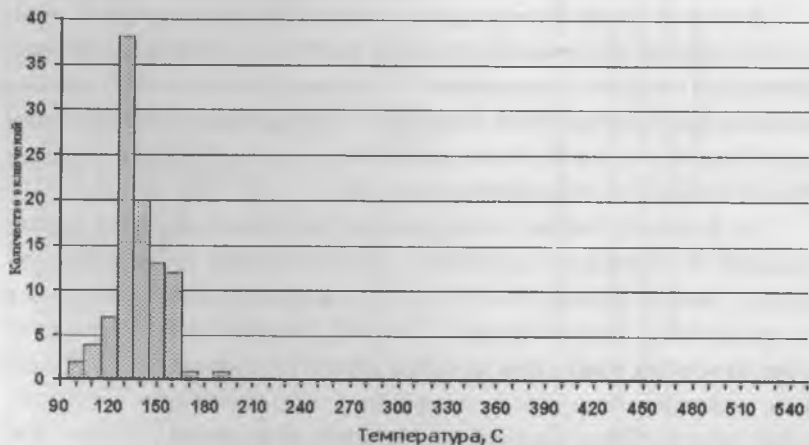


Рис. 3. Гистограмма температуры гомогенизации газово-жидких включений в жильном кварце месторождения Биркачан

Таблица 1

Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в жильном кварце.

N п/п	Номер пробы	Характеристика материала	Результаты термометрии, °С				(стадия минералообразования)
1	Б-2704-178,0	Адуляр-кварцевая ритмично-полосчатая жила (Au-0,2 г/т, I стадия, абс.возраст -324 млн.лет)	190 (I)				
2	Б-243-116,0	Адуляр-кварцевая ритмично-полосчатая жила с наложенными золото-кварцевыми прожилками (Au-1,4 г/т, II+III этапы)	135 (III)		160 (II)		
3	Б-274-63,6	Адуляр-кварцевая ритмично-полосчатая жила с наложенными золото-кварцевыми прожилками (II+III стадии)	130 (III)	130 (III)	130 (III)	130 (III)	170 (II)
4	Б-243-113,8	Кварцевый ритмично-полосчатый прожилок с наложенными золото-кварцевыми прожилками (II+III стадии)	150 (II)				
5	Б-2102-355,0	Брекчия с золото-кварцевым цементом (Au-42,56 г/т, III этап)	100 (III)		115 (III)		
6	Б-2102-351,0	Брекчия с золото-кварцевым цементом (Au-59,36 г/т, III стадия)	130 (III)				
7	Б-242-211,6	Золото-кварцевые секущие прожилки (Au-1,4 г/т, III стадия)	115 (III)	115 (III)	120 (III)	125 (III)	
8	Б-243-104,6	Золото-кварцевые секущие прожилки (Au-70,36 г/т, III стадия)	130 (III)				
9	Б-1450-000-53.8	Кварц-адулярная жила с гнездами более позднего кварца (II+III стадии)	130 (III)				
10	Б-1450-050-S-107,7	Ритмично-полосчатая кварц-адулярная жила с наложенными золото-гидрослюдис-то-кварцевым гнездами (Au-685,3 г/т, II+III стадии)	145 (III)				

Таблица 1(продолжение)

11	Б-1450-100-S-187,6	Ритмично-полосчатая адуляр-сидерит-кварцевая жила с наложенными золото-серицит-кварцевыми гнездами (Au-32,6 г/т, II+III стадии)	125 (III)		125 (III)		135 (III)		140 (III)	
12	Б-1500-220-S-328,0	На кварцевый прожилок III этапа наложены гнезда мусковита и сидерита (Au-2,2 г/т, III+IV (?) этапы)	135 (III)	135 (III)	140 (IV)	140 (IV)	140 (IV)	140 (IV)	145 (IV)	
13	Б-1800-150-S-130,1	Гнезда и прожилки золото-серицит-сидерит-кварцевого материала III стадии в риолитах (Au-52,0 г/т, III стадия)	150 (III)				150 (III)			
14	Б-19501-408,0	Серицит-кварцевая жила (Au-1,5 г/т, III стадия)	125 (III)		130 (III)		130 (III)		130 (III)	
15	Б-2004-332,1	Минерализованная брекчия с золото-серицит-сидерит-кварцевым цементом (III стадия)	125 (III)				130 (III)			
16	Б-2004-333,3	Серицит-кварцевая жила (Au-7,4 г/т, III стадия)	105 (III)	130 (III)	130 (III)	135 (III)	135 (III)	135 (III)	135 (III)	135 (III)
17	Б-2004-335,2	Кварц-адулярная жила с наложенными золото-серицит-сидерит-кварцевыми гнездами (Au-27,5 г/т, II+III стадии)	120 (III)	120 (III)	130 (III)	130 (III)	135 (III)	135 (III)	150 (II)	
18	Б-2104-366,6	Минерализованная брекчия с золото-серицит-сидерит-кварцевым цементом (Au-75,1 г/т, III+IV стадии)	155 (IV)		155 (IV)		155 (IV)		155 (IV)	
19	Б-2106-289,8	Минерализованная брекчия с золото-серицит-кварцевым цементом (Au-14,0 г/т, III стадия)	105 (III)		105 (III)		105 (III)		120 (III)	
20	Б-2106-290,1	Серицит-кварцевая жила (Au-14,0 г/т, III стадия)	130 (III)	130 (III)	130 (III)	130 (III)	130 (III)	130 (III)	130 (III)	130 (III)

Таблица 1(окончание)

21	Б-2250-000-S-292,7	Минерализованная брекчия с серицит-сидерит-кварцевым цементом (Au-11,3 г/т, III стадия)	100 (III)								
22	Б-21251-352,7	Минерализованная брекчия с золото-серицит-сидерит-кварцевым цементом (Au-287,6 г/т, III стадия)	130 (III)	130 (III)	130 (III)	130 (III)	130 (III)	130 (III)	135 (III)		
23	Б-21503-272,9	Минерализованная брекчия с золото-серицит-сидерит-кварцевым цементом и более поздние прожилки пирита (Au-26,0 г/т, III+IV стадии)	155 (IV)								
24	Б-2503-44,0	Кварц-адуляровый прожилок пересекается прожилком зонального кварца (Au-12,1 г/т, II+III стадии)	130 (III)								
25	Б-2600-220-N-108,4	Кварц-адуляровая жила с наложенными золото-серицит-кварцевыми и более поздними мусковитовыми гнездами (II+III+IV стадии)	130 (III)	145 (IV)	145 (IV)	155 (IV)	155 (IV)	155 (IV)	160 (IV)	160 (IV)	160 (IV)
26	Б-2700-150-N-241,0	Серицит-сидерит-кварцевая жила (Au-10,8 г/т, III стадия)	135 (III)			140 (III)			140 (III)		
27	Б-2900-250-N-159,4	Минерализованная брекчия с золото-серицит-сидерит-кварцевым цементом и поздними мусковит-кварцевыми прожилки (Au-60,0 г/т, III+IV стадии)	145 (IV)	145 (IV)	145 (IV)	145 (IV)	145 (IV)	145 (IV)	145 (IV)		

Температуры гомогенизации: минимальная - 100°C, максимальная - 190°C, средняя - 135°C. Количество анализов - 98.

Распределение температур гомогенизации газовой-жидких включений продуктивной стадии в продольной проекции основной рудной зоны (рис. 4) свидетельствует о том, что низкие температурные характеристики сохраняются на всем проанализированном вертикальном интервале (более 300 м). Палеотемпературное поле в целом характеризуется небольшими градиентами ($5^\circ/100\text{м}$), что отвечает сравнительно застойным условиям и предположительно связано с преобладающим диффузионным типом массообмена на месторождении. Несколько повышенные градиенты ($10-30^\circ/100\text{м}$) характерны лишь для рудного тела №3, что возможно объясняется наличием локальной зоны инфильтрационного массообмена.

Тем не менее, палеоизотермы позволяют наметить температурную зональность, предположительно указывающую на направления движения рудоносных растворов. Предполагается, что рудоносные флюиды двигались в плоскости рудной зоны снизу-вверх (под небольшим углом к горизонту) и с северо-востока на юго-запад, что в целом совпадает с анизотропией вмещающих пород. Значительная роль латеральной составляющей (пологозалегающего вектора) в движении рудоносных флюидов характерна для многих золото-серебряных месторождений (Дукат, Гуанохуато и другие) (Константинов и др., 2000).

По данным газовой-хроматографических анализов кварца месторождение Биркачан существенно отличается от месторождения Кубака (образцы Л.Н.Шишаковой) повышенной концентрацией CO_2 и пониженной концентрацией CH_4 (Табл.2). Предполагается, что это связано с формированием известных рудных тел Биркачанского месторождения в более приповерхностных условиях при повышенной активности кислорода.

Все проанализированные рудные тела Биркачанского месторождения приурочены к участкам с максимальными градиентами CO_2/CH_4 (см. Рис. 4). Не исключено, что резкая смена окислительно-восстановительного режима при смешении магматогенных рудоносных флюидов с кислород-содержащими метеорными водами являлась наиболее эффективным механизмом рудоотложения. Область пониженных значений CO_2/CH_4 предположительно фиксирует пути движения первоначального относительно восстановленного рудоносного флюида и совпадает со склонением палеоизотерм.

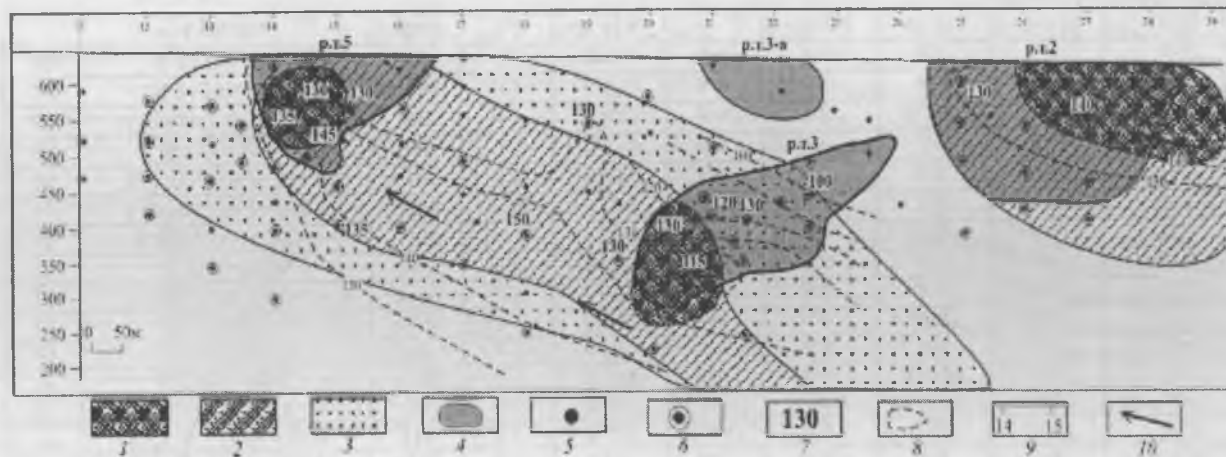


Рис. 4. Распределение температур гомогенизации и показателя CO_2/CH_4 в продольной проекции основной рудной зоны

1-3 - показатель CO_2/CH_4 (по данным газовой хроматографии): 1 - < 10 ; 2 - $10 \dots 20$; 3 - > 20 ; 4 - рудные тела; 5 - скважины; 6 - скважины из которых отбирались образцы; 7 - температуры гомогенизации газожидких включений; 8 - палеоизотермы; 9 - буровые профили; 10 - предполагаемые направления движения рудоносных растворов

Таблица 2

Результаты газохроматографических анализов месторождений Биркачан и Кубака

№ п/п	Номер пробы	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₂ H ₄	C ₃ H ₆	CO ₂ /CH ₄
Содержания компонентов, мл / кг кварца									
м-е. Биркачан									
1	Б-1300-155-S-75.5	<100	7,8	0,375	н.о.	0,005	0,005	н.о.	20,8
2	Б-1400-005-N-58.9	170	19,0	0,695	0,005	0,036	0,020	0,020	27,3
3	Б-1450-050-S-107.7	<100	3,5	0,273	н.о.	0,009	0,005	н.о.	12,8
4	Б-1450-050-S-129.2	203	7,2	0,777	н.о.	н.о.	0,010	0,014	9,3
5	Б-1450-100-S-187.6	<100	6,1	0,361	н.о.	0,014	0,015	0,014	16,9
6	Б-1700-110-S-204.9	<100	2,7	0,177	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	15,3
7	Б-1800-150-S-130.0	214	8,6	0,661	0,007	0,023	0,030	0,027	13,0
8	Б-2003-393.7	<100	2,1	0,416	н.о.	0,009	0,010	0,007	5,0
9	Б-2004-332.1	<100	2,7	0,334	н.о.	н.о.	0,008	н.о.	8,1
10	Б-2004-333.3	187	2,3	0,525	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4,4
11	Б-2004-335.2	<100	3,1	0,402	н.о.	н.о.	0,005	н.о.	7,7
12	Б-2104-366.6	<100	2,3	0,300	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	7,7
13	Б-2106-293.6	397	5,6	0,698	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	8,0
14	Б-2250-00-S-292.7	<100	10,0	0,280	н.о.	н.о.	0,005	н.о.	35,7
15	Б-2600-220-N-108.4	<100	1,6	0,293	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5,5
16	Б-2700-150-N-241.0	<100	3,5	0,252	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	13,9
17	Б-2804-46.0	246	3,3	0,450	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	7,3
18	Б-2900-250-N-159.4	405	4,3	0,839	н.о.	н.о.	0,005	н.о.	5,1
19	Б-21251-352.7	<100	3,3	0,150	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	22,0
20	Б-21503-272.9	<100	3,1	0,116	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	26,7
	Среднее	<260	5,1	0,419		<0.016	<0.011	<0.016	13,6

Таблица 2(окончание)

№ п/п	Номер пробы	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₂ H ₄	C ₃ H ₆	CO ₂ /CH ₄
Содержания компонентов, мл / кг кварца									
м-е Кубака									
1	1133/5* (Карьер)	123	1,2	1,630	н.о.	н.о.	0,022	н.о.	0,7
2	1126/1* (Карьер)	396	1,1	34,310	н.о.	н.о.	0,149	н.о.	0,0
3	1127/6* (Карьер)	261	1,4	7,600	0,023	н.о.	0,029	н.о.	0,2
4	510/1*	<100	0,8	0,480	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,6
5	517/3*	510	1,1	0,507	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	2,2
6	517/4*	3910	0,8	3,430	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,2
7	558/15в*	261	1,8	4,230	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,4
8	530/3*	560	2,1	3,986	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,5
9	расс.23*	720	1,5	3,150	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,5
	Среднее	>500	1,3	6,591			<0.052		0,7

Примечания: газы выделялись из кварца путем дробления в вакууме при 100° С

* Пробы Л.Н.Шишаковой

Аналитик: Ю.В.Васюта

Анализ водных вытяжек из раздробленных в процессе газохроматографического анализа проб кварца выполнен для определения состава рудообразующих растворов. Концентрации анионов в них определены методом ионной хроматографии, катионов и микроэлементов – методом ICP-MS, гидрокарбонат-ион не определялся. Результаты анализов нормированы по воде, выделенной из навески при дроблении (Табл.3).

Во всех образцах установлено присутствие хлор-иона, концентрации которого оказались более высокими в рудных телах №5 и №2. Концентрация хлоридов составляет здесь 5,5 - 11,2 %NaCl-экв., и значительно снижается в рудном теле №3 (1,4 – 3,0 % NaCl- экв.). Полученные результаты указывают на низкосолёный характер растворов и более высокую степень разбавления флюидов в наиболее проницаемой структуре (рудное тело 3), вмещающей богатые брекчиевые руды месторождения.

Сульфат-ион обнаружен только в образцах из рудного тела №3, что может быть связано с миграцией сульфат-иона из штокверковых рудных тел (№2 и №5) в более приповерхностные области и участия его в формировании каолиновой шляпы.

Большинство металлов, включая К и Са, обнаружены в вытяжках в аномально высоких концентрациях. По этому признаку Биркачанское месторождение резко выделяется среди других золото-серебряных объектов. Однако аномально высокой минерализации рудоносных флюидов противоречит отсутствие в газовой-жидких включениях дочерних минералов. Другим возможным объяснением может служить возможность выщелачивания металлов не только из вскрытых флюидных включений. Возможно, что основными их поставщиками в раствор служили твердые минеральные микровключения, рассеянные в массе кварца – карбонаты, слюды, сульфиды и сульфосоли. Эти включения, в принципе, также являются показателями состава рудообразующих растворов, и несмотря на невозможность расчета точной концентрации минералообразующих элементов во флюиде, могут служить в качестве типоморфного признака продуктивной минерализации. Так, несмотря на небольшое количество анализов, наблюдается отчетливая зависимость между содержаниями рудогенных элементов и количеством воды в кварце, подтверждающая связь флюидных включений с рудообразующим процессом.

Таблица 3

Результаты анализов состава водных вытяжек из кварца

№пробы	H ₂ O мг	Cl	SO ₄	Na	K	Ca	Mg	Fe	Mn	Sr	Li	B	Cu	Zn	Pb	As	Se	Mo	Sb	Te	Ba	Hg	Ag	Au
		Концентрации компонентов в 10 ⁻³ моль / кг выделенной из кварца H ₂ O																						
Б1450-050 (пр5)	0,072	955	<10	750	4300	5848	229	440	17	0,4	13,4	4,9	2,9	5,2	0,3	7,6	0,6	7,8	1,5	0,1	15,0	0,03	1,4	0,000
Б2004-333.4 (пр3)	0,066	519	1702	357	20143	2182	256	54	6	0,2	2,3	15,7	0,6	1,0	0,1	42,3	8,0	1,3	4,2	0,1	2,3	0,00	2,0	0,000
Б-2106-294 (пр3)	0,140	244	89	312	10231	3271	263	174	24	0,3	4,6	5,0	28,2	22,8	5,9	35,8	2,1	1,1	26,9	0,4	7,7	0,01	4,1	0,005
Б2804-46 (пр 2)	0,087	1932	<10	325	4674	372	190	220	5	0,1	9,8	12,6	5,4	13,5	1,9	12,4	0,9	25,9	6,3	0,1	7,7	0,13	9,1	0,106

Примечания: анализы выполнены в ЦНИГРИ, аналитики А.В.Смоленкова, И.В.Григорьева. Анализируемая навеска кварца – 0,44 г. NO₃⁻, F⁻, Br⁻ не обнаружены.

Изотопный состав кислорода рудоносных флюидов (Табл.4) определен с помощью метода фторной экстракции O_2 из кварца разновозрастных минеральных ассоциаций и последующей масс-спектрометрической регистрации величин δO^{18} ; воспроизводимость анализов $\pm 0,2\%$ (Устинов, 1983). Величина δO^{18} (SMOW) водной фазы рассчитана по изотопному геотермометру кварц-вода (Zheng, 1993).

Таблица 4

Изотопный состав кислорода кварца месторождения Биркачан

Стадии минералообразования	Минеральная ассоциация	№№ проб	Температура образования (по данным флюидных включений), °С	$\delta^{18}O$ (SMOW) кварца, ‰	$\delta^{18}O$ воды, ‰
Первая (324 млн.лет)	Кварц + полевой шпат	Б-2704-178,0	190	+6,2	-6,3
Вторая (172 млн.лет)	Кварц + полевой шпат	Б-243-116,0	130-170 (150) ¹	+7,7	-7,7
	Кварц	Б-242-211,6	130-170 (150)	+7,5	-7,5
	Кварц + полевой шпат + карбонат	Б-274-63,6	170	+6,4	-7,6
	Кварц + полевой шпат	Б-243-104,6	130	+9,1	-8,9
Третья (159 млн.лет)	Кварц	Б-283-64,5	100-130 (115)	+7,2	-11,8
	Кварц	Б-1201-174,8	100-130 (115)	+6,9	-12,1
	Кварц	Б-243-113,8	115-125 (120)	+6,1	-12,4
	Кварц + гидрослюда	Б-2102-355,0	100-115 (110)	+2,7	-13,0 ²
	Кварц	Б-241-32,2	100-130 (115)	+5,8	-13,2

¹ Минимальная-максимальная (средняя)

² Величина $\delta^{18}O$ рассчитана на основе изотопного баланса в смеси: кварц+гидрослюда

Анализы выполнены в ГЕОХИ РАН, аналитик В.И.Устинов

В качестве стандарта современных поверхностных (метеорных) вод для Омолонского массива можно принять $\delta O^{18} - 18\text{‰}$ (Yurtsever, Gat, 1981). В образовании данного месторождения не исключено участие магматической воды (δO^{18} магматических вод варьирует от +5 до +10‰. (Taylor, 1973)), смешение которой с метеорной и определяло изотопный состав кислорода. Анализ полученных нами данных позволяет предположить, что в течение всех трех стадий минералообразования рудоносные флюиды характеризовались смешанным метеорно-магматическим составом. Наблюдается отчетливое увеличение доли метеорной воды в процессе минералообразования: первая стадия - -6,3‰, вторая стадия - -7,3 - -8,9‰, третья стадия - -11,8 - -13,2‰. Изотопный состав третьей (продуктивной) стадии наиболее близок к ранее определенному составу золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: Дукат, Джульетта, Арылах, Лунный, Теплый (Стружков и др., 1997).

Принципиальные выводы, сделанные по данным геологических наблюдений, минералогических исследований, изучения газово-жидких микровключений, результатов газовой хроматографии, анализов водных вытяжек и изотопной геохимии, включают в себя следующие:

- Биркачанское месторождение принадлежит к наиболее верхней части палеогидротермальной системы (наличие «каолинитовой шляпы», низкие температуры рудоотложения (100-150°C), слабоконтрастное палеотемпературное поле).

- газовая хроматография демонстрирует существенное отличие Биркачанского месторождения от Кубакинского месторождения повышенной концентрацией CO_2 и пониженной концентрацией CH_4 , что связывается с формированием известных рудных тел в более приповерхностных условиях при повышенной активности кислорода;

- палеоизотермы указывают на существенную роль латерального движения рудоносных растворов в формировании месторождения и позволяют предположить пути движения рудоносных растворов: предполагаемый источник рудоносных флюидов находился в северо-восточной части рудного поля;

- присутствие в приповерхностной части месторождения релик-

тогового ореола адуляровых метасоматитов и смена их серицитовыми новообразованиями с глубиной свидетельствует о понижении рН рудообразующих растворов на глубоких горизонтах;

- отсутствие существенно-газовых включений и других признаков вскипания рудоносных растворов позволяет исключить это явление, характерное для многих золото-серебряных месторождений, в качестве ведущего механизма рудоотложения;

- состав изотопов кислорода позволяет предположить смешение первично-магматогенных флюидов с метеорными водами, резкую смену рН, фугитивности кислорода как наиболее вероятный механизм рудоотложения;

- наблюдается лентовидное распределение штокверковых рудных тел в продольной проекции основной рудной зоны и приуроченность богатых рудных тел (минерализованных брекчий) к структурным ловушкам (локальным участкам изгиба рудовмещающих разломов).

Согласно многочисленным теоретическим и экспериментальным исследованиям (Левин, Зотов, 1986), перенос золота и серебра в гидротермальных условиях осуществляется преимущественно в форме хлоридных (преимущественно AgCl_2^- , AuCl_2^-) и гидросульфидных (преимущественно $\text{Ag}(\text{HS})_2^-$, $\text{Au}(\text{HS})_2^-$) комплексов.

Важнейшими факторами, влияющими на распределение полезных компонентов золото-серебряных руд, согласно данным М.С.Сахаровой с соавторами (Шило и др., 1992), являются концентрационные соотношения металлов в растворе, температура, рН и анионно-катионный состав флюида.

Наиболее эффективными процессами, приводящими к осаждению благородных металлов, по мнению большинства исследователей являются разбавление, нейтрализация и окисление растворов. Именно такой тренд эволюции физико-химической обстановки установлен нами на месторождении Биркачан по анализу минеральных парагенезисов, изменчивости изотопно-геохимических и термобарогеохимических параметров.

Эти выводы позволяют представить следующую палеогидротермальную модель формирования месторождения (Рис. 5).

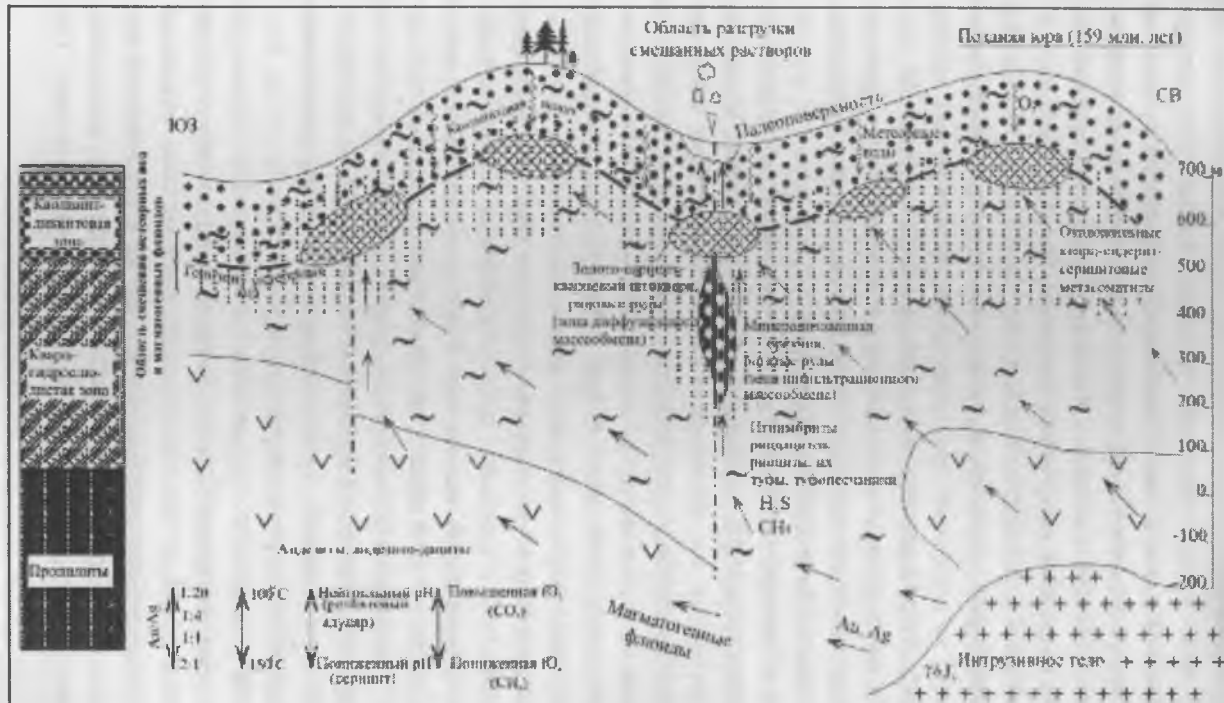


Рис. 5. Палеогидротермальная модель формирования Биркачанского месторождения

Источник магматогенных рудоносных растворов (позднеюрское интрузивное тело гранодиоритового состава) находился в северо-восточной части рудного поля. Гранодиоритовый состав рудоносной интрузии предполагается по аналогии с золото-серебряными месторождениями ОЧВП. Не исключено, что золото-серебряная минерализация связана со скрытой порфировой системой (Пак, 2002).

Рудоносные флюиды, обогащенные Au, Ag, CH₄, H₂S, HCl и другими компонентами, двигались вдоль рудоносного разлома (основной рудной зоны) по восстанию вмещающих пород (снизу-вверх) и с преобладанием латеральной составляющей (с северо-востока на юго-запад). Эти растворы имели пониженный pH и пониженную фугитивность кислорода. Перенос золота и серебра осуществлялся в виде гидросульфидных и/или хлоридных комплексов.

От палео-поверхности происходило просачивание метеорных вод с около-нейтральным pH, обогащенных O₂. Не исключено, что просачивание метеорных вод происходило вдоль надвига. При смешении рудоносных магматогенных растворов и метеорных вод происходило их разбавление, резкая смена кислотности-щелочности и окислительно-восстановительных условий. В результате распада комплексных соединений из растворов осаждались рудные компоненты.

Вдоль горизонта метеорных вод формировалась лента штокверковых рудных тел с рядовыми рудами, в которых золото-серицит-кварцевой продуктивной ассоциацией были сложены сравнительно тонкие прожилки. В этой области преобладал диффузионный тип массообмена. Лентовидное волнообразное распределение продуктивной минерализации в продольной проекции основной рудной зоны вероятно связано с ундуляциями уровня метеорных вод, обусловленными палео-рельефом и поперечными разломами.

Богатые рудные тела формировались в подводящих каналах под телами рядовых штокверковых руд. Эти рудные тела, зачастую сложены минерализованными брекчиями, цемент которых практически нацело выполнен продуктивной ассоциацией, ею же в значительной степени замещены и обломки, представленные измененными вмещающими породами и предшествующими адуляр-кварцевых жилами. Тела

минерализованных брекчий формировались в долгоживущих рудоносных структурах, отличающихся инфильтрационным типом массообмена, многократным брекчированием, совмещением продуктивных минеральных ассоциаций и условиями растяжения. Предполагается, что богатые рудные тела были приурочены к структурным ловушкам, находившимся на пути постоянно действующих потоков рудоносных растворов. Такие потоки вероятно направлялись к областям разгрузки смешанных растворов на дневной поверхности, маркирующихся понижениями уровня грунтовых вод.

При дальнейшем подъеме к дневной поверхности из смешанных растворов, отличающиеся преобладанием сравнительно кислой газовой составляющей, отделившейся от первичных магматогенных растворов в результате их смешения с метеорными водами, отлагался каолинит. Присутствие каолинита на глубоких горизонтах может быть связано с локальными более глубокозалегающими участками рудоотложения.

Не исключено, что позиция участков богатых руд в палеогидротермальной системе закономерна и приурочена к понижениям «ленты» рядовых штокверковых руд. Вместе с тем, необходимо заметить, что наряду с описанной позицией, глубокие горизонты месторождения в принципе благоприятны для формирования богатых руд, которые могут быть также локализованы и в других структурных ловушках (оперяющих основную рудную зону трещинах, изгибах рудовмещающих разломов, под экранами слабопроницаемых пород и т.п.).

Таким образом, результаты изучения газово-жидких микровключений и водных вытяжек, данные газовой хроматографии и изотопной геохимии указывают на принадлежность Биркачана к наиболее верхней части палеогидротермальной системы, на значительную роль латеральной составляющей в движении рудоносных флюидов и на смешение первично-магматогенных растворов с метеорными водами как наиболее вероятный механизм рудоотложения. На глубоких горизонтах не исключено обнаружение богатых рудных тел кубакинского типа.

1. *Ермаков Н.П.* Геохимические включения в минералах. М., Недра, 1972, 240с.
2. *Константинов М.М.* Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М., Недра, 1984, 138 с.
3. *Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н., Стружков С.Ф., Сынгаевский Е.Д., Шишакова Л.Н.* Золото-серебряные месторождения. Серия: модели месторождений благородных и цветных металлов. Москва, ЦНИГРИ, 2000, 239 с.
4. *Наталенко М.В., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б., Вакин М.Е., Ишков Б.И., Гиллес Б., Карчаевец В.П. Устинов В.И., Шергина Ю.П.* Геологическое строение и минералогия руд месторождения Биркачан, Магаданская область. // Руды и металлы. 2002, №6, с.37-52
5. *Пак А.М.* Порфирировое оруденение Южно-Омолонского рудного района. Колыма, №4, 2002, с.14-24
6. *Стружков С.Ф., Константинов М.М., Аристов В.В., Рыжов О.Б., Шергина Ю.П.* Зональность золоторудных узлов в структурах активизации Северо-Востока России. Колыма, № 1, 1997, с.5-16
7. *Устинов В.И.* Методический аспект геохимии стабильных изотопов // Школа-семинар – Методы изотопной геологии. – М., 1983, с.7-8
8. *Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Ряховская С.К., Брызгалов И.А.* Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. М., Наука, 1992
9. *Taylor H.P.* O^{18}/O^{16} evidence for meteoric hydrothermal alteration and ore deposition in the Tonopah, Comstock Lode, and Goldfield mining districts, Nevada// Econ.Geol, 1973, v.68, p.747-764.
10. *Yurtsever Y., Gat T.R.* Stable isotopes in atmospheric waters / Stable isotope hydrology, 1981, p.103-142
11. *Zheng Y.-F.* Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // Geochem. et Cosmoch. Acta, 1993, v.57, pp.1079-1091

ГЕНЕЗИС КОРУНДА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАС- ПЛАВНЫХ И МИНЕРАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ (НЕЗАМЕТНИНСКОЕ, ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Э.Г. Одариченко, Б.Л. Залищак, В.А. Пахомова, В.Б. Тишкина

Проблема образования корунда всегда вызывала у геологов большой интерес и служила предметом острых дискуссий. Изучение доступных литературных сведений показывает, что достоверность фактического материала, характеризующего условия образования корунда, чрезвычайно слабая, что связано со многими обстоятельствами. Как правило, обсуждаются корунды из россыпей, в то время как редкие сведения о коренных месторождениях лишены достаточной освещенности геологии, петрографии пород и других важных характеристик, изобилуют неопределенностями в диагностике пород и минералов, последовательности их образования. Практически отсутствуют в литературе сведения о физико-химических параметрах образования природных корундов, за исключением нескольких работ [4, 12, 13, 17, 18]. Многие зарубежные публикации о корундах ориентированы на рассмотрение экономических показателей сырья и месторождений. По этим причинам возникает ряд затруднений в трактовке генезиса многих известных месторождений. Поэтому в настоящее время особый интерес представляют конкретные данные о реальных месторождениях корунда, которые не допускали бы неоднозначного толкования фактов и позволили бы обоснованно судить о происхождении корунда.

Геология Незаметнинского месторождения

Незаметнинское месторождение золота с благородными корундом и цирконом, открытое З.А. Коноховым, как золото-оловянное, в начале тридцатых годов прошлого столетия [6], находится в Красноармейском районе Приморского края. В результате поисковых и разведочных работ, проводившихся на площади Незаметнинского золото-россыпного узла спорадически, начиная с 1933 г. и вплоть до настоящего времени, открыты аллювиальные россыпи золота в бассейнах р.р.

Кедровки, Черной Речки и вольфрам-золоторудное месторождение Незаметнинское. Большинство из разведанных россыпей отработано, а коренное месторождение Незаметнинское не разрабатывается, ввиду низких содержаний полезных компонентов (Au, W, Sn). Целенаправленные работы на камнесамоцветы на площади месторождения и его окрестностей начали проводить только с конца 1980-х годов [Жигула, 1989 г.], после сообщения геолога И.Ф. Федчина о наличие в золотоносных песках аллювия р. Кедровки драгоценных камней (сапфира и гиацинта) [2].

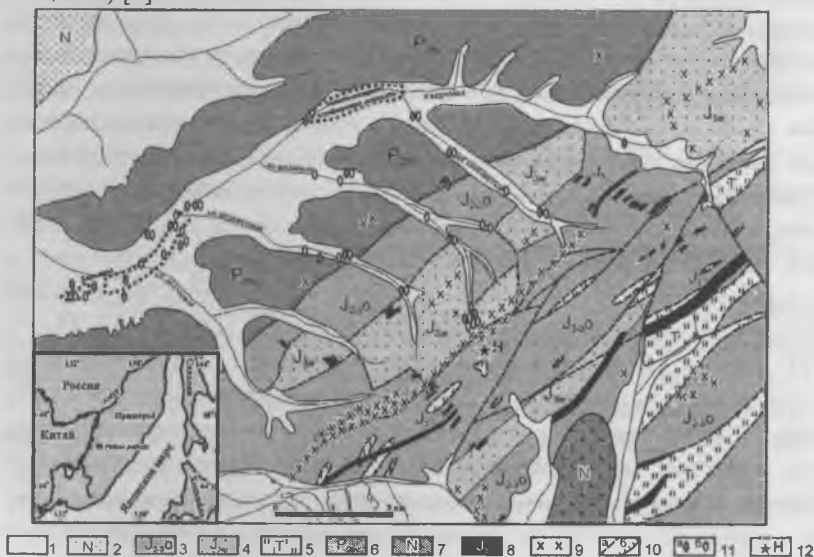


Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна р. Кедровка, Приморский край (по Сясько А.А., 1992 г.)

1 – четвертичные и современные отложения; 2 – неогеновые конгломераты, песчаники, глины; 3 – средне-верхнеюрские турбидиты; 4 – верхнеюрские алевролиты и песчаники; 5 – триасовые плитчатые кремни, кремнистоглинистые породы; 6 – верхнепермские песчаники, аргиллиты, алевролиты (аллохтон); 7 – неогеновые базальты; 8 – позднеюрские диориты, габбродиориты, габбро, спессартиты, долериты, базальты; 9 – выходы тел раннемеловых гранитоидов; 10 – разрывные нарушения: а – разломы, б - надвиги; 11 – находки в россыпях: а - корунда, б - циркона; 12 – Незаметнинский шток гранитпорфира.

Месторождение расположено в пределах Самаркинской аккреционной призмы Сихотэ-Алиня (рис. 1), сложенной средне-позднеюрскими турбидитами с алахтонными образованиями верхней перми и пластинами кремней и кремнисто-глинистых пород триаса [9]. Все породы смяты в сложные складки и разбиты многочисленными разрывными нарушениями преимущественно северо-восточного простирания. Кайнозойские отложения слагают долины р. Кедровка и ее левых притоков и представлены слабо диагенезированными гравелистами, конгломератами и аргиллитоподобными глинами.

Широкое распространение в районе месторождения получили магматические образования, прорывающие докайнозойские осадочные породы. Один из выходов, предполагаемой на глубине гранитной интрузии площадью 15 км², обнажается в виде штока гранит-порфиров в верховье кл. Незаметного. Широко проявленный на площади месторождения дайковый комплекс представлен раннемеловыми - гранит-порфирами, аляскитами, гранодиоритами; позднеюрскими - кварцевыми диоритами, спессартитами, вогезитами, долеритами и неогеновыми базальтоидами.

Метасоматическим изменениям в той или иной степени подвергнуты все породы месторождения. Толщи ороговикованных пород образуют на площади месторождения купольную структуру (около 4 км в поперечнике). Большая часть метасоматитов расположена в пределах полей ороговикованных пород (рис. 2). Грейзены представлены кварц-мусковитовыми и кварц-серицит-мусковитовыми фациями, развитыми по гранит-порфирам штока, дайкам гранодиорит-порфиров и вмещающим шток кремнисто-глинистым сланцам. Мощность зоны грейзенизации в экзоконтакте штока составляет от 1 до 10 м. Кварц-серицитовые, кварц-серицит-альбитовые, кварц-альбитовые метасоматиты обрамляют зону грейзенизации. Во внутренней части зоны преобладают кварц и серицит, во внешней – кварц и альбит, второстепенные хлорит, турмалин, пирит и арсенопирит. Наиболее интенсивному кварц-альбитовому замещению подвержены кремнисто-глинистые сланцы. Кварц-альбит-эпидот-актинолитовые пропилиты развиты в северо-западной части Незаметнинского штока.

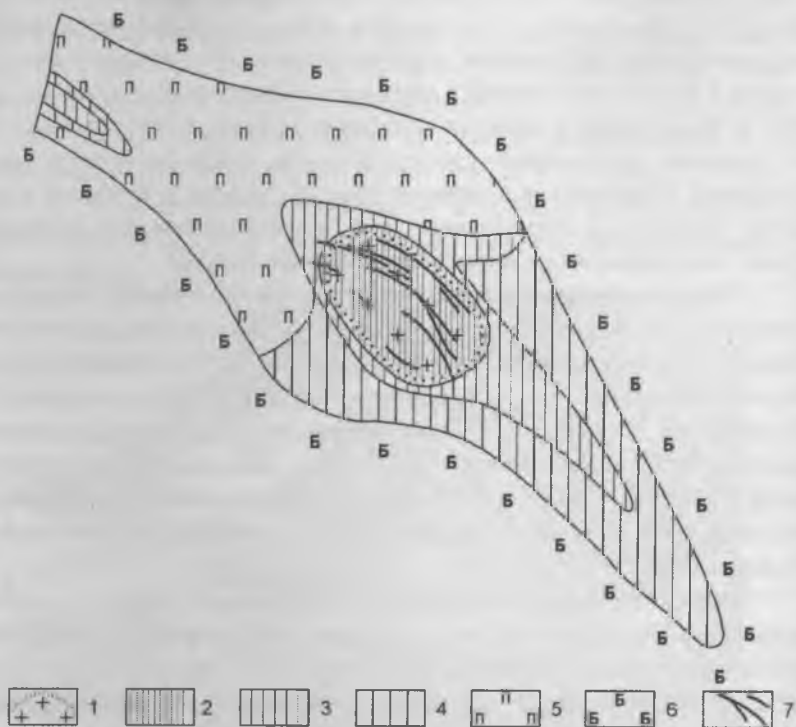


Рис. 2. Схема метасоматической зональности Незаметнинского месторождения (по материалам Макарова О.П. и др., 1991 г.)

1 – контур штока гранит-порфиров; 2 – грейзены (кварц-серицит-мусковитовые и кварц-мусковитовые породы); 3 – осветленные породы (кварц-серицитовые и кварц-серицит-альбитовые); 4 – осветленные породы (кварц-альбитовые); 5 – пропилиты (кварц-альбит-эпидот-актинолитовые породы); 6 – биотитовые рогики; 7 – кварцево-рудные жилы.

Методика исследования

Материалом послужили образцы, собранные сотрудниками геммологической лаборатории ДВГИ ДВО РАН в процессе целенаправленных полевых исследований на площади Незаметнинского рудного поля в период 2000-2002 г.г. Отбору образцов корунда, отмытых из

россыпей бассейна р. Кедровка, для термобарогеохимического исследования предшествовало их визуально-оптическое наблюдение под биноклем, затем из всей совокупности были отобраны корунды, содержащие включения. В дальнейшем кристаллы помещались в полистирол и полировались сначала на алмазных кругах с различной крупностью зерен, а по мере приближения включений к поверхности на 15-, 10-, 3- и 1-микронных алмазных пастах, что обеспечивало полировку высокого качества, как самих корундов, так и значительно более мягких минеральных и расплавных включений. Кроме того, из образцов корунда были изготовлены плоскопараллельные, отшлифованные с обеих сторон пластинки различной толщины (1-5 мм), в зависимости от их прозрачности, с последующим просмотром под микроскопом при 100-1000-кратном увеличении с целью анализа объемного распределения включений и их привязки к определенным кристаллографическим направлениям и зонам роста. Все это позволило синхронизировать включения и проследить тренд изменения их состава в процессе роста кристаллов корунда. Такой метод изучения включений позволяет получить уникальную информацию об условиях и среде кристаллизации корунда.

Анализ минеральных включений в корундах проведен ст.н.с. М.И. Лапиной в лаборатории кристаллохимии ИГЕМ РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-5300, оборудованном аналитической приставкой – энергодисперсионным спектрометром LINK ISIS. Параметры съемки следующие: ускоряющее напряжение - 25кV, ток – 50 нА, диаметр зонда – 4-10 мкм, градуировка зонда с помощью химически чистого металлического кобальта, время счета 100 секунд. Для количественного расчета концентраций элементов использовалась встроенная поправочная программа ZAF-коррекции LINK EDS.

На подобном электронном микроскопе LEO 1430VP с EDS-системой к.г.-м.н. Н.С. Кармановым в лаборатории петро- и рудогенеза ГИН СО РАН проведено изучение состава биотита и стекла в прогретом первичном расплавном включении, содержащемся в корунде. Параметры съемки следующие: ускоряющее напряжение – 20 кV, ток зонда – 60 нА, диаметр зонда – 5-10 мкм.

Минеральные и расплавные включения

Визуально-оптическое исследование фазового наполнения включений в корундах Незаметнинского месторождения позволило выделить среди них три группы: минеральные; расплавные; газовой-жидкие. Результаты наших генетических построений основаны исключительно на информации, полученной по сингенетичным минеральным и расплавным включениям.

Сингенетичные минеральные включения представлены рутилом, альбитом, цинксодержащим герцинитом, колумбитом, цирконом, флюоритом и монацитом [7, 8, 10, 14, 15]. Большая часть из перечисленных минеральных включений в незаметнинских корундах установлена нами еще в 2001 году [7], за исключением герцинита и колумбита, обнаруженных в 1998 году С.А. Ананьевым с соавторами [1]. Сингенетичность указанных минеральных включений в кристаллах корунда подтверждается наличием индукционных поверхностей, угнетенностью форм минеральных индивидов, эпитаксиальным характером сростания с корундом-хозяином, а также особенностями расположения в кристаллах.

В коричневых, синих, голубых, сине-зеленых прозрачных и просвечивающих корундах встречены тонкие иголки рутила различной длины, скрещивающиеся в трех различных направлениях под углами 60/120°. Они диагностированы под поляризационным микроскопом и характеризуются высоким показателем преломления (больше 2,5; у корунда – 1,76) и очень высоким двупреломлением. Также рутил определен качественно с помощью электронного микроскопа JSM-5300, оборудованного аналитической приставкой – энергодисперсионным спектрометром LINK ISIS (фото 1). Малая толщина иголок (~1–2 мкм) не позволила выполнить количественный анализ, поскольку диаметр зонда составлял порядка 5 мкм, и, следовательно, при проведении микронзондового анализа захват матрицы корунда был неизбежен. Возможность присутствия тончайших иголок рутила в корунде обсуждается в ряде публикаций [11, 16], но все дискуссионные моменты также упираются в технические возможности аналитических приборов.

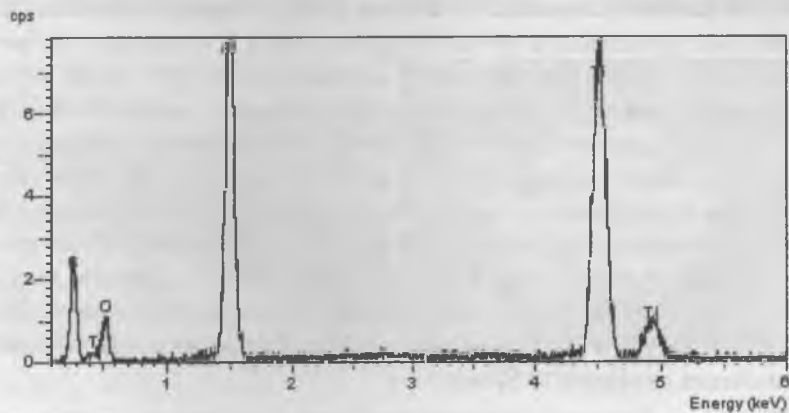
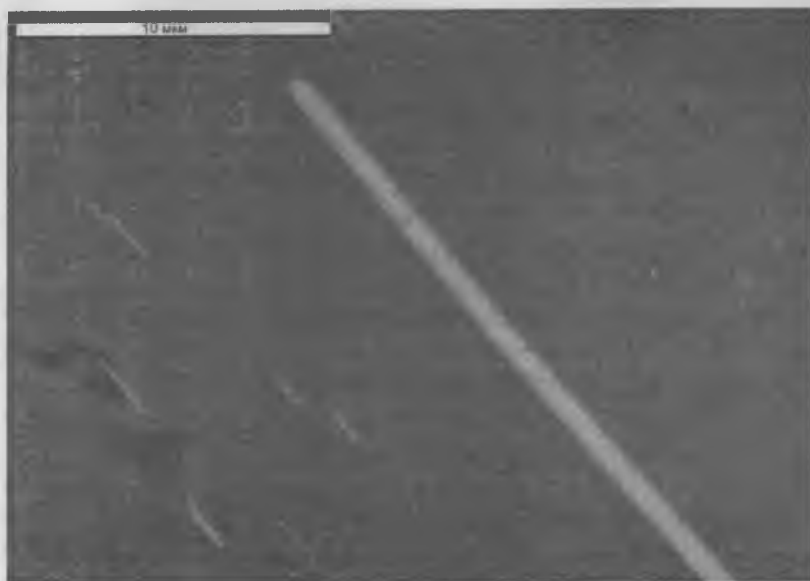


Фото 1. Включения рутила в корунде (отраженные электроны) и его качественный спектр

Альбит образует бесцветные прозрачные кристаллы неправильной, редко идиоморфной формы размером до 70 мкм (фото 2а). Цинк-содержащий герцинит представлен октаэдрическими и ромбододекаэдрическими кристаллами черного и зеленоватого (в тонких сколах) цвета размером 40 - 300 мкм (фото 2б). Некоторая часть кристаллов герцинита имеет оторочку из бесцветного корунда шириной не более 10 мкм, что, вероятно, указывает на их протогенетическое происхождение. Колумбит образует таблитчатые часто удлинённые в направлении совместного роста с корундом-хозяином непрозрачные кристаллы коричневого и черного цвета, их размер варьирует от 70 до 800 мкм (фото 2в). Включения бесцветного циркона размером от 20 до 100 мкм имеют призматическую, иногда округлую форму (фото 2г, е). Неправильной формы кристаллические агрегаты флюорита размером от 5 до 60 мкм обнаружены с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-5300 с энергодисперсионным спектрометром LINK ISIS в темно-синем непрозрачном корунде (фото 2д). Выделение монацита неправильной формы размером около 2 мкм (качественный анализ) зафиксировано в цирконе, являющемся включением в синем просвечивающем корунде (фото 2е).

Первичные расплавы включения (ПРВ) в корундах Незаметнинского месторождения встречаются крайне редко. В основном, они располагаются в центральных частях кристаллов согласно зонам роста последних. Чаще всего включения этого типа имеют овальную, иногда уплощенную, редко изометричную форму. Они состоят из прозрачного стекла и газового пузырька, иногда содержат одну или несколько минеральных фаз (фото 3). Среди минеральных фаз, присутствующих в ПРВ, диагностирован биотит (таблица 1). В большинстве случаев объем газового пузырька (пузырьков) составляет 30-35%. Границы вакуолей с минералом-хозяином тонкие, прерывистые, часто неровные. Размер ПРВ варьирует от первых мкм до первых сотен мкм, преобладают включения размером 20-50 мкм.

Термометрические эксперименты с расплавленными включениями

Термометрические исследования РВ в корундах проводились в муфельной термокамере, сконструированной в лаборатории И.Д. Рябчикова (ИГЕМ РАН), методом закалки. Общая длительность каждого опыта составила, в среднем, 10-12 часов.

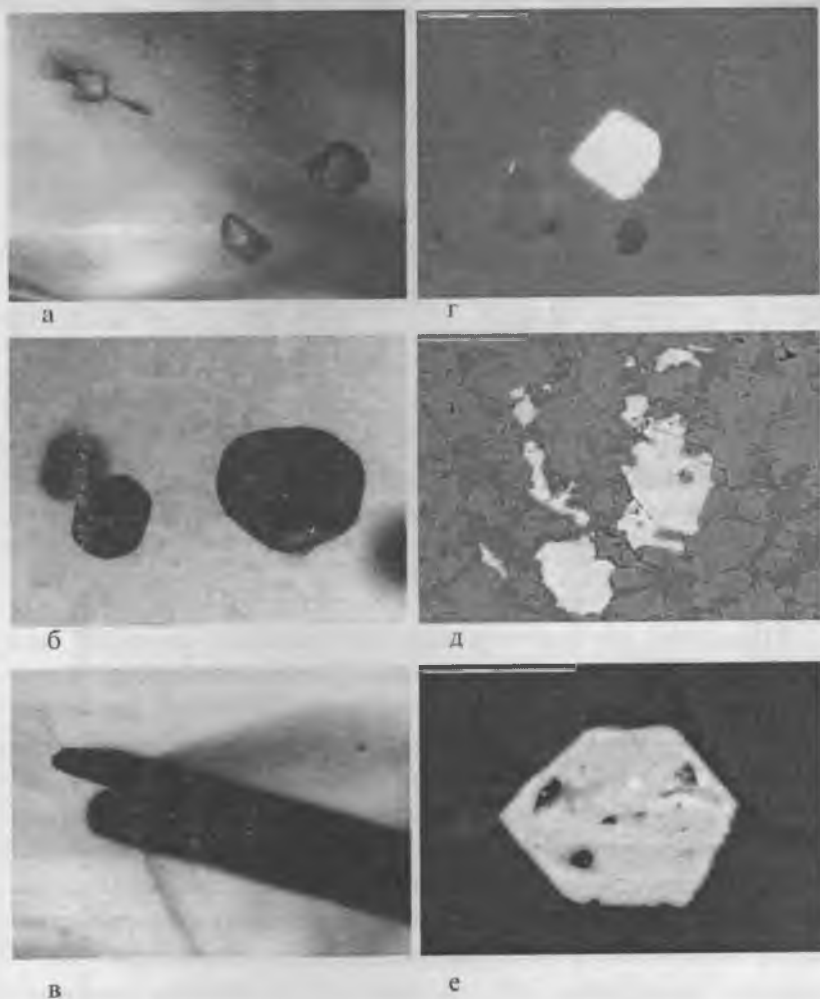


Фото 2. Сингенетичные минеральные включения в корунде:
 а – альбита, б – цинксодержащего герцинита, в – колумбита (проходящий свет, увел. х 200); г – циркона, д – флюорита, е – циркона с включением монацита (белое пятно выше центра кристалла) (отраженные электроны).

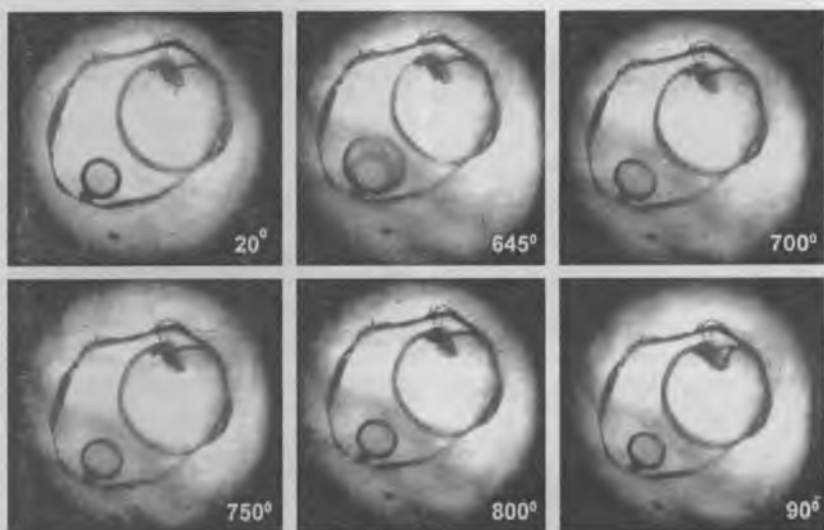


Фото 3. Поведение первичного расплавленного включения в корунде в процессе термометрического эксперимента, последнее фото сделано при охлаждении.

Поведение фаз при нагревании ПРВ размером около 200 мкм проиллюстрировано на фото 3, нагрев осуществлялся до 800°C. Интересно отметить, что в интервале температур 645-672°C происходит резкое увеличение объема нижнего газового пузырька, но уже при достижении 700°C его объем близок к первоначальному, искажается только форма пузырька и он становится овальным. Подплавление минеральных фаз происходит в диапазоне 750-800°C, но при остывании они приобретают прежние кристаллографические очертания. Пока нам не удалось гомогенизировать ни одного ПРВ, хотя в ряде термометрических экспериментов нагрев осуществлялся до температуры 1400°C (давление атмосферное). Мы объясняем эти особенности поведения включений высокими давлениями (порядка 2-4 кбар), существовавшими в момент консервации РВ. Для более обоснованного суждения об этом необходимо провести эксперименты с нагреванием ПРВ в газовом аппарате высокого давления, что нам пока технически недоступно.

Таблица 1

Химический состав биотита и стекла в прогретом первичном расплавленном включении в корунде, мас% (анализы приведены к 100)

№ п/п	Фаза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	Na ₂ O	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Cl	SO ₃	Сумма
1	Gl	64.56	-	19.65	1.04	-	-	6.18	-	7.06	0.92	-	0.58	-	100
2	Gl	63.38	-	20.22	0.65	-	-	8.00	0.32	5.79	1.15	-	0.49	-	100
3	Gl	64.83	-	14.49	0.38	2.67	-	11.03	3.72	2.18	-	-	0.18	0.51	100
4	Gl	63.79	-	20.34	0.57	-	-	7.70	-	5.98	0.97	-	0.66	-	100
5	Gl	64.50	-	18.57	0.86	0.36	-	7.47	0.75	6.04	0.94	-	0.50	-	100
6	Gl	62.74	-	20.54	0.58	-	-	8.03	0.59	5.80	1.13	-	0.58	-	100
7	Gl	63.40	-	20.84	0.73	-	-	7.23	-	6.01	1.28	-	0.51	-	100
8	Gl	64.13	-	19.94	0.70	-	-	7.46	-	6.11	1.09	-	0.56	-	100
9	Cor	0.71	-	97.57	1.72	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100
10	Bt ₁	40.94	2.61	15.81	22.60	4.44	0.43	3.58	0.84	7.97	-	-	0.78	-	100
11	Gl	68.91	-	9.04	0.39	3.46	-	9.80	7.30	0.58	-	-	-	0.51	100
12	Cor	-	-	98.34	1.25	-	-	-	-	-	0.40	-	-	-	100
13	Cor	2.14	-	96.21	1.65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100
14	Bt ₁	35.46	2.38	19.29	27.06	4.68	0.67	0.73	-	8.89	-	-	0.84	-	100
15	Bt ₂ +Gl	53.15	3.12	11.20	11.57	3.82	0.23	9.97	2.98	2.85	-	0.86	0.25	-	100
16	Gl	63.56	-	17.14	1.12	2.60	-	8.06	6.87	0.65	-	-	-	-	100

Анализы выполнены к.г.-м.н. Н.С. Кармановым на электронном микроскопе LEO 1430VP с EDS-системой в лаборатории петро- и рудогенеза (ГИН СО РАН). Пояснение к таблице: Gl – стекло; Cor – корунд; Bt – биотит.

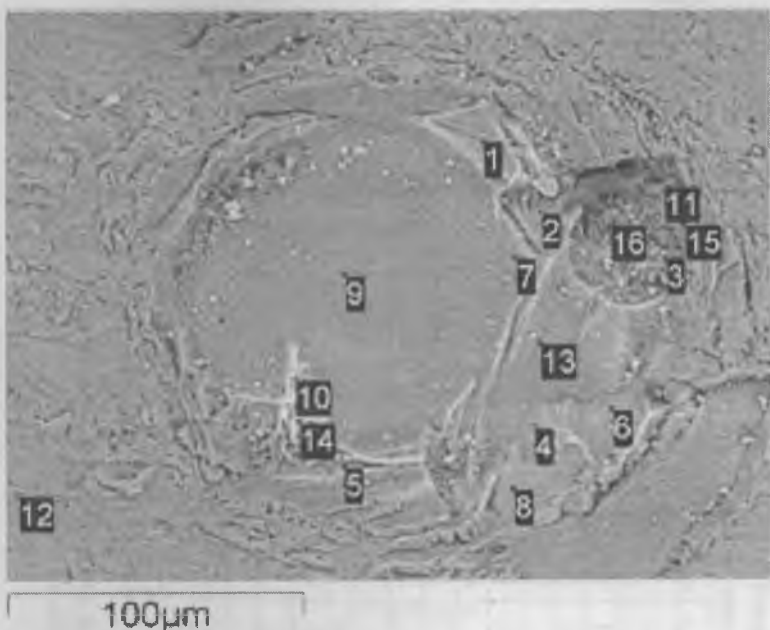


Фото 4. Вскрытое расплавленное включение в корунде после прогрева до температуры 800°C (номера точек соответствуют номерам анализов в таблице 1).

Обсуждение результатов

Исходя из данных, приведенных в таблице 1, стекло в прогретом первичном расплавленном включении состоит преимущественно из SiO_2 (62,74 - 68,91 мас%), Al_2O_3 (9,04 - 20,84 мас%), щелочей - с тенденцией преобладания Na_2O (6,18 - 11,03 мас%) над K_2O (0,58 - 7,06 мас%), Fe_2O_3 (0,38 - 1,12 мас%) наряду с летучими P_2O_5 (0,92 - 1,28 мас%) и Cl (0,18-0,66 мас%). Вычисленный для стекол этого включения коэффициент агпаитности варьирует в пределах 0,81 - 1,74, в большинстве случаев он близок к 0,9. Особенности химического состава и величина коэффициента агпаитности свидетельствуют о том, что, вероятно, кристаллизация корунда происходила из граносиенитовых расплавов. На высокий потенциал воды в этих расплавах указывает присутствие в

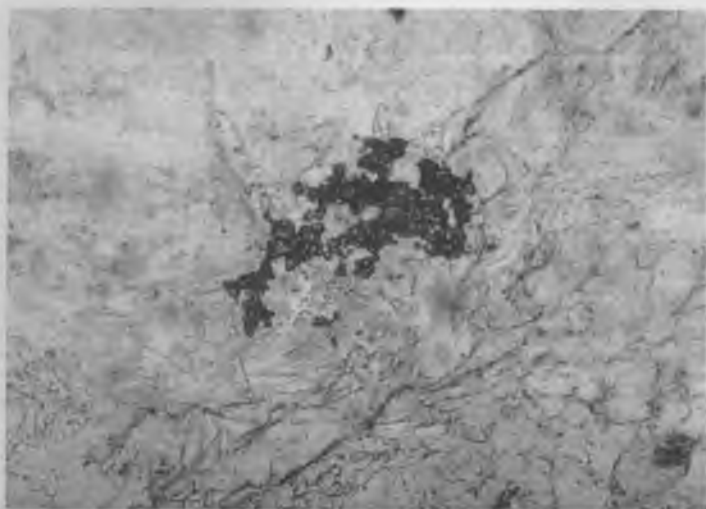
ПРВ кристаллов биотита.

Минеральный парагенезис незаметнинских корундов (рутил, альбит, цинксодержащий герцинит, колумбит, циркон, флюорит и монацит), не противоречит наблюдаемому парагенезису на других корундсодержащих объектах, где корунд установлен в материнских породах. Так, например, подобная минеральная ассоциация известна в сиенит-пегматитах Ильменского заповедника [3], где корунд ассоциирует с олигоклазом, биотитом, мусковитом, цирконом (гиацинтом), монацитом, колумбитом и другими минералами.

Анализ геологической ситуации на площади Незаметнинского месторождения свидетельствует о пространственно-генетической связи корундов из россыпи с телами мезозойских гранитоидов и связанных с ними метасоматитов. Эта связь подтверждается присутствием акцессорного корунда в грейзенизированных гранит-порфирах (протолочки, вес образцов 50 г.), граносиенит-порфирах и грейзенах (шлифы) (фото 5, 6), а также установленной А.Ф. Жигулой закономерностью – обогащенностью приплотиковой золотоносной части аллювиальных отложений корундом и цирконом, повторяющей золотоносные струи и отсутствие их в незолотоносных россыпях района [Жигула, 1989 г.].



Фото 5. Корунд в сиенит-порфире месторождения Незаметное. Увел. x 100



**Фото 6. Агрегат корунда (0,5-1 мм) в грейзене месторождения Незаметное.
Увел. x 100**

Заключение

Геологическая ситуация Незаметнинского месторождения, минеральный парагенезис корунда и состав фаз первичного расплавленного включения подтверждают предположения о генетической связи корунда из россыпи с телами мезозойских гранитоидов и связанных с ними метасоматитов, широко представленными на данной площади.

Кристаллизация корунда происходила из бедных кремнеземом и обогащенных глиноземом, а также летучими (фосфор, хлор, вода) граносиенитовых расплавов. При этом остается пока нерешенным вопрос о физико-химических параметрах среды, формировавшей корунд. Мы предполагаем, что безуспешные попытки гомогенизировать первичные расплавленные включения при атмосферном давлении обусловлены высоким давлением (2-4 кбар), существовавшим в момент их консервации. По-видимому, этот процесс близок к изученному В.И. Коваленко [5] для кристаллов топаза из пегматитов Волыни, где им получены сле-

дующие физико-химические параметры: температура – 650-700°C, флюидное давление – 2,6-3,0 кбар. В любом случае, чтобы подтвердить или опровергнуть этот тезис, необходимо провести серию термометрических экспериментов в газовом аппарате высокого давления.

Авторы глубоко признательны д.г.-м.н. Ф.Г. Рейфу (ГИН СО РАН) за конструктивное обсуждение материалов, а также ст.н.с. М.И. Лапиной (ИГЕМ РАН) и к.г.-м.н. Н.С. Карманову (ГИН СО РАН) за неоценимую возможность исследования минеральных и расплавных включений в корундах на современном аналитическом оборудовании. Работа выполнена при поддержке Дальневосточного Отделения РАН, проект № 03-3-Г-08-082.

1. *Ананьев А.С., Ананьева Т.А., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П.* Благородные корунды и цирконы из россыпей Приморья // Зап. ВМО, 1998. №4, С. 120-125.

2. Геологическая служба Приморского края (50 лет со дня основания) / Сост. М.Д. Рязанцева. Владивосток: Дальнаука, 2000 г. 159 с.

3. *Жданов В.Ф., Поляков В.О., Нишанбаев Т.П.* Минералогия жилы корундового пегматита копи 298 Ильменского заповедника // Материалы к минералогии Южного Урала. Свердловск, 1978. с. 92-97.

4. *Кисин А.Ю.* Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск, 1991. 130 с.

5. *Коваленко В.И., Царева Г.М. и др.* Магма пегматитов Волюни: состав и параметры кристаллизации по данным изучения включений минералообразующих сред // Петрология, 1996, том 4, № 3, с. 295-309.

6. *Конюхов З. Я.* Картунский оловоносный район // Вестник Дальневосточного филиала Академии Наук СССР, 1935, № 14, с. 105- 123.

7. *Одариченко Э.Г.* Включения в корундах месторождения Незаметное (Приморский край) // Тр. IX международной конференции по термобарогеохимии. ВНИИСИМС, 2001. С. 97-111.

8. *Одариченко Э.Г., Лапина М.И.* Генетические аспекты корундовой минерализации (россыпное месторождение Незаметное, Приморский край) // Новые идеи и концепции в минералогии: Материалы III Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 213-215.

9. *Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева и др.* Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.

10. *Ханчук А.И., Залищак Б.Л., Пахомова В.А., Одариченко Э.Г., Сапин*

В.И. Генезис и геммология сапфиров месторождения Незаметное (Приморский край) // Тихоокеанская геология, 2002. №1, С. 89-95.

11. *Хусина Н.Р., Сенин В.Г., Петушкова Л.В., Поляков В.О. О природе ориентированных выделений ильменита в ильменорутите и корунде // Геохимия, 1990. № 9. с. 1352-1359.*

12. *Guo J., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. A cobalt-rich spinel inclusion in a sapphire from Bo Ploi, Thailand // Mineral magazine, Volume 58, 1994. p. 247-258.*

13. *Guo J., O'Reilly S.Y. and Griffin W.L. Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 122. p. 368-386.*

14. *Khanchuk A., Zalishchak B., Pakhomova V., Odarichenko E., Tishkina V. Genesis and Gemmology of Sapphire from the Nezametnoye Deposit, (Primorye Region, Russia) // The Journal of The Gemmological Association of Hong Kong, Volume 23, 2002. p. 31-34.*

15. *Khanchuk A., Zalishchak B., Pakhomova V., Odarichenko E., Sapin V. Genesis and Gemmology of Sapphire from the Nezametnoye Deposit, Primorye Region, Russia // Australian Gemmologist, Vol. 21, 2003. p. 329-335.*

16. *Saminpanya S. Ti-Fe mineral inclusions in star sapphires from Thailand // Australian Gemmologist. 2001. Vol. 21. p. 125-128.*

17. *Stephenson P.J. The geological context of sapphire occurrences in the Anakie region, Central Queensland // Abstr. 10th Aust. Geol. Conv., Hobart. 1990. p. 232-233.*

18. *Thompson J.B. Jr., Waldbaum D.R. Mixing properties of sanidine crystal-line solutions. III. calculations based on two-phase data. Am. Mineral, Volume 54, 1994. p. 811-838.*

КОРУНДЫ, ГИАЦИНТЫ, ГРАНАТЫ, ШПИНЕЛИДЫ И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ МИНЕРАЛЫ НЕЗАМЕТНИН- СКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ РОССЫПИ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

*Э.Г. Одариченко, Б.Л. Залищак, В.А. Пахомова, А.В. Мохов,
М.И. Лапина, Н.И. Екимова, В.Б. Тишкина*

Вполне объяснимо, что проблема генезиса корунда и особенно его благородных разновидностей рубина и сапфира еще долгое время будет предметом горячих дискуссий. Более того, сегодня решение этого сложного вопроса имеет огромное значение при пересмотре перспектив и реальной оценки камнесамоцветных объектов Приморского края, которым до сих пор уделялось весьма незначительное внимание. Отсутствие однозначного решения проблемы происхождения корунда обусловлено рядом причин, среди которых наиболее значимые: 1) полигенность корунда; 2) отсутствие во многих публикациях петрографических сведений о его непосредственном нахождении в материнских породах; 3) сложность исследования самого минерала, связанная с его высокой твердостью.

В работе, кроме детального исследования корундов, приведены сведения по гиацинтам, гранатам, шпинелидам и некоторым другим минералам гранитоидов

Исторический очерк

Месторождение Незаметное открыто З.А. Конюховым в начале тридцатых годов прошлого столетия. Основная цель его исследований состояла в оценке перспектив площади месторождения на золото и олово, поэтому другим полезным компонентам внимания не уделялось. Тем не менее, первые сведения о нахождении анатаза в шлихах, отобранных по ключу Незаметному, мы находим в его статье [6]. Вероятно, это были первые находки корунда, т.к. впоследствии голубой анатаз на данной площади обнаружен не был (О.П. Макаров и др.,

1991). Наряду с анатазом в составе шлихов автором отмечены следующие минералы: касситерит, гюбнерит, шеелит, пирит, молибденит, арсенопирит, циркон, рутил, апатит, эпидот, магнетит, ильменит, гранат, топаз, турмалин. Все перечисленные минералы были им отнесены к аксессуариям гранитоидов.

Затем о нахождении голубого минерала дипирамидальных кристаллических форм, определенного также как анатаз, мы обнаруживаем в отчетах И.А. Пугачева и М.Т. Чудинова (1946-1948 г.г.). Этот минерал был отмечен в шлихах, отобранных из шурфов на левой террасе ключа Каменистого, в вершинах ключей Незаметного и Кварцевого, в долинах ключей Песчаного, Лопатинской и Грищенковой падях.

Далее в 1953 г. при проведении геолого-геоморфологических исследований под руководством А.И. Животовской в ряде шлиховых проб бассейна р. Большая Уссурка обнаружены знаковые содержания голубого и розового корунда, ювелирной шпинели и циркона.

В результате проведения поисковых работ Нижне-Бейцухинской партии (Л.К. Пономаренко, 1959) отмечены знаковые содержания корунда в шлиховых пробах из руслового аллювия верхнего и среднего течения кл. Филькин Ключ и повсеместно – циркон. Качество камне-самоцветного сырья не оценивалось.

Таким образом, в пределах Незаметнинского золотороссыпного узла поисковые и разведочные работы велись спорадически, начиная с 1933 г. вплоть до настоящего времени, и в результате были открыты аллювиальные россыпи в бассейнах р.р. Кедровки, Черной Речки и вольфрам-золоторудное месторождение Незаметное. На сегодняшний день большинство из разведанных россыпей отработаны, а коренное месторождение Незаметное не отрабатывается, ввиду низких содержаний полезных компонентов. Целенаправленные работы на камне-самоцветы на площади месторождения и его окрестностей начали проводить только с конца 1980-х годов (А.Ф. Жигула, 1989). Ими установлено, что драгоценные камни концентрируются вместе с золотом в приплотиковой части аллювиальных отложений и повторяют струйчатые россыпи золота, а также сделан вывод о том, что коренным источ-

ником сапфиров и гиацинтов являются кайнозойские щелочные оливиновые базальты.

Идею о том, что эти минералы - вкрапленники в кайнозойских щелочных базальтоидах, расположенных восточнее площади месторождения, затем поддержали и другие исследователи [1, 2, 3, 12]. Авторы этой гипотезы основываются, главным образом, на работе Е.Я. Кивеленко [4] по австралийским сапфирам и на факте установления А.Ф. Жигулой в искусственных шлихах из щелочных базальтоидов гиацинтов и единичных зерен корунда. Наряду с этими минералами в прото-лочках последним отмечены хризолит, апатит, хромит, пирит.

В 1988-1990 г.г. геохимической партией под руководством О.П. Макарова в пределах Незаметнинского месторождения были отобраны из дайкообразного тела неогенового субинтрузивного комплекса и покровных оливиновых базальтов шуфанской свиты 6 минералогических проб (вес каждой порядка 10 кг). Затем они были раздроблены до размерности фракции 1 мм и отмыты на лотке. В одной из них было обнаружено единственное оплавленное зерно гиацинта коричнево-красного цвета, корунд не зафиксирован. Кроме оливина отмечены обыкновенный циркон, хромшпинелиды, ильменит, титаномagnetит, сульфиды – галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, во всех пробах обнаружен бесцветный топаз, что вызвало сомнение в правильности определения и исходной чистоте дробильной машины. В результате была отобрана контрольная проба и издроблена в тщательно очищенной машине, анализ шлиха подтвердил наличие топаза, а также выявил присутствие вольфрамит и шеелита. В изготовленных из базальтов шлифах при тщательном просмотре определены зерна топаза без следов вторичных изменений и заметного оплавления, корунд в них не обнаружен. На основании установленных фактов, авторами высказано предположение о том, что «обогащение самых молодых на рассматриваемой площади магматических образований генетически чуждыми им минералами может быть следствием вероятного захвата и ассимиляции поднимающейся основной магмой скрытых на глубине интенсивно грейзенизированных гранитоидов и, возможно, шеелит – топазовых

грейзенов». Более того, ими зафиксированы обломки кристаллов корунда в шлиховых пробах, отобранных в полотнах канав, в них коренные породы представлены кварц-серицит-альбитовыми и кварц-альбит-эпидот-актинолит-хлоритовыми метасоматитами. В этих же шлихах присутствуют бесцветный и бледноокрашенный циркон, гранат, оливин, ильменит, топаз, сульфиды, золото и шеелит. В делювии канав не установлены обломки каких-либо магматических пород, в том числе и базальтов. На наш взгляд, авторы сделали ошибочный, противоречащий собранному ими фактическому материалу вывод, относительно источника камнесамоцветов (здесь необходимо принять во внимание, что Геохимическая партия О.П. Макарова, проводила поисковые работы на золото-вольфрамовую минерализацию, а работы на камнесамоцветное сырье были второстепенными), что «единственный, с определенностью доказанный работами Камнесамоцветного отряда ППГО (под руководством А.Ф. Жигулы), коренной источник корундов и гиацинтов – оливиновые базальты». В своем резюме они ставят, по существу, основополагающий вопрос: «Корунды аксессуарные минералы базальтоидов или ксенокристаллы, или, возможно, еще более редкие сапфирсодержащие ксенолиты?».

Геологический очерк

В геологическом отношении месторождение Незаметное расположено в центральной части юрского аккреционного комплекса Сихотэ-Алиня, сложенного турбидитами и субдукционным меланжем средней и поздней юры (рис. 1). В меланже и в виде отдельных крупных пластин присутствуют фрагменты пород пермско-раннепалеозойской океанической плиты: плитчатые кремни и кремнисто-глинистые породы [10]. Все породы смяты в сложные складки и разбиты многочисленными разрывными нарушениями преимущественно северо-восточного простирания.

Кайнозойские отложения слагают долины р. Кедровка и ее левых притоков и представлены слабо диагенезированными гравелитами, конгломератами и аргиллитоподобными глинами.

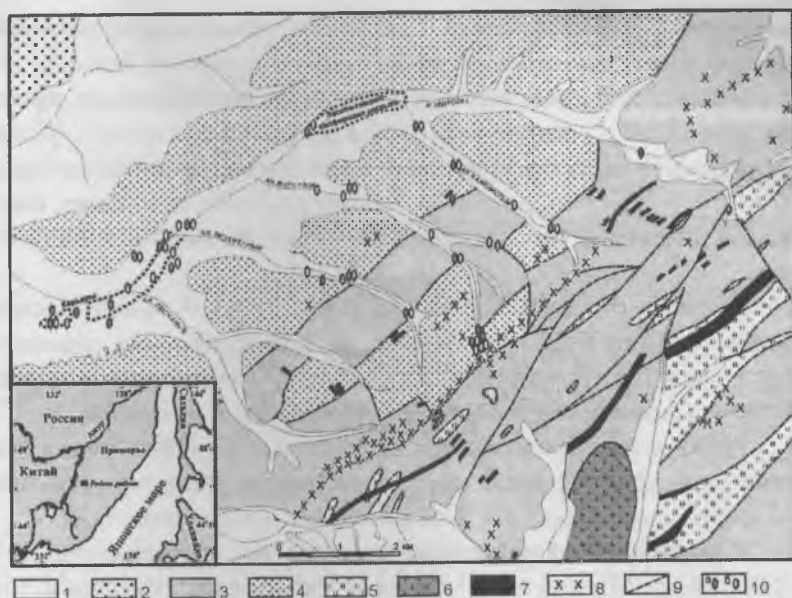


Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна реки Кедровка (Приморский край) (по Сясько А.А., 1992 г.):

1 – четвертичные и современные отложения; 2 – неогеновые конгломераты, песчаники, глины; 3 – средне-верхнеюрские меланжевые породы; 4 – средне-верхнеюрские рассланцованные алевролиты и песчаники; 5 – позднепермско-раннеюрские плитчатые кремни, кремнисто-глинистые породы; 6 – неогеновые базальты; 7 – раннемеловые диориты, габбродиориты, габбро, спессартиты, диабазы, базальты; 8 – выходы тел и жил раннемеловых гранитоидов и метасоматитов; 9 – разрывные нарушения; 10 – находки в россыпи: а - корунда, б - гиацинта.

Широкое распространение в районе месторождения получили магматические образования, прорывающие докайнозойские осадочные породы. Среди них известны биотитовые граниты, граносиениты, гранодиориты, аляскиты, плагиограниты, гранит-порфиры, кварцевые диориты, базальтоиды и габброиды. По геофизическим данным (О.П. Макаров и др., 1991) на площади месторождения на глубине 150 – 200 м предполагается залегание кровли крупной гранитной интрузии площадью 15 км². Она имеет вытянутую в плане форму и ориентирована в

северо-восточном направлении. Одна из ее крупных апофиз размером 400x200 м обнажается в виде штока гранит-порфиров в верховье кл. Незаметного. Дайковый комплекс на площади месторождения проявлен интенсивно и образует целые пояса протяженностью около 10 км, преимущественно северо-восточного простирания. Дайки представлены гранит-порфирами, риолитами, аляскитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, спессартитами, вогезитами, базальтами и габброидами.

Согласно отчету (О.П. Макаров и др., 1991) метаморфическим преобразованиям в той или иной степени подвергнуты все разновидности пород месторождения, за исключением плиоценовых базальтов. Их можно разделить на две группы: региональные и локальные.

Региональные метасоматиты наиболее ранние, образовались при термальном воздействии на вмещающие породы интрузий гранитоидов и представлены биотититами, роговиками и эпипропилитами.

К локальным метасоматитам отнесены все метасоматиты пространственно тяготеющие к интрузиям гранитоидов. Масштабы зон локальных метасоматитов зависят от размеров интрузивов, степени трещиноватости вмещающих пород и их состава. Большая часть этих зон расположена в пределах купола региональных биотититов. По возрасту они являются более поздними и наложены на гранитоиды и биотититы, а иногда и на эпипропилиты. На площади месторождения среди локальных метасоматитов наиболее распространены: грейзены, осветленные породы, пропилиты (рис. 2).

Грейзеновая фация метасоматитов представлена кварц-мусковитовыми и кварц-серицит-мусковитовыми метасоматитами. Они развиваются по гранит-порфирам штока, дайкам гранодиоритов и вмещающим шток кремнисто-глинистым и кремнистым сланцам. Мощность зоны грейзенизации в экзоконтакте штока составляет от 1 до 10 м.

Кварц-серицитовые, кварц-серицит-альбитовые, кварц-альбитовые метасоматиты слагают осветленные породы, обрамляющие зону грейзенизации. Во внутренней части зоны осветления преобладают кварц и серицит, во внешней – кварц и альбит.

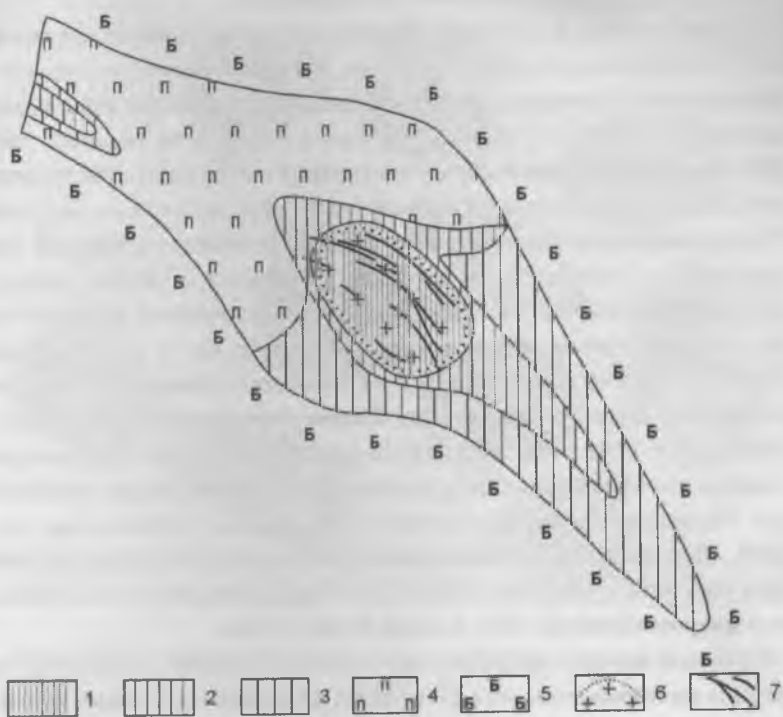


Рис. 2. Схема метасоматической зональности месторождения Незаметное (по материалам Макарова О.П. и др., 1991)

Локальные метасоматиты: кварц-серицит-мусковитовые и кварц-мусковитовые (1), кварц-серицитовые и кварц-серицит-альбитовые (2), кварц-альбитовые (3), кварц-альбит-эпидот-актинолитовые (4), региональные метасоматиты: биотититы (5), контур штока гранит-порфиров (6), кварцево-рудные жилы (7)

Пропилиты образуются за счет вулканогенных пород среднего состава, пространственно тяготеют к внешней зоне осветления и имеют кварц-альбит-эпидот-актинолитовый состав, иногда гематитизированы.

Четкие границы между разновидностями локальных метасоматитов отсутствуют. Смена одного типа метасоматитов другим происходит через постепенные переходы.

Методика исследования

Направление и методика начального периода наших исследований основывались на представлениях о перспективности щелочных базальтоидов Приморья, которым и уделялось особенно пристальное внимание [1, 2, 3, 12]. Однако, в процессе проведения полевых работ 2000 года и камеральной обработки полевых материалов, эти первоначальные предположения не подтвердились. Несмотря на кажущуюся убедительность аргументов в пользу тезиса о пространственной приуроченности россыпных месторождений корунда к полям развития щелочных базальтов, значимых фактов существования их генетической связи в нашем случае выявить не удалось [8, 9, 11, 13]. Таким образом, основой для исследования послужил каменный материал, собранный авторами на площади Незаметнинского рудного поля за период 2000-2002 годов. Из образцов пород изготовлены плоскопараллельные шлифы и пластины, наиболее интересные из них отобраны для исследования на сканирующем электронном микроскопе JSM-5300, оборудованном аналитической приставкой – энергодисперсионным спектрометром LINK ISIS (ИГЕМ РАН) и на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-5A (ДВГИ ДВО РАН).

Также, помимо традиционных методов, в работе использовались методы термобарогеохимии. Включения изучались под микроскопом в плоскопараллельных пластинах и полистироловых шашках при увеличениях от 100 до 1000, определялись их тип, фазовое наполнение, форма, размеры, количество и закономерности распределения в кристаллах корунда. После изучения объемного расположения включений и их привязки к определенным направлениям и зонам роста кристалла минеральные включения подвергались полировке, а расплавные – термометрии и последующей полировке с целью выведения их на поверхность для микроанализа. Исследования состава включений проводились на упомянутых выше аналитических приборах.

Результаты исследования

Корунд. Корунды представлены в разной степени окатанными кристаллами и их обломками, размером до 20 мм (фото 1). Кристаллы имеют боченковидный, пластинчатый и таблитчатый облик.



Фото 1. Фрагменты кристаллов корунда из Незаметнинской россыпи.

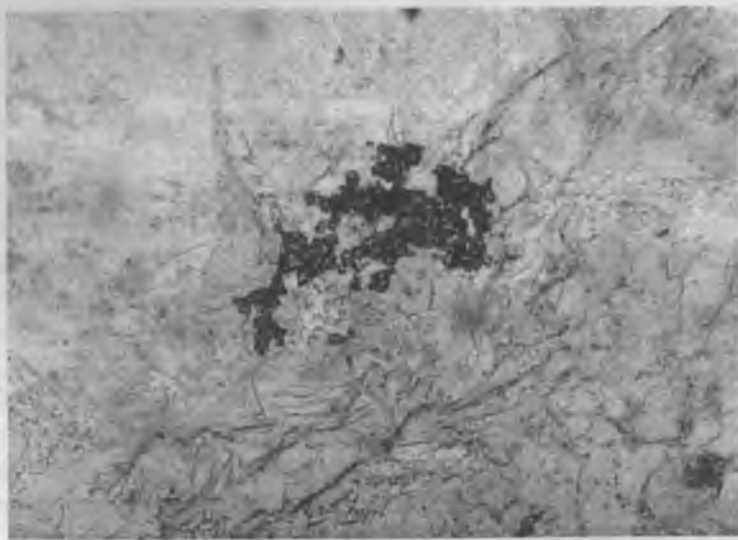
Увел. x 2

Часто деформированы и корродированы. Характерна хорошо выраженная отдельность по пинакоиду, реже - ромбодру. Излом неровный, иногда, в связи с отдельностью - ступенчатый. Поверхности плоскостей отдельности гладкие, блестящие, с часто наблюдаемой тонкой штриховкой под углом $60/120^\circ$ в двух, гораздо реже трех направлениях. Цвет фиолетовато-синий, серовато-синий, синий, голубой, зеленовато-синий, сине-зеленый, зеленый, желтовато-зеленый, серовато-зеленый, коричневый, зеленовато-коричневый, жемчужно-серый. Тон от очень светлого до темного. У некоторых камней наблюдается сильный плеохроизм. Встречены прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные корунды. Окраска часто зональная, пятнистая. Иногда у синих камней на поверхностях отдельности видны шестилучевые звезды (под углом 60°) коричневатого цвета, совпадающие с элементами

симметрии. В разрезах, параллельных пинакoidу, наблюдается ростовая зональность - чередование разноокрашенных полос с резкими границами, повторяющими кристаллические грани. Для коричневых, зеленовато-коричневых и жемчужно-серых характерна «шелковистость», вызванная включениями игл рутила, встречаются камни с эффектом астеризма. Иногда включения видны невооруженным глазом.

Кроме того, впервые обнаружены и подтверждены микрондомом кристаллы и агрегаты корунда в шлифах мусковитизированных граносиенит-порфиоров, грейзенов (фото 2) и в протолочках из образцов измененных гранит-порфиоров (фото 3).

Визуально-оптическое исследование включений в корундах месторождения Незаметное позволило выделить среди них три группы: 1) минеральные; 2) расплавные; 3) газовой-жидкие. В силу технических возможностей нам удалось провести детальное изучение включений только первых двух групп.



**Фото 2. Агрегат корунда (0,5-1 мм) в грейзене месторождения Незаметное.
Увел. х 100**



Фото 3. Аксессуарный корунд из протоочки мусковитизированного гранит-порфира месторождения Незаметное

Сингенетичные минеральные включения представлены рутилом, альбитом, цинксодержащим герцинитом, колумбитом, цирконом, флюоритом и монацитом [8, 9, 11, 13].

Иголки рутила диагностированы под поляризационным микроскопом и характеризуются высоким показателем преломления больше 2.5 (у корунда - 1.76) и очень высоким двупреломлением. Также рутил определен качественно (фото 4) с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-5300, оборудованного аналитической приставкой – энергодисперсионным спектрометром LINK ISIS. Малая толщина иголочек (~1–2 мкм) не позволила выполнить количественный анализ, поскольку диаметр зонда составлял порядка 5 мкм, и, следовательно, при проведении микрозондового анализа захват матрицы корунда был неизбежен. В синих, голубых, сине-зеленых прозрачных и просвечивающих корундах встречены: 1) идиоморфные иногда неправильные прозрачные кристаллы альбита размером до 70 мкм; 2) хорошо образованные октаэдрические и ромбо-додикаэдрические кристаллы черного и зеленоватого (в тонких сколах) цинксодержащего герцинита размером 40-300 мкм ; 3) таблитчатые коричневые и черные кристаллы колумбита размером от 70 до 800 мкм; 4) призматические или округ-

лые бесцветные кристаллы циркона размером 20-100 мкм; 5) неправильной формы кристаллические агрегаты флюорита (фото 5) размером от 5 до 60 мкм; 6) выделение монацита неправильной формы размером около 2 мкм (качественный анализ), зафиксированное в цирконе, являющимся включением в синем просвечивающем корунде.

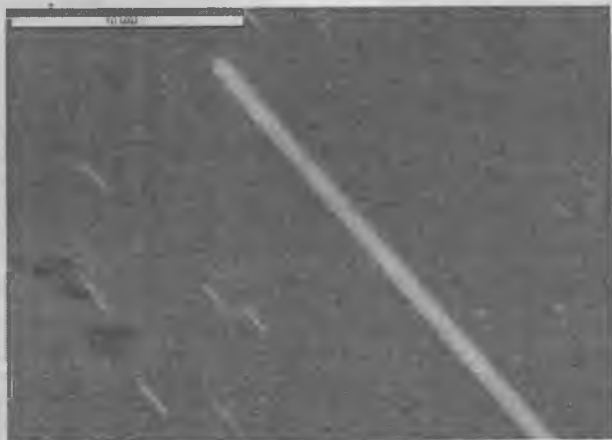


Фото 4. Включения рутила в корунде

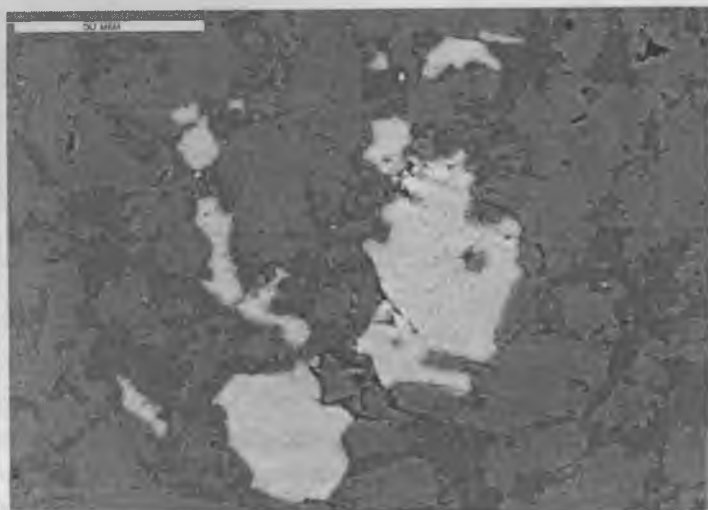


Фото 5. Включения флюорита в корунде

В исследованных корундах первичные расплавные включения редки, располагаются в центральных частях кристаллов согласно зонам роста. Состоят из прозрачного стекла и газового пузырька, иногда содержат одну или несколько минеральных фаз. В большинстве случаев объем газового пузырька составляет 30-35%. Границы вакуолей с минералом-хозяином тонкие, прерывистые, часто неровные. Размер первичных расплавных включений варьирует от 1-3 до 500 мкм. В первом приближении состав прогретых до T 1400°C при P 1 атм. (не гомогенных - газовый пузырек сохранился) стекол расплавных включений (фото 6) соответствует граносиенитовым расплавам (таблица 1). Обращает на себя внимание наличие фосфора в пределах 1-2 мас%, что говорит о необычности состава расплавов, участвовавших в образовании кристаллов корунда. Этот факт, а также недостаток сумм анализов, вероятно, свидетельствуют о высокой насыщенности расплавов флюидной составляющей (водой, углекислотой и, возможно, фтором).

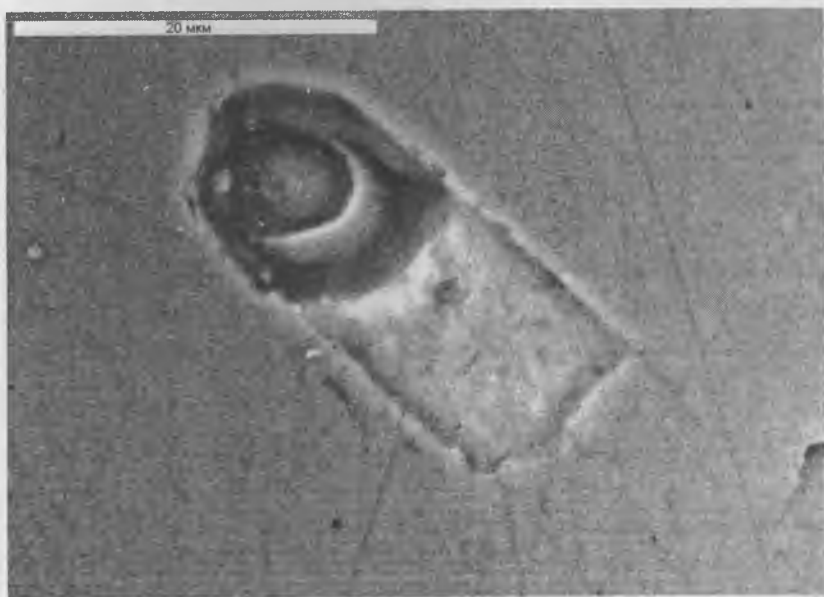


Фото 6. Прогретое расплавное включение в корунде

Таблица 1

Химический состав прогретых стекол расплавных включений в корундах
(мас%)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	Сумма
1	58.60	0.31	21.64	2.11	0.30	1.14	4.44	3.14	0.97	-	92.65
2	59.13	0.13	27.73	1.97	0.52	1.41	5.35	2.77	2.29	0.22	101.52
3	53.60	1.21	25.45	1.12	0.27	0.34	4.15	4.24	-	-	90.38
4	53.00	-	25.13	1.42	0.21	0.79	8.23	4.34	1.37	-	94.49

Циркон. В россыпях бассейна р. Кедровка встречены красные, розовые, коричневые, бурые, желтоватые, желто-коричневые, бесцветные прозрачные и полупрозрачные кристаллы циркона и их обломки размером до 20 мм. Габитус кристаллов преимущественно дипирамидальный, короткопризматический с тонким пояском призмы. Кроме того, как отмечено выше, бесцветный циркон установлен среди сингенетичных минеральных включений в корундах и как акцессорный минерал в мусковитизированных гранит-порфирах, граносиенит-порфирах. Циркон из россыпи, а также обнаруженный в магнетите, обеднен гафнием, по сравнению с цирконами - включениями в корундах (таблица 2), поэтому для него характерно более высокое ZrO₂/HfO отношение. Этот факт, вероятно, указывает на более высокую щелочность среды, из которой кристаллизовались корунды и сингенетичные им включения циркона. Интересно отметить, что цирконы из россыпи содержат включения бадделеита (фото 7), редкого и весьма специфического минерала карбонатитовых и щелочных комплексов, а также связанных с ними пегматитов.

Гранат образует ситовидные кристаллы (фото 8) бледно-розового цвета размером до 3 мм, распределенные неравномерно в кварц-полевошпатовой основной массе мусковитизированных гранит-порфиров Незаметнинского штока. По составу он отвечает альмандину (таблица 3), обогащенному марганцем и железом, и содержит включения кварца, ортоклаза (таблица 4), мусковита и таленита (последний определен качественно). Среди акцессорных минералов Незаметнин-

ских гранитоидов встречаются монацит (таблица 5), ильменит, вольфрамит и магнетит (таблица 4).

Таблица 2

Химический состав включений циркона в корундах, циркона из россыпи и включений бадделита в цирконах (мас%)

№ п/п	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	CaO	FeO	ZrO ₂	HfO	Сумма	ZrO ₂ /HfO
1	-		2.89	31.41		-	0.13	61.38	3.05	98.86	20.12
2	-		1.80	31.40		0.16	0.16	61.61	2.74	97.87	22.49
3	-		0.73	32.97		-	-	67.10	2.10	102.90	31.95
4	-		-	32.87		-	-	63.25	3.63	99.75	17.42
5	0.25		-	34.54		-	-	61.74	0.86	97.84	71.79
6	-	-	-	33.54	0.20	-	2.58	71.96	0.81	109.09	88.84
7		0.22	1.45	2.72	0.42		0.67	94.56	-	100.04	
8				0.54	0.32	0.67	0.56	99.57	1.34	103.00	

1-4 – включения циркона в темно-синих корундах из россыпи; 5 – гиацинт из россыпи; 6 – включение циркона в магнетите; 7 – включение бадделита в гиацинте; 8 – включение бадделита в бесцветном цирконе.



Фото 7. Включение бадделита (светлое) в цирконе

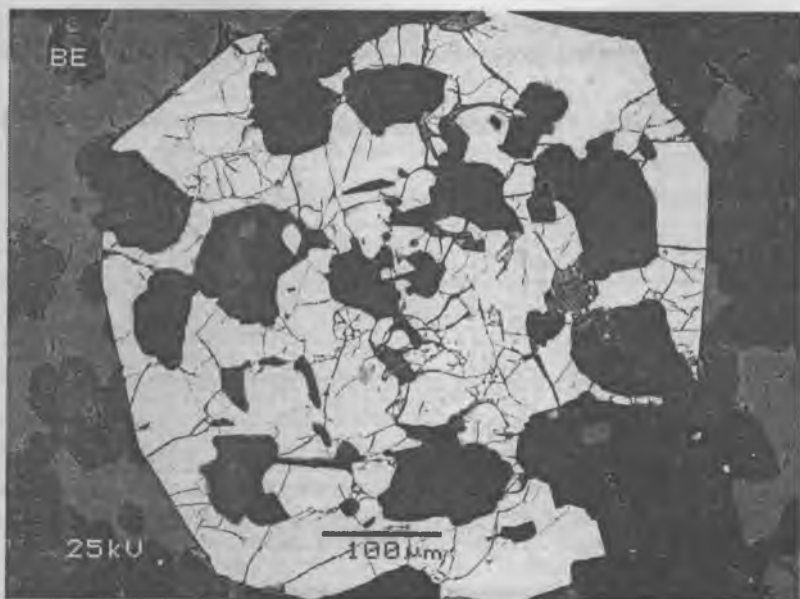


Фото 8. Акцессорный гранат в мусковитизированном гранит-порфире месторождения Незаметное

Таблица 3

Химический состав гранатов из мусковитизированных гранит-порфиров (мас%)

№ п/п	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	MnO	FeO	Сумма
1	-	-	19.40	37.55	-	0.32	11.25	30.47	98.99
2	0.29	-	20.12	36.85	-	0.40	13.97	28.25	99.88
3	0.39	0.54	22.63	37.76	1.12	0.64	12.61	23.74	99.43
4	-	-	19.92	36.44	-	0.34	11.92	32.42	101.04

Таблица 4

Химический состав некоторых минералов серицитизированных гранит-порфиров Незаметнинского штока
(мас%)

№ п/п	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₅	WO ₃	SO ₃	Cr ₂ O ₃	MoO ₃	Сумма
1	0.58	-	17.91	66.07	15.60	0.27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100.43
2	0.58	-	17.61	65.17	15.23	0.18	-	-	0.41	-	-	-	-	-	-	99.18
3	0.83	-	17.32	65.44	15.44	0.38	-	-	0.27	-	-	-	-	-	-	99.68
4	0.62	-	17.95	64.84	15.71	0.28	0.22	-	-	-	-	-	-	-	-	99.62
5	-	1.23	20.96	34.05	7.82	0.27	0.39	0.50	29.77	-	-	-	-	-	-	94.99
6	0.46	0.88	19.21	32.99	8.76	0.18	0.47	0.73	28.43	-	-	-	-	-	-	92.11
7	-	1.27	0.33	0.96	-	0.35	49.29	1.11	43.93	-	0.76	-	-	-	-	98.00
8	-	-	-	0.32	-	-	49.32	0.94	44.95	-	0.59	-	0.26	-	-	96.38
9	-	-	-	-	-	0.22	-	21.68	-	2.98	-	78.27	-	0.30	0.90	104.35
10	-	-	-	-	-	0.19	-	21.61	-	2.43	-	76.33	-	-	-	100.56
11	2.18	1.00	-	0.64	-	-	-	0.66	99.95	-	-	-	-	-	-	104.43

1, 3, 4 – ортоклаз основной массы; 2 – включение ортоклаза в альмандине; 5, 6 – биотит основной массы; 7, 8 – акцессорный ильменит; 9, 10 – акцессорный вольфрамит; 11 – акцессорный магнетит.

Таблица 5

Химический состав акцессорного монацита в серицитизированных гранит-порфирах Незаметнинского штока
(мас%)

№ п/п	SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	Сумма
1	2.04	24.41	0.42	2.82	6.76	23.54	2.72	16.65	5.65	4.57	1.13	1.43	8.25	0.60	100.99

Шпинель в россыпи представлена черными октаэдрическими кристаллами и их обломками размером до 30 мм. Нами проведено исследование 8 хорошо образованных октаэдрических зерен, отвечающих по составу герциниту (таблица 6). В связи с тем, что синие и голубые корунды содержат сингенетичные включения обогащенного цинком герцинита, то мы вслед за [7] предполагаем для Незаметнинских метасоматитов наличие непрерывной серии составов в ряду ганит – герцинит.

Таблица 6

Химический состав шпинелей из россыпи (мас%)

№ п/п	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	ZnO	Сумма
1	0.09	55.64	0.02	36.03	1.32	5.74	0.29	99.13
2	0.08	55.42	0.02	38.04	1.32	5.68	0.29	100.85
3	0.01	64.90	2.02	10.20	0.08	19.94	0.01	97.16
4	0.22	47.52	0.03	47.45	1.71	3.35	0.38	100.66
5	0.34	60.42	1.20	15.69	0.07	21.84	0.01	99.57
6	0.14	53.30	0.06	39.44	0.72	5.84	0.08	99.58
7	0.33	59.92	0.84	15.54	0.08	21.90	0.01	98.62
8	0.33	63.10	0.85	15.55	0.08	21.81	0.01	101.73

Обсуждение результатов

Принципиально проблема источника корундов (сапфиров) в россыпи месторождения Незаметное решена нами в [8, 9, 11, 13]. Для этого с достаточной степенью надежности установлена парагенетическая ассоциация корунда, отражающая единые условия образования сосуществующих минералов. Известно, что для определения парагенезиса любого минерала существует несколько вариантов: один из них предполагает исследование сингенетичных включений, в нашем случае в корунде; другой – изучение его сростков с другими минералами; третий, как дополнительная информация о совместно образующихся с корундом минералах, - исследование минералов-спутников. Понятно, что из всех перечисленных источников информации по степени достоверности на первом месте стоят сингенетичные включения, которые

сохраняются в кристаллах корунда длительное время вследствие его высокой устойчивости и, таким образом, являются надежными реперами химизма среды и *PT*-условий роста монокристаллов корунда в природе. Минеральные же сростки существуют длительный промежуток времени в условиях открытой системы и могут подвергаться воздействию метасоматоза и другим вторичным изменениям, что существенно снижает степень достоверности, полученной по ним генетической информации.

Установленная нами парагенетическая ассоциация корунда (рутил, колумбит, циркон, цинксодержащий герцинит, флюорит и альбит) и граносиенитовое стекло расплавных включений свидетельствуют об участии в процессе его роста бедных кремнеземом и обогащенных глиноземом, а также летучими (вероятно, фосфор, фтор, углекислота и вода) расплавов. При этом остается пока нерешенным вопрос о физико-химических параметрах среды, формировавшей корунд, мы предполагаем, что безуспешные попытки гомогенизировать первичные расплавные включения при атмосферном давлении, обусловлены высоким давлением порядка 2-4 кбар. По-видимому, этот процесс близок к изученному В.И. Коваленко [5] для кристаллов топаза из пегматитов Вольни, где им получены следующие физико-химические параметры: температура – 650-700°C, флюидное давление – 2,6-3,0 кбар. Поэтому существует необходимость для проведения термометрических экспериментов в газовом аппарате высокого давления, что пока нам технически недоступно. Бесспорным доказательством участия метасоматических процессов в формировании корунда является обнаружение его кристаллов и агрегатов в мусковитизированных гранитоидах и грейзенах месторождения, причем корунд установлен только в мусковитовых и полевошпатовых агрегатах и не встречен в сростании с кварцем.

На повышенную щелочность среды образования корунда и сингенетичного ему циркона указывает более низкое ZrO_2/HfO отношение по сравнению с таковым для цирконов из россыпи.

Присутствие в мусковитизированных гранит-порфирах ситовидных кристаллов алмандина, свидетельствует о том, что произошла контаминация кислого расплава вмещающими Незаметнинский шток

глинистыми сланцами, при этом избыточный глинозем шел на образование алюминиевого граната.

Все изложенные выше факты убедительно доказывают, что корунды, гиацинты, гранаты, шпинелиды и некоторые другие акцессорные минералы Незаметнинских гранитоидов образовались в результате метасоматоза.

Работа выполнена при поддержке Дальневосточного Отделения РАН, проект № 03-3-Г-08-082.

1. *Ананьев А.С., Ананьева Т.А., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П.* Благородные корунды и цирконы из россыпей Приморья // Зап. ВМО, 1998. №4, С. 120-125.

2. *Высоцкий С.В., Щека С.А., Нечаев В.П. и др.* Первая находка сапфиров в кайнозойских щелочно-базальтовых вулканах Приморья // ДАН, 2002, том 387, № 6, с. 806-810.

3. *Есин С.В., Перетьяко Ю.В.* Идентификация коренных источников цирконов и корундов из кайнозойских рыхлых отложений Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика, 1992. №12, С. 93-102.

4. *Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П.* Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.

5. *Коваленко В.И., Царева Г.М. и др.* Магма пегматитов Волыни: состав и параметры кристаллизации по данным изучения включений минералообразующих сред // Петрология, 1996, том 4, № 3, с. 295-309.

6. *Конюхов З. Я.* Картунский оловоносный район // Вестник Дальневосточного филиала Академии Наук СССР, 1935, № 14, с 105- 123.

7. *Косухин И.Л.* Ганит в гранитных пегматитах Адуйского участка // http://www.usmga.ru/min_school/2000/tes2000/tes26.html

8. *Одариченко Э.Г.* Включения в корундах месторождения Незаметное (Приморский край) // Тр. IX международной конференции по термобарогенезу, ВНИИСИМС, 2001. С. 97-111.

9. *Одариченко Э.Г., Латина М.И.* Генетические аспекты корундовой минерализации (россыпное месторождение Незаметное, Приморский край) // Материалы III Международного минералогического семинара «Новые идеи и концепции в минералогии», 19-21 июня, Коми научный центр УрО РАН, Институт геологии, г. Сыктывкар, 2002 г., С. 213-215.

10. *Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева и др.* Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.

11. Ханчук А.И., Залищак Б.Л., Пахомова В.А., Одариченко Э.Г., Сапин В.И. Генезис и геммология сапфиров месторождения Незаметное (Приморский край) // Тихоокеанская геология, 2002. №1, С. 89-95.

12. Щека С.А., Иванов В.В. Минералогические индикаторы благородно-металльного и самоцветного минерального сырья Дальнего Востока // Минералогия России. Тез. докладов Годичного собрания Минер. общества при РАН, посвященного 300-летию Горно-геологич. Службы России. Санкт-Петербург. 31 мая – 2 июня 2000 г. Санкт-Петербург. С. 284-294.

13. *Alexandr Khanchuk, Boris Zalishchak, Vera Pakhomova, Ella Odarichenko, Vita Tishkina.* Genesis and Gemmology of Sapphire from the Nezametnoye Deposit, (Primorye Region, Russia) // The Journal of The Gemmological Association of Hong Kong, 2002, Volume XXIII, p.p. 31-34.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДУЭТ-БРИНДАКИТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Ю. ЯКУТИЯ)

*М.М. Константинов, Т.Н. Косовец, В.И. Устинов,
В.С. Карпухина*

Несмотря на длительный интерес к южноякутскому стратиформному золото-кварцевому оруденению и широкое освещение в публикациях различных вопросов его геологических особенностей, физико-химическая основа процесса рудообразования остается наименее освещенной.

Между тем, своеобразной характер пространственного распределения оруденения – на нескольких продуктивных уровнях в разрезе и со смещением по простиранию рудовмещающей складчатой толщи – обуславливает эволюцию и соответствующую тенденцию изменчивости физико-химических параметров рудного процесса, проявленного на обширной площади, что придает дополнительный интерес их использованию в генетических построениях.

Для исследований были применены методы изотопной геохимии и пермобарометрические; в той или иной степени были охарактеризованы вмещающие породы, жильное вещество и рудная минерализация.

Краткий геологический очерк.

Дуэт-Бриндакитское рудное поле расположено на юге Аллах-Юньского золотоносного района, протягивающегося в субмеридиональном направлении на 300 км в Южно-Верхоянском синклинии, от р. Юдома на юге до р. Тыры на севере. Золотое оруденение локализуется в кварцевых телах субпластового залегания среди отложений верхоянского терригенного комплекса. В пределах рудного поля протяженностью до 30 км и шириной в 1-1.5 км известно 3 месторождения, с юга на север - Дуэт, Юр, Бриндакит (рис.).

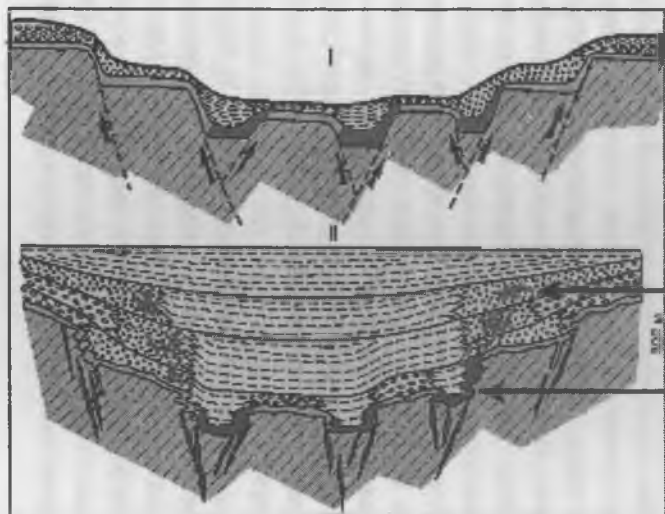


Рис. Изотопно-геохимическая модель Дуэт-Бриндакитского месторождения

Условные обозначения: I - этап рудонакопления, II - этап метаморфизма. 1-3 - рудовмещающие толщи: 1 - конгломерато-галечниковые; 2 - песчано-алевролитовые; 3 - глинистые; 4 - золото-кварцевая стратиформная залежь; а - сравнительно бедные руды, б - богатые руды; 5 - породы основания; 6 - рудоподводящие разломы (а) и приуроченные к ним кварцевые жилы и прожилки (б); 7 - переотложенные (регенерационные) золотонесные кварцевые прожилки

Изотопно-геохимические параметры					
$\delta^{34}\text{S}$ (‰) в сульфидной фазе	$\delta^{34}\text{S}$ (‰) в кварцевой фазе	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) в флюидных включениях	Температура флюидных включений		
			Т, град.С	Сред. темп. флюидных включений	С.О.
Верхнеэпидиальное рудное поле					
-1.7...-5.6	-7.7...+16.7	-3.5...+13.4	150-120	≤ 1	3-5
Нижнеэпидиальное рудное поле					
0.8-0.5	+14.2...+18.1	+5.2...+9.7	350-200	> 4	10-100

Рудное поле соответствует объему развития *кукканской свиты* P_1 нижней части разреза верхоянского комплекса. Она выполняет локальный палеопрогиб на Западном крыле Южно-Верхоянского синклинория. Выходы на поверхность нижней границы свиты определяют геологические границы рудного поля с запада, юга и севера; с востока границей является региональная тектонически подновленная флексура, вдоль которой рудовмещающие горизонты погружаются к Центральной части синклинория.

Рудовмещающая кукканская свита нижнепермского возраста состоит из шести пачек, представленных следующим набором пород: первая - алевролиты, песчаники, конгломераты, туфодиамиктиты, туфы (дацитового ?) состава; вторая и третья - алевролиты, песчаники, туфодиамиктиты; четвертая - алевролиты, песчаники, «рябчики» (серые песчаники с неокатанной брекчией черных алевролитов); пятая - песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты; шестая - алевролиты, песчаники. Общая мощность толщи 1 – 2 км, она имеет ритмично-грубофлишоидное строение и отличительные литолого-фациальные и текстурные особенности. Мощность ритмопачек трансгрессивного типа - в среднем первые сотни метров. В низах разреза ритмопачек залегают грубообломочные и грубозернистые отложения - гравелиты, конгломераты, разнообразные песчаники, выше по разрезу они сменяются слоистыми алевролитами и затем - массивными алевролитами и аргиллитами. Мощность грубозернистых пород от единиц до первых десятков метров; в разрезе значительно преобладают по объему глинистые разности. Внутри отдельных ритмопачек отмечается ритмика более высоких порядков. Детально особенности рудовмещающей толщи рассмотрены в ряде работ (Константинов и др., 1986, 1996; Косовец и др., 1987; Ручкина, 1993).

Для толщи характерны: резкие изменения мощностей и фаций вкрест простирания, примесь вулканического материала; разнообразные типы слоистости (параллельная, косая, градационная турбидитовых потоков и др.) и текстур (седиментационного взламывания, взмучивания); явления локального размыва и переотложения слаболитифицированных гравелитов, конгломератов; конседиментационная склад-

чатость.

Породы подвержены термодислокационному метаморфизму – от серицит-хлоритовой субфации на севере до хлорит-биотитовой на юге. При этом стратифицированное оруденение располагается в породах переходной зоны, метаморфизованных до уровня не выше серицит-хлоритовой субфации.

Структура рудного поля определяется линейной складчатостью дисгармоничного характера. Оруденение контролируется серией синклинальных складок III порядка, осложненных складчатостью более высоких порядков, флексурами, кливажными зонами, разрывными нарушениями. Этими элементами обуславливается размещение в пределах субпластовых залежей и жил обогащенных участков – так называемых «рудных лент», имеющих по простиранию прерывисто-линейную форму.

Оруденение в разрезе размещается на нескольких стратиграфических (или – продуктивных) уровнях, приуроченных к основаниям ритмопачек флишоидной толщи. Наиболее интенсивное оруденение характерно для I и III ритмопачек. Рудные тела по вещественному составу представлены кварцевыми жилами мощностью от 0,5 до 2,5-3 м, залегающими согласно со слоистостью в виде протяженных пластовых залежей. Морфология и строение залежей, помимо литолого-структурных особенностей рудовмещающих пачек, определяются их размещением на том или ином продуктивном уровне и его позицией в структуре рудного поля.

Месторождение Дуэт на южном фланге рудного поля, сложенном образованиями I и II ритмопачек, представлено серией этажно-расположенных субпластовых линз и залежей в алевролитах. Основная среди них (жила За), имеющая площадное распространение, приурочена к контакту кровли пласта песчаников и подошвы вышележащей толщи алевролитов в основании I-ой ритмопачки. Она имеет четкие контакты с вмещающими породами, залегает согласно со слоистостью. Рудные тела размещаются на абсолютных отметках 520-735 м (Рис.).

Юрское месторождение в центральной части рудного поля включает серию послонных кварцевых тел в сближенных пластах пес-

чаников III и IV ритмопачек, имеющих по сравнению с I-ой незначительную мощность. В песчаниках субпластовая морфология жил сменяется послойной линейно-штокверковой, формирующейся из сочетания согласных жил и систем соединяющих их прожилков. К пласту песчаников III ритмопачки приурочена жила 7; в IV ритмопачке на контакте алевролитов и аргиллитов локализуется жила 6. Абсолютные отметки оруденения - 400-700 м.

Месторождение Бриндакит расположено на северном фланге рудного поля, где рудовмещающий разрез отличается существенным преобладанием песчаников. Здесь помимо согласных со слоистостью типичных пластовых тел преобладают сочленяющиеся с ними крутопадающие плитообразные жилы выполнения, приуроченные к сводам антиклинальных перегибов складок и не выходящие за пределы 20-метровой мощности пласта песчаников. Рудные тела Бриндакитского месторождения локализованы на различных уровнях, в т.ч. в основании III-ей ритмопачки в пределах горизонтов крупнозернистых песчаников (жилы 120, 120/1, 120/2). Жила 120 по размерам и степени золотоносности является одним из главных рудных тел месторождения. Рудные тела размещаются на абсолютных отметках 850-870 м.

Рудные тела представлены обогащенными золотом узкими протяженными участками послойных кварцевых жил (т.н. «лентами»), совпадающими по простиранию с направлением складчатых структур (см. рис.). Протяженность рудных лент от 200-300 м до 1.5 км по простиранию, при ширине 40-60 м и мощности 0.7-1.5 м.

Сложены рудные тела на 95-75 % кварцем, в подчиненном количестве присутствует карбонат. Главные рудные минералы - арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, гематит, самородное золото, редко - аргентит и сульфосоли серебра. Содержание рудных минералов - обычно не более 1 %, иногда локально возрастает до 3-5 % за счет арсенопирита.

В строении послойных жил, залежей и околорудного пространства принимают участие несколько разновидностей кварцевого агрегата, различных по текстурным особенностям и находящихся в различных количественных соотношениях как в кварцевых телах на разных про-

дуктивных уровнях, так и в пределах одной залежи. В кварцевых телах среди алевролитов наблюдается смена от зальбандов к центральной части залежи тонкослоистого, мелкоплойчатого кварц-алевролитового материала тонкополосчатым «книжным» кварцем и далее - массивным белым (Рис.). В кварцевых жилах среди песчаников кварц-алевролитовая разновидность жильного агрегата может отсутствовать, но сохраняются реликты пропластков песчаников.

По особенностям *текстурно-структурных разновидностей кварцевого агрегата*, составу рудной минерализации и степени метаморфического преобразования выделяются 4 минеральных ассоциации:

1 - кварц-пирит-арсенопиритовая, слоистой мелкоплойчатой текстуры, развитая в краевых частях жил, содержит до 10-15 % слабо золотоносного арсенопирита и доли процента халькопирита и пирротина в виде вкрапленности в кварце низкой и средней степени метаморфизма, сравнительно незначительно насыщенном газовыми и газовой-жидкими включениями;

2 - существенно кварцевая ассоциация с реликтовой, полосчатой в различной степени, брекчиевой и массивной текстурой белого крупнозернистого кварцевого агрегата, претерпевшего интенсивные метаморфические преобразования, вплоть до превращения в гранулированный мелкозернистый агрегат с единичными газовыми включениями,

Обе ассоциации участвуют в строении пластовых и послойных тел, в секущих жилах присутствует только вторая.

3 - продуктивная кварц-золото-галенит-сфалеритовая, тонкие прожилки которой приурочены к участкам наиболее высокой степени деформации кварцевого агрегата, вплоть до преобразования его в криптозернистый, с газовой-жидкими и газовыми включениями; золотоносный арсенопирит часто раздроблен и залечен просечками самородного золота, в микропрожилках присутствуют сфалерит, галенит, аргентит и сульфосоли серебра;

4 - поздняя карбонат-кварцевая, слагающая в кварцевых залежах свиты маломощных прожилков лестничного типа, с вкрапленностью слабозолотоносного арсенопирита, характеризующаяся признаками

метаморфизма слабой и средней интенсивности, с большим количеством включений.

Золото является сквозным элементом рудного процесса и одним из самых распространенных рудных минералов. Оно присутствует в тонкодисперсной форме в арсенопирите, образующем оторочки крупных кристаллов около жил. Выделения самородного золота отмечаются в кварц-пирит-арсенопиритовой и продуктивной кварц-золото-галенит-сфалеритовой ассоциациях, оно присутствует в виде примесей в рудных минералах. На верхних продуктивных уровнях преобладает золото мелких классов крупности — 0,01—0,1 мм, на нижнем уровне — средних — 0,5—1 мм; значительно реже встречаются золотины крупнее 1—3 мм. Детально строение золота охарактеризовано ранее (Константинов и др., 1996), здесь же отметим лишь основные его различия на разных уровнях.

Основными морфологическими разновидностями золота, по данным Л.А. Николаевой и В.И. Щитовой, являются цементационные (80-90 %) и трещинно-прожилковые; среди первых выделяются ячеистые, губчатые, комбинированные, комковидные. Среди вторых выявлены дендритовидные и комбинированные, с элементами кристаллических форм.

Для нижнего и верхнего уровней характерны гирляндовидные сростки выделений комбинированной формы. Комковидные обособления неправильной формы распространены на нижнем и среднем продуктивных уровнях, как правило, в сростании с арсенопиритом, халькопиритом, реже с галенитом. Для верхнего продуктивного уровня характерно также пленочное золото (0,01—0,05 мм).

Проба самородного золота колеблется в интервале 600—980 на нижнем продуктивном уровне (средняя — 826) и 766—876 на верхних продуктивных уровнях (средняя — 828). При этом 96 % всех проб располагается в интервале 750—860, и лишь 4 % имеет разброс от 600 до 980.

Внутреннее строение самородного золота верхних продуктивных уровней более сложное, отличается большим количеством неоднород-

ностей, выражающихся в появлении изометричных (0,01-0,03 мм) и прожилковидно-линзовидных обособлений высокопробного Au-II, блокового строения, полисинтетических двойников. Признаки морфологии и внутреннего строения золота: появление полисинтетических двойников, субграфических структур распада, высокопробных кайм и прожилков, а также, по данным Белозерцевой и др. (1985), притупление ребер и вершин кристаллов и появление каплевидных частиц, свидетельствуют об имевших место процессах частичной перекристаллизации (вплоть до возможной утраты золотом структурных неоднородностей на нижнем продуктивном уровне) в процессе интравудного метаморфизма под действием интенсивных деформаций (литостатических, складчатых, термодислокационных и т.д.).

Физико-химические параметры формирования оруденения

Для установления *температурного режима* минералообразования, *природы флюидов*, участвовавших в процессах оруденения, и *физико-химических условий* рудоотложения применены *методы термобарогеохимии и изотопного анализа*. Материал для исследований отобран из жилы 3а Дуэтского месторождения (ритмопачка I, нижний уровень), жилы 120 месторождения Бриндакит (ритмопачка III, средний уровень), жилы 7 Юрского месторождения (ритмопачка IV средний-верхний уровень). Исследованы также околорудные породы на изотопный состав органического углерода.

Валовый состав флюидных включений в кварце определяли путем измельчения проб кварца в атмосфере гелия при 200°C с последующим *количественным газово-хроматографическим анализом* воды, углекислоты и углеводородов. Затем из измельченных проб методом водной вытяжки извлекали солевые компоненты включений. Состав вытяжек анализировали *методами ионной хроматографии и масс-спектрометрии* с индуктивно-связанной плазмой (MS ICP). По результатам анализов рассчитывали концентрации ионов и элементов в растворах включений (табл. 1).

Таблица 1

Состав флюидных включений в кварце по данным валового анализа

№ обр	H ₂ O в кварце (мг/кг)	CO ₂	CH ₄	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Mn ²⁺	CO ₂ / CH ₄	X
Месторождение Юр												
Ю-18	1614	470	124	366	5	147	45	55	18	10	4	0,8
Ю-14	630	291	54	144	177	168	10	36	25	3	5	0,6
ВЩ-83-74	335	266	85	407	475	312	27	98	99	8	3	1,0
Месторождение Бриндакит												
БР-3	473	472	49	Н.о.	303	269	5	8	4	1	10	0,8
ГО-82-234	827	1242	74	473	443	838	17	Н.о.	4	3	17	2,2
БР-9	526	5259	30	Н.о.	302	208	5	6	5	11	175	5,5
Месторождение Дуэт												
ВЩ-82-57	370	4218	36	982	86	88	82	129	107	19	117	4,8
ВЩ-83-26	96	2315	205	Н.о.	1089	250	281	268	229	5	11	3,6
ВЩ-82-118	204	2187	254	Н.о.	2027	1014	278	124	151	4	9	4,1

Примечания. Анализы выполнены в АЦ ЦНИГРИ. Аналитики Ю.В. Васюта, А.Ю. Смоленкова, И.В. Григорьева

Н.о. - элемент не обнаружен. X – суммарное содержание газов и солей (в молях на кг H₂O).

Описание образцов – см. прил к табл.2 Жирным шрифтом выделены образцы, содержащие самородное золото

Изотопный состав кислорода кварца и водной составляющей рудоносного флюида

Для *Дуэцкого месторождения* изотопный состав кислорода кварца $\delta^{18}\text{O}$ характеризуется следующим диапазоном значений (табл..2):

– кварц-алевролитовый мелкоплойчатый тонкослоистый агрегат краевых частей *жилы 3а* имеет величину $\delta^{18}\text{O}$, равную 15,2, которая несколько снижается (до 14,5) при наложении на него тонковкрапленной продуктивной минерализации золото-галенит-сфалеритового состава;

Таблица 2

Результаты изотопных и термометрических исследований на месторождениях Дуэт-Бриндакитского рудного поля

М-ние, стратиграфич.	№ обр. место отбора	$\delta^{18}\text{O}$, ‰					$T_{\text{гом}}$, °C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ (по данным Глухова А.П.)	
		Кварц-алевролит. ассоц. (1)	Кварц-алевр. ассоц. с наложен продуктивной (1+3)	Сущест кварц. ассоц. (2)	Сущест кварц. с налож. продуктивной (2+3)	Сущест. кварцевая с неизвестной золотоносностью (2+?)			№ обр., Продукт. уровень, место отбора	Арсенопирит в золото-кварцевых жилах
Бриндакит ж. 120 III	ГО-82-239				9,8		356 с CO_2	+4,8	ВЩ-82-205 III	-2.2
	Бр-9					18,9	335-350 с CO_2	+13,4	Бриндакит жила 120	
	Бр-3					15,1	н/о			
	Бр-1 ГО-82-234				11,2	9,8	320-350 с CO_2 248-302 с CO_2	+4,3 +4,2		
Юр ж. 6, IV	Ю-18				6,7		362-410	+3,7	ВЩ-82-156	-5.6
	Ю-14					15,8	140-150	-0,2	Юр ж. 7, III	
	ВЩ-83-208 ГО-82-243 ГО-82-245	7,7 15,2			15,7		220-240 ед. 274 н/о	+5,7 -0,3	шт. 12 690-700 м	
	ВЩ-83-76 ВЩ-83-74 ВЩ-83-75	15,2		14,5			120-130 346 с CO_2 234-280	-3,5 +9,7 +5,4	ВЩ-82-216 Юр ж. 7, III ствол 10	-1.7
			15,2							

Таблица 2(окончание)

ДУЭТ ж. За 1	ГО-82-255 ВЩ-82-103А				16,1 15,5		ед. 240 220-235	+5,6 +5.0	ВЩ-82-127 ВЩ-82-16	-0.3 +0.8
	ВЩ-82-34 ВЩ-82-57				14,3 14,7		н/о н/о		МН-82-58 ВЩ-82-15 Дуэт, I	+0.5 +0.4
	ВЩ-82-71 ВЩ-83-26	15,2	14,5				290-325 212-276	+7,2 2	ВЩ-82-126 ТК-83-6а	0.0 -0.1
	ВЩ-82-140 ВЩ-82-118	15,2			14,2		320-350 с CO ₂ 197-235	+9,7 +4,5		

Примечание: жирным шрифтом выделены образцы, содержащие самородное золото.

Характеристика исследованных образцов

№№ п/п	№ образца	Место взятия	Характеристика образца
1	2	3	4
1	ВЩ-82-34	М-ие Дуэт жи- ла 3а,	Молочно-белый кварц с пропластками аргиллита, вкрапленностью арсенопирита, пирита, золота (продуктивный кварц), с маломощными карбонатными просечками. Центральная часть жилы мощ. 1,5 м (сод. Au - 50,1 г/т, Ag - 10,0 г/т)
2	ВЩ-82-71	М-ие Дуэт, жила 3а	Кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация краевой части залежи близ верхнего кон- такта, с плойчатой текстурой кварц- алевролитового материала. Сод. Au >>2 г/т
3	ВЩ-82-140	М-ие Дуэт, шт. 1-3, жила 3а кровля.	Тонкополосчатый кварц-алевролитовый материал, с вкрапленностью пирита и ар- сенопирита (Au - 0,2 г/т)
4	ГО-82-255	М-ие Дуэт, выход жилы 3а на поверхность близ вершины г.Дуэт	Скорлуповатый кварц, с примазками угли- сто-глинистого материала по поверхностям «отслаивания», к которым приурочены уплощенные (конформные этим поверхно- стям) золотины, внутри кварца - золотины интерстициальных форм размером порядка 1 мм
5	ВЩ-82- 103а	М-ие Дуэт Шт. 3, блок 18, площадка средняя часть жилы, ближе к контакту лежачего бока	Молочно-белый кварц с редкой вкрап- ленностью арсенопирита и самородного золота
6	ВЩ-82-56	М-ие Дуэт Шт. 3. Лежащий бок жилы 3а	Серовато-белый кварц, деформированный по кливажу; содержит пластины алевролитов, вкрапленность крупнокри- сталлического арсенопирита, «прослои» мелкозернистого пирита и арсенопирита и вкрапления самородного золота
7	ВЩ-83-26	М-ие Дуэт Шт. 1-3. Лежащий бок жилы	Тонкополосчатый кварц-алевролитовый агрегат, переходящий в деформированный кварц с углисто-глинистым материалом по кливажу

Приложение к таблице 2(продолжение)

8	ВЩ-82-118	М-ие Дуэт Шт. 1. Лежачий бок жилы	Молочно-белый дробленый кварц с гнездами, просечками арсенопирита, галенита, сфалерита и самородного золота
9	ВЩ-83-76	М-ие Юр, жила 6, шт.7	Серовато-белый занозистый кварц с лимонитовыми просечками (Au<0,002 г/т)
10	ВЩ-83-208	М-ие Юр, жила 6, шт.21, диагональн.штрек	Сливной буровато-серый кварц с ассимилированными лимонитизированными пластинами вмещающих пород среди массивного кварца центральной части жилы, в первом (с «тенями» песчаников) вкрапленность видимого золота. Сод. Au>>>2 г/т
11	Обр. Ю-14	М-ие Юр.	Белый сливной (крупнокристаллический метаморфизованный) кварц со стеклянным блеском
12	Обр. Ю-18	М-ие Юр.	Грязно-белый мелкозернистый кварц, обохренный по трещинам и кавернам
13	ГО-82-243	М-ние Юр. отвал штольни 7 из проходки по жиле 6	В мелкозернистом зеленовато-сером песчанике - послойный прожилок кварца с перемьятыми реликтами вмещающих пород
14	ГО-82-245	М-ние Юр, отвал штольни 7 из проходки по жиле 6	Слегка обохренный кварц с прослойками перемьятых черных алевролитов
15	ВЩ-83-74	М-ние Юр, штольня 7, жила 6. Лежачий бок жилы	Серый кварц с пропластками пирит-алевролитового состава и гнездами галенита и сфалерита в кварце (Au<0.1-02 г/т)
16	ВЩ-83-75	М-ние Юр, штольня 7, жила 6.	Серый кварц с пропластками алевролитов, гнездами галенита, сфалерита, пирита и вкрапленностью самородного золота размером до 0.5 мм
17	БР-1	М-ие Бринда-кит	Сливной кварц со стеклянным блеском, светлобурого цвета
18	БР-3	М-ие Бринда-кит	Сливной обохренный кварц со стеклянным блеском.
19	Обр. БР-9	М-ие Бринда-кит	Белый крупнокристаллический сливной кварц в темносером песчанике

Приложение к таблице 2(окончание)

20	ГО-82-234	М-ие Бриндакит, жила 120/1. Эксплуатацион ная траншея перед шт. 22. Абс. отм. 850- 870 м	Крупнокристаллический слабообохренный кварц с пластинами песчаников, гнездами галенита и крупными (2-2.5 мм) вкраплениями самородного золота
21	ГО-82-239	М-ие Бриндакит, жила 120/1. Отвал шт. 31.	Крупнокристаллический слегка обохренный кварц, с пленками самородного золота по трещиноватости, золотинами в пустотах выщелачивания и гнездами галенита
22	ВЩ-82-127	М-ие Дуэт, жила 3а.	Крупнокристаллический арсенопирит в сростании с самородным золотом
23	МН-82-58	М-ие Дуэт, жила 3а.	Тонкозернистый арсенопирит из сульфидно-глинистого прослоя в кварце
24	ТК-83-6а	М-ие Дуэт, жила 3а.	Крупнокристаллический арсенопирит в лежащем боку жилы
25	ВЩ-82-126	М-ие Дуэт, жила 3а, штольня 1	Крупнокристаллический арсенопирит из лежащего бока жилы на северном фланге
26	ВЩ-82-15	М-ие Дуэт, жила 3а, штольня 3	Крупнокристаллический арсенопирит из висячего бока жилы на южном фланге
27	ВЩ-82-16	М-ие Дуэт, жила 3а, штольня 3	Крупнокристаллический арсенопирит из лежащего бока жилы на южном фланге
28	ВЩ-82-216	М-ие Юр, жила 7, ствол 10	Крупнокристаллический арсенопирит
29	ВЩ-82-205	М-ие Бриндакит, жила 120, штольня 12	Крупнокристаллический арсенопирит
30	ВЩ-82-156	М-ие Юр, жила 7, штольня 12	Пирит

– существенно кварцевый агрегат, слагающий до половины и более мощности жилы, содержащий реликты и «тени» обломков раннего кварц-алевролитового материала, отличается несколько пониженным относительно предыдущей разновидности содержанием тяжелого изотопа кислорода (14,5); вместе с тем в этой же разновидности кварцевого агрегата, но золотоносной, величины $\delta^{18}\text{O}$ колеблются от 14,3 до 16,1. В целом диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ для Дуэта от 14,2 до 16,1, $\delta^{18}\text{O}$ среднее по 8 значениям – 14,96.

Для жилы 6 Юрского месторождения значения $\delta^{18}\text{O}$ жильного кварца изменяются в целом в интервале от 6,7-7,7 для безрудной разновидности до 14,5-15,8 ‰ для золотоносного агрегата, среднее из 8 значений – 13,25‰. Явление существенного «облегчения» изотопного состава кислорода до величины 6,7-7,7, что рассматривается как признак проникновения в систему метеорных вод по активизирующимся разломам и зонам кливажа.

Бриндакитское месторождение отличается наиболее широким интервалом значений $\delta^{18}\text{O}$ – от 15,1 (достаточно типичных для Дуэта и Юра) до существенных отклонений как в сторону снижения (до 9,8), так и возрастания содержаний тяжелого изотопа кислорода (до 18,9). Общий разброс $\delta^{18}\text{O}$ составил 9,1‰. Среднее значение из 5 определенных – 12,96‰.

Сопоставляя вышеизложенные данные, следует отметить 2 момента, а именно – динамику и контрастность изменчивости величины $\delta^{18}\text{O}$. Снизу вверх, как и с юга на север, по средней величине $\delta^{18}\text{O}$ намечается тенденция снижения содержания тяжелого изотопа: Дуэт \approx 15, Юр \approx 13,3, Бриндакит \approx 13‰. Наиболее стабильные значения $\delta^{18}\text{O}$ отмечается для нижнего продуктивного уровня. Вверх по разрезу эта стабильность нарушается, что выражается в понижении значений $\delta^{18}\text{O}$ почти на порядок: на Юре – 6,7...-7,7‰, на Бриндаките – 9,8‰. При этом, при равном разбросе в 9,1‰, абсолютные значения $\delta^{18}\text{O}$ выше на Бриндаките.

Приведенные данные позволяют заключить, что месторождение нижнего продуктивного уровня (Дуэт), субпластовой морфологии, характеризуется наиболее гомогенным изотопным составом кислорода

жильного кварца (в узком диапазоне значений $\delta^{18}\text{O} - 14,2 \pm 16,1\%$). На Юрском месторождении, где морфология рудных залежей в пластах песчаников складывается из сочетания субпластовых жил с соединяющими их проводниками секущего направления, а также на Бриндаките, где рудные тела занимают секущее положение относительно вмещающих их пластов песчаников, отмечается значительный разброс величин $\delta^{18}\text{O}$, из чего следует, что месторождения верхнего уровня характеризуются неоднородным изотопным составом кислорода жильного кварца.

Кроме того, необходимо отметить, что для золотоносных разновидностей кварцевого агрегата, независимо от их размещения на том или ином продуктивном уровне, диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ значительно сужен ($+14,3 \div +16,1\%$) и свидетельствует о существенном преобладании тяжелого изотопа кислорода.

Изучение флюидных включений (ФВ) проводилось в кварцах рудных тел указанных месторождений. Преобладающими среди ФВ являются двухфазовые газовой-жидкие включения с газовой фазой до 40% объема. Трехфазовые углекислотно-водные включения с объемом газовой фазы до 70% - редки для месторождений Дуэт, Юр, но присутствуют во всех изученных образцах рудного кварца из месторождения Бриндакит. Размер включений не превышает 2-10 мкм, гомогенизация их происходит в газовую фазу. Формирование золото-кварцевых руд Дуэцкого месторождения происходило при температурах 350-235°C. На месторождении Юр температурный интервал рудообразования 410-120°C. Интенсивным вскипанием флюидов и $T_{\text{гом.}}$, составляющими 350-250°C, выделяются рудные тела месторождения Бриндакит. Таким образом, температурный диапазон гомогенизации ФВ на изученных месторождениях составил 410-180°C при слабо проявленном вскипании флюидов на месторождения Дуэт и Юр и в условиях гетерогенизации флюидов на месторождении Бриндакит.

Связь изученных флюидных включений с рудообразованием отчетливо прослеживается по приуроченности максимумов газовой выделения (или концентраций H_2O в кварце) к образцам, содержащим самородное золото.

Состав растворов. Отличительной особенностью месторождений Дуэт-Бриндакитского рудного поля является преимущественно гидрокарбонатный состав законсервированных во включениях растворов, с переменным количеством хлор-иона. В составе катионов установлены все главные щелочные и щелочноземельные элементы (табл. 1).

Результаты исследования свидетельствуют о значительном отличии двух уровней локализации оруденения по составу флюидных включений. Отношение Na/K закономерно возрастает от 1 (м-е Дуэт) до 10 (м-е Юр) и 50 (м-е Бриндакит). Аналогичным образом изменяется показатель $(Na+K)/(Ca+Mg)$. В целом нижний рудный уровень отличается большей концентрацией газов и солей в растворах (параметр X), что может быть обусловлено повышенным давлением в системе. Весьма вероятно, что на данный показатель оказало влияние и разбавление растворов пресными метеорными водами, присутствие которых на верхнем уровне системы установлено изотопными исследованиями.

Следует подчеркнуть, что на этом фоне золотоносный кварц разных уровней выделяется:

– повышенными концентрациями таких компонентов как H_2O , Na, в большинстве случаев CH_4 и X (сумма концентраций газов и солей);

– пониженными концентрациями Ca^{2+} и Mg^{2+} .

Неоднозначны содержания в золотоносных растворах CO_2^- , HCO_3^- K, Mn, т.е. группы элементов, которые как правило в гидротермальных месторождениях сопровождают золотую минерализацию.

Снизу вверх закономерно снижается также отношение CO_2/CH_4 . Это может быть связано с усилением влияния на флюидную систему вмещающих пород, содержащих органическое вещество. Известно, что взаимодействие гидротермального водного флюида с восстановленными формами углерода описывается реакцией гидролиза (типа $2C+2H_2O=CO_2+CH_4$). При этом углекислота и метан поступают в раствор в эквимолярных количествах (CO_2/CH_4 около 1).

Углеродистое вещество является одним из характерных компонентов *вмещающих пород*. Концентрации $C_{орг}$ на удалении от рудных

тел достаточно постоянны и в среднем составляют 1,5 % (табл. 3). *Изотопный состав органического углерода* варьирует также в узких пределах от -21 до -23‰. В *околожилльных зонах* наблюдаются локальные обогащенные органическим веществом участки ($C_{орг}$ до 8%). Здесь установлено заметное *повышение доли легкого изотопа углерода* ($\delta^{13}C$ до -24,6‰). Указанные признаки характерны для зон миграции органического вещества и свидетельствуют о перераспределении этого компонента в процессе формирования или преобразования (?) пластообразных жильных тел.

Таблица 3

Изотопный состав и содержание органического углерода в породах Дуэт-Бриндакитского рудного поля

№ пробы	Материал пробы	$C_{орг}$ (%)	$\delta^{13}C_{орг}$ (‰)
I. Вмещающие породы			
ГО-82-51 Б	Черные алевролиты с сульфидной минерализацией и карбонатными прожилками	0,9	-22,6
ГО-82-79	Алевролит углеродистый	0,7	-23,0
ГО-82-139	Алевролит углеродистый	2,4	-22,7
ГО-82-167	Алевролит углеродистый с послынными линзочками кубического пирита	1,7	-21,3
ГО-82-208	Алевролит с густой вкрапленностью микрозернистого пирита	1,4	-22,2
ГО-82-192	Алевролит углеродистый со следами слабой деформации	1,5	-22,1
ГО-82-214	Алевролит углеродистый	0,8	-22,6
ГО-82-213	Алевролит углеродистый	1,2	-23,0
II. Околожилльные зоны			
ГО-82-212	Алевролит углеродистый тонкоплитчатый	1,9	-23,7
ГО-82-32	Алевролит с кварц-карбонатными прожилками	0,8	-23,8
Ж-207	Контакт кварцевой жилы; примазки УВ на плоскостях скольжения	1,2	-23,3
МН-82-31	Углистая порода из контакта-кварцевой жилы	7,9	-24,6
ВЩ-82-95	Массивный алевролит с редкой вкрапленностью арсенопирита	0,8	-23,8

Анализы выполнены в АЦ ЦНИГРИ. Аналитики Кудрявцева Т.А., Петрова С.Н.

На основании полученных изотопно-кислородных и термобарометрических данных для кварцев рассчитаны значения $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ водной фазы рудообразующих флюидов, согласно изотопному геотермометру $Q - \text{H}_2\text{O}$. Для Дуэтского месторождения величина $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ варьирует от +3,7 до +8,0‰ (SMOW), при среднем значении +5,9‰, что свидетельствует об участии формационных вод в процессах рудообразования. Такой же природой характеризуется и водная фаза флюида на месторождении Бриндакит ($\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})_{\text{ср.}} = +4,3 \pm 0,2\text{‰}$). На Юрском месторождении, наряду со значениями $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ от +2.2 до +5.4‰ (ср. +3,8‰), в зонах с $T_{\text{гом.}} = 150-120^\circ\text{C}$ наблюдаются значения $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ от -0.2 до -3.5‰, что четко указывает на присутствие метеорных вод в составе флюида. Необходимо подчеркнуть, что во всех трех месторождениях в зонах с $T_{\text{гом.}} = 360-320^\circ\text{C}$ и гетерогенизацией флюидов значения $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O}) = +9,7 \div +12,5\text{‰}$.

Следует также отметить (как следует из рис.), что на фоне общего разброса температур от 410 до 180° подавляющая масса кварца формируется в диапазоне 340-200°, а золотоносный кварц, на фоне общего диапазона содержания изотопа кислорода в ГЖВ от -3,5 до +12,5 ‰, отличается более узким интервалом значений $\delta^{18}\text{H}_2\text{O}$, а именно - 0,5 ÷ 8 ‰. При этом часто, но не всегда явления вскипания углекислоты, во включениях сопровождаются осаждением золота. Причинами же выпадения его из растворов или перегруппировки более раннего золота могут быть различные факторы, как эволюционного характера, так и различного рода барьеров, вызывающих сдвиг физико-химического равновесия и стимулирующих осаждение золота: падение температуры и связанные с этим увеличение концентрации и перенасыщение растворов, появление на пути минералообразующего раствора в кварцевом агрегате фазовых границ на контакте с вкрапленностью сульфидов, брекчией или прослоями углистого вещества и т.д.

В целом же прослеживается эволюция минералообразующего флюида, проявляющаяся в увеличении доли метеорной составляющей от низких продуктивных уровней к верхним, однако, в пределах рудных лент на всех уровнях золотоносный кварц обогащен тяжелым изотопом кислорода.

Изотопный состав серы сульфидов исследован для 3 групп проб, представленных: 1 – арсенопиритом из кварцевых залежей, 2 – арсенопиритом из полуметрового по мощности околорудного ореола вкрапленности во вмещающих породах и 3 – разнообразными разновидностями пирита из рудовмещающего разреза.

Отмечается различная степень обогащения легким изотопом серы сульфидов из жил, околорудного ореола и вмещающих образований. Наиболее облегченный состав изотопа серы наблюдается у тонкой рассеянной *седиментационно-диагенетической вкрапленности пирита в углеродисто-терригенных осадках*, возникшей, вероятно, за счет сероводорода биогенного происхождения (Гриненко, Гриненко, 1974): характерен широкий разброс величин δS^{34} от +0,6 до -11,5 ‰ (что типично для осадочных сульфидов), преобладают средние и высокие абсолютные значения с отрицательным знаком, среднее - -5,1‰.

Арсенопирит в кварце рудных тел в меньшей степени обогащен легким изотопом серы: разброс значений δS^{34} от +0,5 до -5,6 ‰, преобладают низкие и средние абсолютные значения с отрицательным знаком, среднее δS^{34} -1,9 ‰.

Крупнокристаллический (метаморфогенно-метасоматический?) *арсенопирит из околорудного ореола* обладает наиболее близкими к стандарту, т.е. к нулевым величинам δS^{34} от +0,8 до -0,1 ‰, среднее (+0,3 ‰), незначительно преобладают низкие абсолютные значения с положительным знаком.

Выстроенные по горизонтальной шкале значения δS^{34} для трех вышеописанных групп сульфидов располагаются, слева направо (от положительных к отрицательным), следующим образом: околорудная метаморфогенно-метасоматическая вкрапленность, с минимально утяжеленным, частично – облегченным составом изотопа серы, с близкими к метеоритному стандарту соотношениями; затем – рудная вкрапленность, гидротермально-метаморфогенная, с невысокими значениями легкой серы, далее – рассеянная седиментогенно-диагенетическая вкрапленность пирита во вмещающих породах, наиболее существенно обогащенная легкой серой.

Имеющиеся данные позволяют высказать следующие предполо-

жения и наметить элементы зональности в распределении изотопов серы. В процессе рудообразования происходит перераспределение изотопов серы от седиментогенных образований к гидротермально-осадочным и метаморфическим. Среди сидементогенных скоплений *наибольшее обогащение легким изотопом серы наблюдается в верхних частях разреза, где $\delta S^{34} = (-11,5 \text{ ‰})$; на нижнем горизонте δS^{34} варьирует в диапазоне $(+0,2) \div (-8,6) \text{ ‰}$.*

Рудная минерализация верхних продуктивных уровней по сравнению с таковой нижнего уровня также заметно обогащена легким изотопом серы: диапазон значений δS^{34} для жилы 7 третьего продуктивного уровня $-(-1,7) \div (-5,6) \text{ ‰}$, жилы 120 того же уровня, на северном фланге рудного поля $-(-2,2) \text{ ‰}$, для жилы 3а (I-ого нижнего) уровня $-(0,3) \div (+0,8) \text{ ‰}$. В целом по изменчивости средних значений δS^{34} намечается вертикальная зональность снизу вверх: $- (+0,2\text{‰})$ жилы 3а $\rightarrow (-3,65\text{‰})$ ж.7 $\rightarrow (-2,2\text{‰})$ жилы 120.

В качестве *источников серы*, на основании приведенных данных, можно предполагать, с большей или меньшей степенью достоверности, *коровую серу биогенного происхождения* из вмещающих осадков, и *глубинную серу*, поступавшую в бассейн осадконакопления в процессе вероятной подводной гидротермальной деятельности.

Из сопоставления приведенных выше разнообразных изотопно-геохимических характеристик можно выделить параметры, свойственные золотоносному кварцевому агрегату, или – рудным лентам в составе субпластовых залежей:

- узкий диапазон значений $\delta^{18}O_{\text{smow}}$ тяжелого изотопа кислорода кварца $(14,3 \div 16,1\text{‰})$;

- высокие значения в вакуольных растворах суммы концентраций газов и солей, а также H_2O , Na, и в большинстве случаев – CH_4 ;

- диапазон значений $\delta^{18}O(H_2O)$ тяжелого изотопа кислорода $2 \div 8\text{‰}$, на фоне более широкого разброса для кварцевого агрегата на флангах залежей;

- температурный интервал гомогенизации включений достаточно широк $(180 \div 400^\circ)$.

Обсуждение результатов

Изотопный состав кислорода жильного кварца выражен величиной уплотнения $\delta^{18}\text{O}$ которая характеризует разности отношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в образце и в стандарте SMOW; она измеряется в промилле и равна:

$$\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{пр}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{smow}} 10^3}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{smow}}}$$

где $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{пр}}$ – изотопное отношение в пробе,

$(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{smow}}$ – изотопное отношение в стандарте.

В качестве стандарта принят кислород океанической воды $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 1993,4 \times 10^{-6}$ и $^{16}\text{O}/^{18}\text{O} = 501,7$ (Справочник по геохимии, 1990; Г. Фор, 1989).

Вариации изотопного состава кислорода по современным представлениям являются следствием обменных реакций равновесия, в которых участвуют H_2O и CO_2 или SiO_2 . Происходящее в ходе реакций перераспределение изотопов приводит к потере водой тяжелого изотопа O^{18} , накапливающегося в углекислоте или в кремнеземе.

Н.В. Петровской (1962) отмечается зависимость соотношения главных изотопов кислорода O^{16} и O^{18} (или – изотопного состав кислорода) от:

- условий минералообразования;
- температуры и состава растворов;
- минеральных форм отлагающегося вещества;
- влияния процесса метаморфизма, приводящего к обеднению легким изотопом.

При сопоставлении данных по *изотопии кислорода водной фазы рудообразующих растворов* рассматриваемых месторождений с опубликованными для ряда отечественных и зарубежных золото-серебряных объектов (Устинов, Константинов, 2000), становится очевидным, что широкий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ водной фазы рудообразующих растворов (от $-5,5$ до $+12,9\text{‰}$) – характерная особенность рассматриваемых месторождений. Соответственно этому диапазону рудо-

образующие растворы, отвечают, по приводимой шкале, «магматическим», в их положительных значениях, и метеорным (в случае отрицательных значений, т.е. при наличии облегченного изотопа кислорода).

Изотопный состав кислорода жильного кварца на месторождениях Дуэт-Бриндакитского рудного узла имеет разницу максимальных и минимальных значений $\delta^{18}\text{O}$ равную 12,2 ‰, в два с лишним раза превышающую типичную «пороговую» для «стандартного» гидротермального золоторудного месторождения. В совокупности с этим широкий диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ как в кварце, так и в водной фазе включений, свидетельствует по-видимому о широком разнообразии процессов, приводящих к формированию сложного по генезису стратиформного оруденения, начинающегося с процесса поставки рудного вещества в бассейн осадконакопления и участия его в последнем, с последующей мобилизацией, перегруппировкой и концентрацией рудных компонентов в метаморфогенных растворах, осаждением из последних и вовлечением в новый метаморфический процесс.

На рис. показан *изотопный состав кислорода некоторых природных образований*. Согласно приведенной на этом рисунке схеме, заметные колебания изотопного состава кислорода характерны для осадочных и метаморфических пород как продуктов седиментации в водной среде с последующим метаморфизмом. Следует учесть также, что согласно схеме глобального распределения в атмосферных осадках $\delta^{18}\text{O}$ (Yurtsever Gat, 1981), для южноякутского региона эта величина размещается в интервале (-14) – (-18)‰ (ср. -16). Вынесенные на схему (рис.) вариации изотопного состава кислорода кварца золото-кварцевых залежей, в *полном диапазоне* их значений для $\delta^{18}\text{O}$ кварца (6,7÷18,9), и кислорода водной фазы флюида (от +12,9 до -5,5) «ложатся» в диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$, характерных для осадочных пород, атмосферных осадков и термальных вод, т.е. фактически – всех компонентов, участвующих в генезисе оруденения.

Изотопный состав кислорода водной фазы флюидов, вычисленный на основе данных по температурам гомогенизации ГЖВ в кварцах, также свидетельствует о том, что рудные тела верхних уровней сформированы с участием растворов разной природы (имея ввиду изо-

топной состав кислорода), с различными их пропорциями. На этом фоне рудные ленты различных уровней выделяются преимущественно тяжелой составляющей изотопного соотношения кислорода. Этот момент позволяет говорить о двух составляющих в генезисе оруденения — формировании субпластовых кварцевых залежей и формировании в них обогащенных участков.

Как следует из ряда публикаций, где обсуждаются особенности оруденения Дуэтского типа, придающие ему противоречивый син-эпигенетический облик, оно претерпело длительную многоэтапную историю формирования и «оформления» рудоносных залежей в их современном виде, включающую проявление гидротермально-осадочного, диагенетического и метаморфического процессов.

Схема преобразования морских терригенных осадков (по Холододу В.Н., 1972), при погружении на глубины 1 — 4 и более км и литогенезе, включает в себя:

дегидратацию глин с удалением поровых растворов, а затем и химически связанной воды, при переходе монтмориллонита в гидрослюда, а затем в серицит;

образование вследствие этого зон разуплотнения и аномально высоких пластовых давлений;

значительное обводнение глин и резкое усиление их пластичности, приводящее к возникновению ослабленных областей, вдоль которых возможны самые разнообразные тектонические деформации (дизгармоничная складчатость, срывы, надвиги и как результат катастрофических разгрузок — образование горизонтов с включениями).

Текстурные особенности песчанистых пород, слагающих рудомещающие горизонты, наличие в них своеобразных «сланцевых конгломератов» вполне отвечают механизму возникновения гидроразрывов и глубинных плывунов.

В процессе дегидратации из глин в разломы, трещины, в слабо уплотняющиеся песчанистые прослои поступают газово-водные растворы, содержащие благодаря жизнедеятельности бактерий повышенные количества углекислоты, сероводорода и битумоидов, возникающих при разложении рассеянного органического вещества. Это увели-

чивает способность вод к мобилизации металлов, кальция и кремнекислоты, которая присутствует в глинистых осадках в виде раковин, зерен кварца или его коллоидных сгустков, заполняющих поры. Установлено, что при погружении глин на большие глубины с повышением температуры возрастает растворимость кремнезема.

Очевидно, процессы преобразования осадков и погребенных в их нижних слоях кварцевых залежей сопровождаются возникновением метаморфических растворов, переводом в их состав газовой-жидких включений, заключенных в подвергающемся метаморфизму агрегате кремнезема и их консервация во вновь возникших залежах продолжающей формирование верхней части разреза.

Признаки преобразования рудного вещества, его ремобилизации и перегруппировки, проявлены в особенностях внутреннего строения кварца, его текстурно-структурных особенностях (рис.) и отмеченных выше признаках, характерных для собственно золотой минерализации. Перегруппировка вещества, как показали специальные расчеты баланса вещества, происходит и в околорудном пространстве, хотя визуальное околорудные изменения не отмечаются.

Под влиянием метаморфических факторов (складчатости, тектонических подвижек, формирование зон расщепления) происходит активизация поровых и вакуольных растворов в процессе «старения» первоначальных золото-кварцевых залежей. Правомерно предположить, что полученные результаты по составу и температурам гомогенизации ГЖВ характеризуют метаморфогенные растворы, наследующие особенности состава компонентов ранних этапов рудообразования. Как показывают данные по изотопным соотношениям кислорода воды в ГЖВ, возникающие (метаморфогенные) растворы имели своим источником как глубинные поступления, так и метеорные воды, включающие воды морских бассейнов и поступающие в них материковые воды рек и осадков.

В пользу источников глубинного происхождения свидетельствуют характерные особенности золотоносного кварцевого агрегата рудных лент, отмеченные ранее – повышенная концентрация «нагрузки» вакуольных растворов, «утяжеленность» изотопного состава кислоро-

да воды и др. Эти особенности объясняются причинами структурного характера. Рудные ленты формировались под влиянием растворов с преобладание формационной составляющей, поскольку они связаны с проницаемыми, сообщающимися с глубинными слоями коры, зонами. Проводниками являются контролирующие рудные ленты флексуры, зоны сгущения мелкой складчатости и кливажа (т.н. зоны «вязких разломов»).

Вся совокупность процессов обуславливает эволюцию изотопно-геохимических параметров вещества различных продуктивных уровней, которая имеет закономерную тенденцию смены пропорций составных частей, с обогащением компонентами метеорных вод выше по разрезу.

Из всего вышеизложенного следует: фактором, определяющим зональное распределение изотопно-геохимических и термобарогеохимических характеристик, служит усиление роли низкотемпературных коровых процессов в верхнем ярусе оруденения. Возрастающее влияние вмещающих терригенных пород, содержащих осадочно-биогенные серу и углерод, находит свое отражение в увеличении доли легкого изотопа серы в сульфидах и повышении восстановлено с минералообразующей среды. Вовлечение в процесс поверхностных вод приводит к разбавлению рудообразующих растворов и резкому снижению $\delta^{18}\text{O}$ кварца. В результате характер вариаций изотопно-геохимических и термобарогеохимических показателей находится в прямой зависимости от мощности рудных тел и стабильности содержаний полезного компонента. Верхний ярус оруденения, представленный слабо золотосодержащими кварцевыми прожилками, характеризуется относительно низкими значениями $\delta^{34}\text{S}$ и $\delta^{18}\text{O}$ и их максимальной дисперсией, а также пониженными РТХ-параметрами минералообразования.

Полученные результаты соответствуют разработанному ранее по геологическим данным гетерогенному механизму формирования руд, включающему цикличное, параллельное и последовательное, проявление гидротермального, осадочного и метаморфического процессов (Константинов М.М., Косовец Т.Н., 1996). Формирование руд сопровождалось реакциями изотопного обмена в процессе образования зо-

лотоносных залежей, с участием растворов ювенильного, метаморфогенного и вадозового происхождения, а также последующего преобразования этих залежей под влиянием различных факторов метаморфизма.

В завершение анализа результатов изотопно-геохимических исследований и их «вклада» в решение вопросов генетического плана и прикладного использования, сформулируем модель стратиформного золото-кварцевого оруденения. В геологическом плане она представляет собой систему этажно расположенных, но пространственно разобщенных в плане внутри и межпластовых залежей и жил, приуроченных к различным уровням рудовмещающей ритмично-флишоидной толщи.

Изотопно-геохимическая модель этой системы выражена зональным распределением по разрезу изотопных характеристик жильного кварца с вектором обеднения его от нижних уровней к верхним тяжелым изотопом кислорода и обогащением легким изотопом серы (соответственно, на Дуэте, Юре, Бриндаките: $\delta^{18}\text{O} \approx 15; 13,25; 13\%$; δS^{34} сульфидов $+0,2; -3,65; -2,2\%$). В генетическом плане это означает, что при общем разбросе $\delta^{18}\text{O}$ от 18,1 до 6,7‰, появление на третьем уровне значений $\delta^{18}\text{O}$ на порядок ниже преобладающих 14-15 ‰ растворы, сформировавшие оруденение верхних уровней, содержали кислород из различных источников его поступления, в то время как на нижних уровнях они гомогенны. Данные по изотопному составу серы рудной минерализации позволяют предполагать участие в рудном процессе серы корового и глубинного происхождения.

Изотопно-геохимическая зональность распределения изотопных составов кислорода кварца и серы сульфидов может служить критерием оценки положения в разрезе уровня оруденения и его перспективности, что позволяет прогнозировать вероятность обнаружения на более глубоких горизонтах промышленных золоторудных залежей.

Полученные результаты могут иметь *практическое значение* при идентификации того или иного уровня какого-либо нового объекта. Большой разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствует о более высоком положении в разрезе, стабильность значений – о локализации оруденения

в основании (или в нижних частях) разреза. Как показала практика работ, обогащенные участки, т.н. «рудные ленты» в пределах нижней залежи более выдержаны по простиранию и падению, т.е. более надежны. Это, в свою очередь, объясняется причинами структурного плана, контролирующими размещение «рудных лент», а именно – контролем оруденения складчатыми структурами высокого порядка. Последние в пределах нижней ритмопачки, очевидно в связи с большей ее мощностью, имеют большие параметры (размах крыльев, амплитуду).

Основными признаками положительной оценки перспектив и наличия на глубине продуктивных залежей является значительный разброс содержаний тяжелого изотопа кислорода в кварце, «облегченный» изотопный состав серы сульфидов, относительно низкие температуры гомогенизации ГЖВ.

Модель рудообразующей системы включает как минимум 2 элемента вертикальной колонны взаимодействия коры с флюидным потоком. Нижний ярус оруденения соответствует зоне проницаемых разломов, с главной ролью в рудообразовании формационных вод, средних – верхний ярусы рудоотложения отвечают области смещения формационных и метеорных вод, в разных пропорциях на различных продуктивных уровнях.

Заключение

Стратиформные золото-кварцевые месторождения Дуэт-Бриндакитской группы рассматриваются нами как гидротермально-осадочные, претерпевшие последующую складчатость и региональный метаморфизм.

Анализ полученных изотопно-кислородных и термобарометрических данных показал, что продуктивная золоторудная минерализация характеризуется определенным узким диапазоном величин $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O}) = +3,7 + +5,7 \text{‰ (smow)}$. Этот факт можно интерпретировать следующим образом.

Поднимающиеся из глубин флюиды, имевшие водную фазу с $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O}) \approx +15 \text{‰ (smow)}$, отвечающую формационным водам (по

Фору, 1989), смешивались с метеорными водами с $\delta^{18}\text{O} \approx -16,0\%$. При доле метеорной воды 30-40 % в новообразованном флюиде ($\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})_{\text{cp}} \approx +4,5\%$) достигается изотопно-геохимический барьер, на котором происходит осаждение золота. Процесс оруденения протекает локально (согласно схеме глобального распределения в атмосферных осадках $\delta^{18}\text{O}$ (Vurtsever Gat, 1981)), в соответствии с величиной $\delta^{18}\text{O}$ (snow) = 16‰ для южнокутского региона. Вероятно, количество воды в газовой-жидких включениях отражает масштабы накопления метеорных вод на геохимическом барьере и тем самым влияние его на концентрированное отложение золота.

1. Факторы локализации стратиформного золото-кварцевого оруденения. *Константинов М.М., Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю., Щитова В.И., Жидков С.Н., Слезко В.А.* // Геология рудных месторождений, 1988, № 5, с. 59-69.
2. *Константинов М.М., Косовец Т.Н.* Золото-кварцевые месторождения в турбидитах Южной Якутии. // руды и металлы, 1996, № 3, с. 5-19.
3. *Белозерцева Н.В., Силичев М.К.* Минеральный состав и геохимические особенности стратифицированных золоторудных месторождений Южно-Верхоянского синклинория. // Сб. науч. трудов ЯФ АН СССР. 9 отр. минер. ова – Якутск, 1985, с. 10-16.
4. Минералого-геохимические элементы поисковой модели стратиформного золото-кварцевого оруденения в терригенном комплексе // *Косовец Т.Н., Карпинский Н.И., Мухаметова Н.А., Орлова Г.Ю., Щитова В.И.* // Тр. ЦНИГРИ, 1987, вып. 219, с. 85-92.
5. *Ручкина Ю.Р.* Обстановка накопления и типы органического вещества золотоносных черносланцевых отложений. // Руды и металлы, 1993, № 3-6, с. 25-27.
6. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. // Изд-во МИР, 1989 г.
7. *Устинов В.И., Константинов М.М.* Природа рудообразующих растворов золото-серебряных месторождений США по изотопным данным. // Геохимия, 1999, № 5, с. 556-558.
8. *Yurtsever Y., Gat T.R.,* Stable isotope in atmospheric waters / Stable isotope hydrology, 1981, p. 103-142.

ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ОБСТАНОВКЕ ВЫСОКОЙ АКТИВНОСТИ БОРА

*В.Ю. Прокофьев, Л.Д. Зорина, Ф.Г. Рейф,
Ю.М. Ишков, И.А. Бакшеев, О.Е. Кудрявцева*

В рудах золоторудных месторождений нередко встречается турмалин в составе предрудных и раннерудных минеральных ассоциаций. Изучение концентраций бора в рудообразующем флюиде гидротермальных месторождений показало, что обычно они не превышают 4.6 г/кг раствора (Прокофьев и др., 2003). Однако при изучении состава рудообразующих флюидов Теремкинского месторождения золота установлены значительно более высокие концентрации бора.

Теремкинское месторождение расположено в Забайкалье, в 5 км западнее крупного Дарасунского месторождения. Оруденение вмещают габброиды раннепалеозойского и гранитоиды среднепалеозойского-раннемезозойского возраста. Золотое оруденение района пространственно и генетически связано с интрузивными телами обогащенных калием гранодиорит-порфиров мезозойского возраста. Околорудные метасоматиты представлены лиственитами и березитами (возраст 145 млн лет), оруденение – пологими жилами и зонами минерализации. Основным жильным минералом является кварц, кристаллизующийся на разных стадиях гидротермального процесса. Руды сформировались в четыре последовательных стадии минерализации: турмалиновую (ассоциации турмалина, кварца, пирита), колчеданную (ассоциации кварца, пирита, арсенопирита, халькопирита), полиметаллическую (основные минералы – кварц, пирит, сфалерит, галенит, второстепенные – марказит, блеклая руда, халькопирит, золото) и сульфосольную (ассоциации кварца, пирита, пирротина, халькопирита, бурнонита, блеклой руды, тетраэдрита, сульфовисмутитов, теллуридов и др.). Завершают процесс кварц-карбонатные парагенезисы с халцедоном, цеолитами, иногда флюоритом.

Парагенезисы турмалиновой стадии образуют как самостоятельные жилы и прожилки, так и входят в состав сложных (часто зональных) полисульфидных жил.

Турмалин слагает тонкоигльчатые черные кристаллы длиной до 2 мм и их сростки. Минерал сильно плеохроирует от светло-желтого до темно-зеленого цвета, при наблюдении в шлифах проявлена слабая оптическая зональность. Исследования состава турмалина производились на микрозондах JCXA-733 (в ИГХ СО РАН, аналитик Ю.Д. Бобров) и CAMEBAX SX-50 (в МГУ, аналитики Н.Н. Коротаева и Н.Н. Кононкова). Анализ турмалинов на микрозонде позволил диагностировать твердые включения в турмалине, представленные микровостками кварца, апатита, золота, циркона, графита, рутила. По химическому составу турмалин отвечает "гидроксил-шерлу" с содержанием фтора до 0.08 ф.е. F и железистостью ($f=Fe_x \cdot 100\% / (Fe_x + Mg)$) 49.1-83.3%. Содержание титана составляет 0.12-0.63 мас. % TiO_2 . Концентрации хрома, ванадия и никеля незначительны. Фигуративные точки составов турмалинов на треугольнике $Fe_{50}Al_{50}-Al-Mg_{50}Al_{50}$ лежат ниже линии шерл-дравит (рис. 1а), свидетельствуя о том, что значительная часть железа в минерале находится в трехвалентной форме. Это подтверждается также расчетом структурных формул и рентгенографическим анализом (Афонина и др., 1990). Отношение Fe^{3+}/Fe_x изменяется от 0.13 до 0.88. По данным рентгенографического анализа Fe^{+3} находится в позиции Z, замещая Al. Присутствие в турмалинах значительного количества Fe^{+3} указывает на высокую активность кислорода в минералообразующей среде. Наблюдается неоднородность состава турмалина – изменение в пределах одного кристалла содержания Mg, Fe, Al, Ti, Na, K, Ca. Отношение ($Ca=Ca \cdot 100\% / (Ca+Na)$) варьирует от 19.6 до 32.6%, что указывает на то, что турмалины Теремкинского месторождения щелочные и относительно высококальциевые. (рис. 1б). Высокое содержание кальция в турмалинах может указывать на повышенные температуры его кристаллизации (Зарайский, 1989).

Светлая слюда из околорудных изменений представлена мелкочешуйчатыми агрегатами. По химическому составу она отвечает мусковиту ($Si_{3.07-3.15}$). Минерал содержит железо (0.20-0.26 ф. е.) и магний

(0.10-0.11 ф. е.). Количество парагонитового компонента составляет 1.4-2.1 мол. %. На треугольной диаграмме $KAl_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2-Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2-KMgAl[Si_4O_{10}](OH)_2$ фигуративные точки состава минерала попадают в поле мусковитов классического березит-лиственитовой формации классического Березовского месторождения на Среднем Урале.

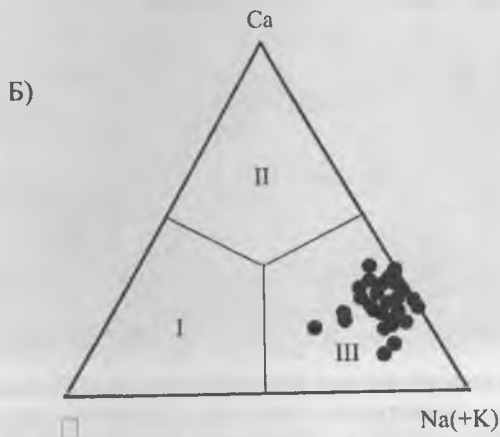
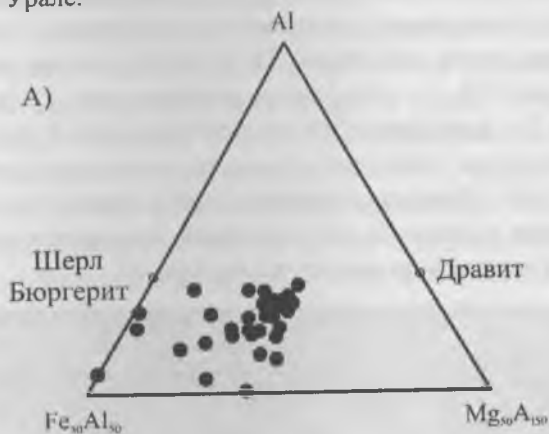


Рис. 1. Соотношение катионов Fe-Al-Mg (А) и -Ca-Na(+K) (Б) в турмалинах месторождения Теремки.

Карбонат из гнезд в рудных жилах по химическому составу отвечает кальциту, который содержит Fe (1.97-5.68 мас.% FeO), Mg (0.74-5.76 мас. % MgO) и Mn (1.24-4.37 мас. % MnO). Карбонат прожилков представлен доломитом и анкеритом с f 48.9-50.1%.

В кварце различных ассоциаций из рудных жил часто встречаются флюидные включения (ФВ) (рис. 2). Эти ФВ нередко крупные (до 30-80 мкм), имеют форму отрицательных кристаллов и часто приурочены к зонам роста (первичные). По фазовому составу можно выделить три типа ФВ: 1 – двухфазовые газовой-жидкие, 2 – существенно газовые, и 3 – трехфазовые, содержащие газ, водный раствор и изотропный кристалл кубической формы, по оптическим свойствам похожий на галит. Нередко встречались группы сингенетичных существенно газовых и газовой-жидких включений, что свидетельствует о гетерогенном состоянии рудообразующего флюида.

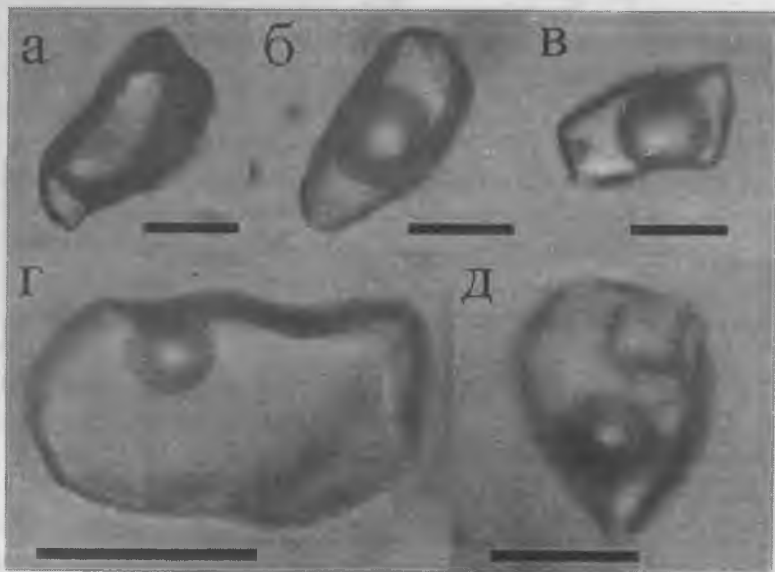


Рис. 2. Флюидные включения в кварце рудных жил Теремкинского месторождения: а – существенно газовое, б-г – газовой-жидкие с разными фазовыми соотношениями, д – трехфазовое с кристаллом галита. Размер масштабной линейки 10 мкм.

После визуального изучения ФВ из кварца различных минеральных ассоциаций рудных жил были исследованы комплексом методов, включавшем термо- и криометрию, газовую и ионную хроматографию, атомно-эмиссионную спектроскопию с вскрытием индивидуальных флюидных включений лазерным импульсом (Reyf, 1997), а также анализ водных вытяжек из ФВ методом ICP MS.

Термо- и криометрия ФВ. Для микротермометрических исследований использован компьютерный измерительный комплекс, созданный на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы "Linkam" (Англия), микроскопа "Amplival" (Германия), снабженного набором длиннофокусных объективов, в том числе объективом 80^x фирмы "Olimpus" (Япония), видеокамеры и управляющего компьютера. Комплекс позволяет в режиме реального времени производить измерения температур фазовых переходов в интервале от -196 до 600°C, наблюдать за ними при больших увеличениях и получать электронные микрофотографии. Концентрация солей для включений без плотных газов оценивалась по температуре плавления льда, с использованием данных из работы (Bodnar, Vityk, 1994). Давление определялось для гетерогенного флюида по сингенетичным существенно газовым и газовой-жидким включениям как сумма давлений паров воды и давления CO₂. Оценка концентраций солей и давлений водяного пара и углекислоты проводилась с использованием программы FLINCOR (Brown, 1989).

Газовая хроматография. Состав флюидных включений изучался хроматографическими методами. Газовые компоненты и вода анализировались на газовом хроматографе «Цвет100М» модели 163. Схема установки и методы определения описаны в работе (Миронова и др., 1992). Чувствительность определения газовых компонентов (мкл): N₂ - 0.1; CH₄ - 4×10⁻²; CO₂ - 3×10⁻²; H₂O - 5×10⁻⁵.

Образцы готовили к анализу следующим образом. Мономинеральные фракции обрабатывали горячей азотной кислотой в пропорции 1:1, промывали дистиллированной и бидистиллированной водой и сушили при температуре 100°C. На вакуумном декрепитометре, работающем в режиме постоянной откачки, с датчиком-катарометром, были получены вакуумные декрептограммы, по которым выбиралась

величина навески и температура вскрытия включений. При анализе включения вскрывались в кварцевой пробирке, вмонтированной в газохроматографическую систему. Через пробирку постоянно проходит газ-носитель гелий, который выносит выделяющиеся при нагревании компоненты в фор-колонку, опущенную в сосуд с жидким азотом, где газы намораживаются. Одновременно с окончанием вскрытия включений (время нагрева 3 минуты) фор-колонку размораживали, и компоненты флюида переводились потоком газа-носителя в рабочую колонку с параметрами: длина 3 м, насадка – Полисорб-8, температура 25-100°C по программе 20°C в минуту.

Ионная хроматография. Анионный состав растворов изучен в ГЕОХИ РАН методом ионной хроматографии (Савельева и др., 1988), который обладает рядом преимуществ по сравнению с традиционными методами по набору определяемых анионов (Cl^- , F^- , SO_4^{2-} , Br^- , H_2PO_4^- , NO_3^- , NO_2^- , анионы карбоновых кислот и др.), объему пробы (0.01 - 0.1 мл), чувствительности (10^{-3} мкг/мл), экспрессности определения, высокой воспроизводимости, возможности одновременного определения в растворе как микро-, так и макрокомпонентов, высокой селективности и возможности одновременного определения неорганических и органических ионов. Используемый элюент, однако, исключал возможность определения бикарбонат-иона. Перед проведением анализа мономинеральные пробы кварца, сфалерита, карбонатов и барита (размер зерен 0.8-0.5 мм) весом от 0.3 до 0.6г многократно промывали горячей дистиллированной водой (пробы кварца - предварительно разбавленной горячей HNO_3) и высушивали при температуре около 80 °С. Вскрывались включения термическим способом (Савельева, Наумов, 1980) с нагревом до 380°C. Декрепитация проб производилась в кварцевых вкладышах на вакуумной установке с жидкостным манометром (Наумов и др., 1983) и по возрастанию давления в вакуумной системе рассчитывался суммарный объем газов и воды, выделившихся при вскрытии включений, после чего производилось поглощение воды P_2O_5 и по падению давления определялся объем газов. Декрепитированная навеска в том же кварцевом вкладыше заливалась бидистиллированной водой в соотношении 1:1 и перемешивалась около 10 мин.

для полного растворения солевых компонентов, выброшенных из включений при вскрытии. Затем вытяжка декантировалась и методом ионной хроматографии анализировался ее анионный состав. Концентрации анионов в растворе рассчитывались на воду, определенную из той же навески, что улучшало достоверность их оценки. Результаты параллельных определений показали хорошую воспроизводимость анализа.

Анализ содержимого водных вытяжек из ФВ методом ICP MS. Анализ водных вытяжек из включений методом индуктивно связанной плазмы представляет собой сложный многоэтапный процесс. Из пробы, в которой предварительно были изучены ФВ и было установлено преобладание включений одного типа, отбиралась мономинеральная фракция размером 1-0.5 мм. В ней сначала определялась температура вскрытия большинства включений на вакуумном декрепитографе. Потом на газовом хроматографе определялось количество воды, содержащейся во включениях (это необходимо для расчета концентраций элементов в растворе включений). Потом из навески 500 мг предварительно промытой и высушенной мономинеральной фракции готовился фоновый раствор и собственно вытяжка. Фоновый раствор готовился до вскрытия вакуолей, потом производилось термическое вскрытие (для данных проб при температуре 450°C) включений и приготовление раствора пробы. Объем растворов (как пробы, так и фонового) был одинаков и составлял 5 мл (разбавление 1:10). Содержание элементов вычислялось как разница концентраций и пересчитывалось на массу раствора включений (используя количество воды, определенное газовой хроматографией). Исследование состава растворов производилось в ИГЕМ РАН на квадрупольном масс-спектрометре PLASMA QUAD PQ2+TURBO фирмы VG Instruments (аналитик С.А. Горбачева).

Лазерный спектральный анализ индивидуальных ФВ. Анализ индивидуальных включений методом атомно-эмиссионной спектроскопии с лазерным вскрытием ФВ (Ишков, Рейф, 1990) был проведен в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Используемая методика атомной эмиссионной спектроскопии с лазерным вскрытием включений детально охарактеризована в работах (Ишков, Рейф, 1990), поэтому отметим

только главные ее особенности. ФВ, расположенное на глубине ≤ 20 мкм, нагревалось до растворения газового пузыря и подвергалось воздействию лазерного импульса, мощность которого была недостаточна для испарения прозрачного минерала-хозяина, но настолько повышало давление во включении, что оно разгерметизировалось (декрепитировало) с образованием выкола сложной формы, в целом напоминающего перевернутый конус. Содержимое ФВ выбрасывалось в межэлектродную зону и возбуждалось искровым разрядом, спектр формировался спектрографом PGS-2 и регистрировался на фотопленку. Для калибровки использовались эталонные растворы с известной концентрацией интересующих элементов, которые после диспергации в подготовленной эпоксидной композиции образовывали в затвердевшем полимере многочисленные включения сферической формы. Под действием лазерного импульса они, как и природные флюидные включения, вскрывались с образованием выкола сложной, неповторяющейся формы. Вследствие этого степень извлечения содержимого ФВ может изменяться в определенных пределах (около $\pm 30\%$).

Результаты термо- и криометрических исследований 381 индивидуального ФВ приведены в табл. 1. Рудоотложение происходило из нагретых растворов хлоридного Mg-Na (Ca-Na) состава с концентрацией солей 34.0-2.7 мас. % экв. NaCl при температурах 466-118°C, в открытых и полуоткрытых трещинах, при сравнительно низком давлении (310-70 бар), нередко из кипящих растворов, т. е. на кривой двухфазового равновесия, где температуры гомогенизации включений соответствуют температурам кристаллизации кварца (т. е. поправки к Тгом. не требуются). Концентрации солей в растворах в температурной области выше 300°C (рис. 3) увеличиваются с падением температуры (на фоне гетерогенного состояния флюида, что может свидетельствовать о выкипании воды), а при более низких температурах – падают с уменьшением температуры (возможно, это связано с разбавлением эндогенного флюида слабоконцентрированными вадозными водами). Наличие в растворе включений уголекислоты и хлора было подтверждено данными ионной и газовой хроматографии (табл. 2). Кроме того, этими анализами обнаружены в составе рудообразующих флюидов небольшие количества азота и метана, а также ионы F⁻.

Таблица 1

Результаты термо- и криометрических исследований флюидных включений в кварце рудных жил месторождения Теремки (Забайкалье)

№ пробы, привязка	Минерал	n	Температура, °С						Концентрация солей, мас. % экв. NaCl (CaCl ₂)	d г/см ³	Давление, бар	(P _{H₂O} + P _{газов})/P _{H₂O}
			гомогенизации	эвтектики	плавления льда (кристалла)	плавления CO ₂	гомогенизации CO ₂	плавления газгидрата				
1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13	14
КД3871, гранодиорит-порфир из штока	Кварц	6	245	-34	-2.5	-	-	-	4.2	0.84	-	-
	-«-	4	240	-40	-3.8	-	-	-	6.2	0.87	-	-
	-«-	4	233	-40	-3.8	-	-	-	6.2	0.88	-	-
	-«-	17	191	-33	-4.1	-	-	-	6.6	0.93	-	-
194ШТ/81 Ж. Охристая гор. 105 м	Кварц*	3	344 (Г)	-25	-2.3	-56.9	11.5 Г	-	3.9	0.14	310	2.1
	-«-	2	353	-37	-3.6	-	-	-	5.9	0.67	-	-
	-«-	3	344	-31	-5.3	-	-	-	8.3	0.73	-	-
	-«-	5	262	-32	-7.7	-	-	-	11.3	0.89	-	-
1шт/87 Жила Горняцкая гор. 105 м	Кварц*	2	376	-34	-4.5	-	-	-	7.2	0.61	271	1.3
	-«*	2	352	-34	-3.8	-	-	-	6.2	0.68	217	1.3
	-«*	2	352	-34	-3.4	-	-	-	5.6	0.67	217	1.3
	-«*	3	-	-	-	-56.8	-22.2 Г	8.2	-	0.05	-	-
	-«*	2	345	-29	-3.1	-	-	-	5.1	0.67	140	1.0
	-«*	9	297	-34	-7.2	-	-	-	10.7	0.84	78	1.0
	-«-	17	306	-32	-5.5	-	-	-	8.6	0.80	-	-
	-«-	10	286	-32	-5.1	-	-	-	8.0	0.83	-	-

Таблица 1(продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13	14
	-«-	6	264	-33	-9.8	-	-	-	13.7	0.91	-	-
	-«-	2	145	-31	-3.5	-	-	-	5.7	0.96	-	-
724ПТ/87 канавы 70 поверх- ность	Кварц*	6	262	-33	-4.1	-	-	-	6.6	0.85	159	3.6
	-«*	2	-	-	-	-57.4	6.4 Г	-	-	0.12		
	-«*	13	296	-33	-5.6	-	-	-	8.7	0.82	77	1.0
	-«*	9	366	-34	-5.9	-	-	-	9.1	0.70	190	1.0
5/01 Жила №2	Кварц*	5	393	-37	-5.5	-	-	-	8.6	0.63	253	1.0
	-«-	3	368	-54	-26.9	-	-	-	(24.1)	0.88	-	-
	-«*	3	343 Г	-29	-2.5	-65.0 В	-	-	4.2	-	154	1.1
	-«*	5	345	-57	-19.8 (-14.4)	-	-	-	(21.2)	0.89	149	1.0
	-«*	2	349	-53	-19.1	-	-	-	(20.7)	0.88	156	1.0
	-«*	3	391	-38	-9.0	-	-	-	12.9	0.72	248	1.0
	-«*	2	387	-37	-8.7 (-1.9)	-	-	-	12.5	0.72	238	1.0
	-«*	3	409	-38	-8.5	-	-	-	12.3	0.67	296	1.0
	-«*	2	414	-37	-7.8	-	-	-	11.5	0.64	311	1.0
	-«*	4	364 Г	-20	-2.9	-	-	-	4.8	-	185	1.0
	-«*	12	407	-36	-5.5	-	-	-	8.6	0.60	291	1.0
	-«*	2	348	-56	-29.8 (-0.7)	-	-	-	(25.3)	0.92	154	1.0
	-«-	3	146	-27	-1.7	-	-	-	2.9	0.95	-	-
	-«*	2	365	-31	-5.1	-	-	-	8.0	0.68	188	1/0
-«*	2	298	-37	-12.9	-	-	-	16.8	0.90	79	1.0	
-«*	2	345	-32	-4.8	-	-	-	7.6	0.72	149	1.0	

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13	14
	-«-*	3	305	-31	-5.5	-	-	-	8.6	0.81	88	1.0
	-«-*	2	382	-34	-4.5	-	-	-	7.2	0.63	226	1.0
	-«-	3	195	-31	-1.6	-	-	-	2.7	0.90	-	-
4шт/87 ж. Горняц- кая гор. 105 м	Кварц*	11	346	-32	-4.9	-56.6	Не опр.	8.6	7.7	0.72	150	1.0
	-«-*	10	345	-32	-5.2	-56.7	Не опр.	8.0	8.1	0.73	149	1.0
	-«-	14	324	-33	-3.7	-	-	-	6.0	0.73	-	-
	-«-*	5	316	-33	-15.3	-	-	-	18.9	0.90	102	1.0
	-«-	8	269	-32	-4.5	-	-	-	7.2	0.84	-	-
	-«-	11	258	-30	-5.3	-	-	-	8.3	0.87	-	-
	-«-	2	225	-33	-8.8	-	-	-	12.6	0.94	-	-
	-«-	6	153	-29	-5.5	-	-	-	8.5	0.98	-	-
	-«-	4	140	-31	-2.9	-	-	-	4.8	0.96	-	-
38-01 жила №2 гор. 205 м.	Кварц*	6	373	-32	-5.7	-57.8	Не опр.	Не опр.	8.8	0.68	205	1.0
	-«-*	2	323	-35	-5.5	-	-	-	8.6	0.78	112	1.0
	-«-*	4	316	-34	-5.6	-	-	-	8.7	0.79	102	1.0
	-«-*	7	303	-34	-5.7 (- 0.4)	-	-	-	8.8	0.81	85	1.0
	-«-*	12	301	-34	-5.5	-	-	-	8.6	0.81	83	1.0
	-«-*	2	291	-58	-0.9 (+8.0)	-	-	-	26.3	0.99	71	1.0
	-«-	4	274	-58	-21.5 (+15.2)	-	-	-	23.6	0.98	-	-
	-«-	10	248	-34	-4.8 (+6.6)	-	-	-	7.6	0.87	-	-
	-«-	6	309	-34	-5.4	-	-	-	8.4	0.80	-	-
	-«-	2	466	-55	(239)	-	-	-	34.0	0.88	-	-
-«-	3	142	-38	-3.4	-	-	-	5.6	0.97	-	-	

Таблица 1(окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13	14
3372шт жила №2 гор. 205 м.	Кварц*	11	338	-47	-13.7	-	-	-	(16.9)	0.86	136	1.0
	-«-*	14	342	-49	-16.3	-	-	-	(17.3)	0.86	143	1.0
	-«-*	5	375	-33	-4.8+ 4.6	-	-	-	7.6- 7.3	0.65- 0.65	209	1.0
	-«-	4	330	-50	-13.3+ 9.6	-	-	-	(16.6- 13.9)	0.86- 0.83	-	-
	-«-	3	320	-28	-8.5	-	-	-	12.3	0.83	-	-
	-«-*	3	378	-55	-15.4	-	-	-	(18.1)	0.82	216	1.0
	-«-	2	160	-61	(-6.1)	-	-	-	25.1	1.10	-	-
	-«-	2	185	-62	(94)	-	-	-	27.8	1.10	-	-
	-«-	3	140	-35	-3.9	-	-	-	6.3	0.97	-	-
	-«-	3	118	-32	-1.7	-	-	-	2.9	0.97	-	-
	-«-	2	300	-53	-26.3	-	-	-	(23.9)	0.96	-	-
	-«-	3	257	-52	-24.3	-	-	-	(23.0)	0.99	-	-
	-«-	4	324	-56	(99)	-	-	-	28.0	0.97	-	-
-«-	2	301	-54	-16.7	-	-	-	19.0	0.92	-	-	

Примечание. * - гетерогенный флюид. Г – гомогенизация в газ (остальные – в жидкость).

Таблица 2

Результаты анализа содержимого флюидных включений в минералах из кварцевых жил золоторудного месторождения Теремки методами газовой и ионной хроматографии.

Проба	CO ₂	CH ₄	N ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂	F	Cl	SO ₄ ²⁻	F/Cl
	моль %			моль/кг H ₂ O						
106	86.96	0.26	12.78	0.19	0.001	0.03	-	0.079	-	-
5/01	93.77	0.20	6.03	0.79	0.002	0.05	0.014	0.445	-	0.031
724пт/87	79.60	0.50	19.90	0.27	0.002	0.07	0.025	0.234	-	0.107

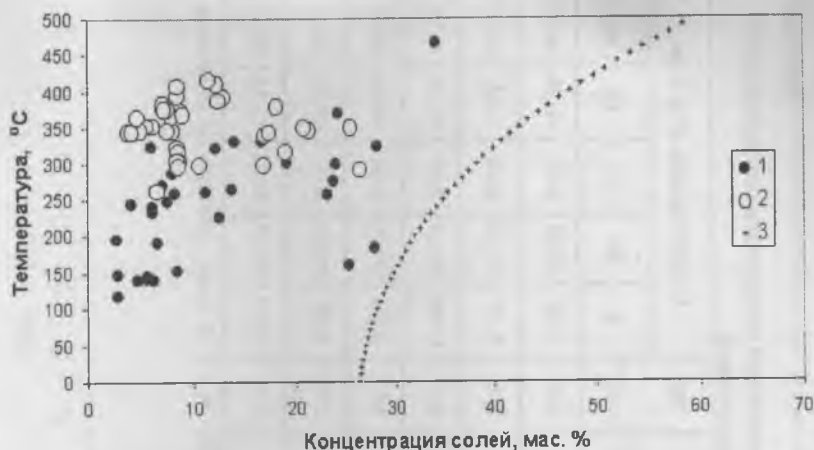


Рис. 3. Зависимость изменения концентрации солей от температуры для рудообразующих флюидов месторождения Теремки.

1 – водный флюид, 2 – гетерогенный флюид, 3 – кривая насыщения системы $H_2O-NaCl$.

Металлоносность рудообразующих флюидов. Концентрации бора, меди, серебра и магния в гидротермальных рудообразующих флюидах Теремкинского месторождения определялись лазерно-спектральным микроанализом. Было проанализировано 6 серий ФВ (табл. 3), характеризующих золото-турмалин-кварцевые жилы. В гидротермальных растворах включений в минералах жилы №2 Теремкинского месторождения были обнаружены (г/кг раствора) бор (15.6-1.55), медь (0.74-0.07) и серебро (2.45). Концентрации бора и меди в растворе с падением температуры сначала возрастают, а потом уменьшаются. Максимальные концентрации этих элементов обнаружены во включении с температурой эвтектики $-57^\circ C$, свидетельствуя о наличии в растворе ФВ заметных количеств хлорида кальция. Кальций в хлоридных растворах в ощутимых концентрациях может наблюдаться только в кислых растворах, достаточно агрессивных и способных растворять и переносить многие металлы. Наблюдается хорошая корреляция концентраций бора и меди в растворе флюидных включений (рис. 4).

Таблица 3

Результаты оценки концентраций металлов в растворе флюидных включений методом атомно-эмиссионной спектроскопии с лазерным вскрытием включений.

№ п/п	№ обр.	Минерал	Глубина, мкм	Т гом., °С	Т эвт., °С	Т пл. льда, °С	С, мас. %	d, г/см ³	V, см ³ × 10 ⁻⁸	m, г × 10 ⁻⁸	Концентрация, г/кг р-ра				
											B	Fe	Cu	Ag	Mg
1	5/01	Кварц	26	414	-37	-7.8	11.5	0.644	4.14	2.67	1.55	<0.01	0.07	<0.28	<0.08
2	«-»	«-»	4	382	-34	-4.5	7.2	0.627	4.33	2.72	3.37	<0.01	0.24	2.45	<0.07
3	«-»	«-»	21	345	-57	-19.8	13.1	0.802	0.71	0.57	15.56	<0.03	0.74	<1.29	<0.36
4	«-»	«-»	10	305	-33	-5.5	8.6	0.805	1.45	1.17	9.00	<0.02	0.36	<0.63	<0.17
5	«-»	«-»	12	298	-37	-12.9	16.8	0.902	1.55	1.40	3.10	<0.01	0.09	<0.52	<0.15
6	38/01	«-»	7	142	-38	-3.4	5.6	0.966	2.33	2.25	<0.54	<0.19	<0.05	<1.45	<0.31

Примечание. Т гом. – температура гомогенизации, Т эвт. – температура эвтектики, Т пл. льда – температура плавления льда, d – плотность флюида, V – объем включения, m – масса включений

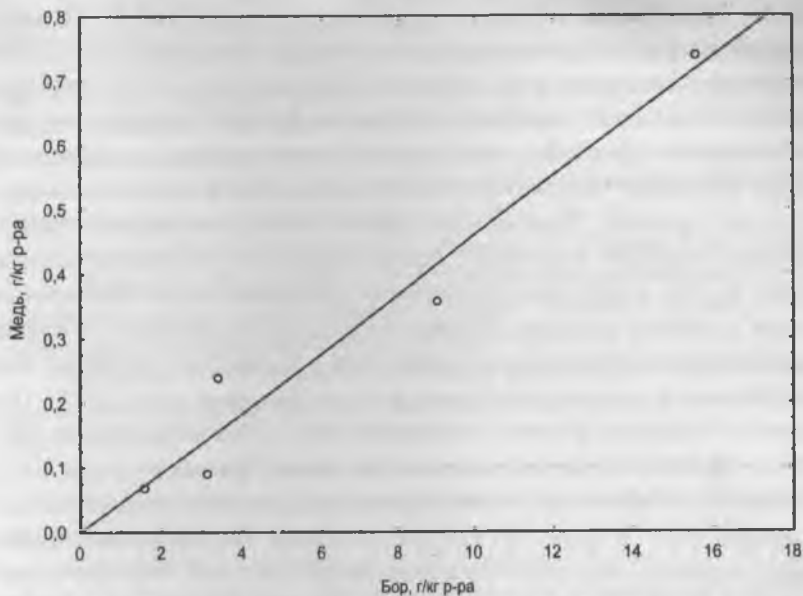


Рис. 4. Корреляция содержаний меди и бора в рудообразующем флюиде.

Изучение водных вытяжек методом ICP MS позволило оценить концентрации в растворе (г/кг воды) следующих элементов: Li (0.032), Be (0.0009), V (0.0145), Mn (0.024-0.012), Co (0.0015), Ni (0.018), Cu (0.0055), Rb (0.001), Sr (0.074), Mo (0.0012), Cs (0.0175-0.0043), La (0.0013-0.00084), Ce (0.0005), Pr (0.00036), Nd (0.0006- 0.0005), Eu (0.00018), Gd (0.002-0.0002), Tb (0.00018- 0.00004), Dy (0.00011), Lu (0.00042), Bi (0.0028-0.00033).

Таким образом, рудообразующий флюид Теремкинского месторождения был очень близок по составу и физико-химическим параметрам к флюиду Дарасунского месторождения (Прокофьев, Зорина, 1994; 1996; Прокофьев и др., 2001). Значительные содержания ионов трехвалентного железа в турмалине указывают на высокий окислительный потенциал минералообразующей среды. Отношение F/Cl для рудообразующих флюидов Теремкинского месторождения (табл. 2) превышает аналогичное отношение в морской воде примерно на 4 по-

рядка (Виноградов, 1967), что свидетельствует в пользу ее магматогенной природы. Однако основное отличие состава заключается в высоких концентрациях бора во флюиде Теремкинского месторождения, которое превышает концентрации бора во флюиде Дарасунского месторождения практически на порядок. Такие высокие концентрации бора заставляют задуматься о геохимической роли бора в рудообразующем процессе. Данные исследования состава включений обнаруживают хорошую корреляцию концентраций бора и меди во флюиде (рис. 4), что может свидетельствовать о боратной форме нахождения меди в водном растворе. Недавно было экспериментально показано уменьшение растворимости хлораргирита в хлоридных растворах при добавлении в систему ортоборной кислоты (Воронин и др., 2003). Поскольку основной формой нахождения бора в рудообразующем растворе, согласно термодинамическим расчетам (Прокофьев и др., 2002) должна являться именно ортоборная кислота, логично предположить о влиянии бора на транспорт серебра на данном месторождении. Наконец, поскольку бор обычно накапливается в летучей фазе флюидно-магматических систем, и им обогащены флюиды наиболее близких к магматическому процессу месторождений (Прокофьев и др., 2003), высокие концентрации бора в рудообразующем флюиде изученного объекта свидетельствуют о его магматической природе (а также о таком происхождении ряда содержащихся в нем рудных элементов).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 01-05-64675) и Фонда содействия отечественной науке.

Афонина Г. Г., Макагон В. М., Богданова Л. А., Зорина Л. Д. Турмалин (рентгенография и типоморфизм). Новосибирск: Наука. Сибирское отд., 1990. 143 с.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215с.

Воронин М. В., Акинфиев Н. Н., Зотов А. В. Растворимость $\text{AgCl}_{(к)}$ в системе $\text{AgCl-NaCl-H}_3\text{BO}_3\text{-H}_2\text{O}$ // Тезисы докладов VI Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Секция VI. М.: 2003. Том 2. С. 140.

Зарайский Г. П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 344с.

Ишков Ю. М., Рейф Ф. Г. Лазерно-спектральный анализ включений рудоносных флюидов в минералах. Н.: Наука, 1990. 93 с.

Миронова О. Ф., Наумов В. Б., Салазкин А. Н. Азот в минералообразующих флюидах. Газохроматографическое определение при исследовании включений в минералах // Геохимия. 1992. №7. Р. 979-991.

Прокофьев В. Ю., Акинфиев Н. Н., Грознова Е. О. О концентрациях и формах нахождения бора в гидротермальных рудообразующих флюидах // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. №5. С. 386-397.

Прокофьев В. Ю., Бортников Н. С., Зорина Л. Д., Куликова З. И., Матель Н. Л., Колпакова Н. Н., Ильина Г. Ф. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. №6. С. 526-548.

Прокофьев В. Ю., Зорина Л. Д. Эволюция флюидов Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) // Доклады АН. 1994. Т. 335. №2. С. 206-209.

Прокофьев В. Ю., Зорина Л. Д. Флюидный режим Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) по данным исследования флюидных включений // Геология и геофизика 1996. Т. 37. №5. С. 50-61.

Прокофьев В. Ю., Пертяжко И. С., Смирнов С. З., Тагиров Б. Р., Грознова Е. О., Самсонова Е. А. Бор и борные кислоты в эндогенных рудообразующих флюидах. М.: Издательство «Пасва», 2003. 192с.

Савельева Н. И., Прокофьев В. Ю., Долгоносов А. М. и др. Использование метода ионной хроматографии при изучении анионного состава растворов флюидных включений // Геохимия. 1988. №3. С. 401-408.

Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Edited by: Benedetto De Vivo & Maria Luce Frezzotti. Pontignano-Siena. 1994. P. 117-130.

Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // American Mineralogist. 1989. V. 74. P.1390-1393.

Reyf F. G. Direct evolution of W-rich brines from crystallizing melt within the Marictikan granite pluton, west Transbaikalia // Mineralium Deposita. 1997. V. 32. P. 475-490.

Slack J. F. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits // Boron: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry (E. S. Grew, A. M. Anovitz, eds). Rev. Mineral, 1996. Vol. 33. P. 559-644.

О МАГМАТИЧЕСКОМ ГЕНЕЗИСЕ ПИКРИТ-ФЛЮИДИЗИТОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СУРСКОЙ СТРУКТУРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Н.Я. Яценко, А.А. Кульчицкая

Проблема генезиса горных пород до сих пор является весьма актуальной. В каждом конкретном случае ее решение представляет не только научный интерес, но имеет практическое значение. Очень многое при этом значат результаты термобарогеохимических исследований

На золоторудных месторождениях Сурской зеленокаменной структуры Украинского щита широкое распространение имеют золотоносные биотит-талк-амфибол-пирротин (\pm пирит)-магнетит-карбонатные породы (пикрит-флюидизиты), генезис которых трактуется неоднозначно: ранее их обычно относили к метасоматитам («золотоносные амфиболовые метасоматиты» [4]), либо - к гидротермалитам («тремолит-талк-карбонатные флюидизитовые сланцы» [1]). Согласно результатам наших исследований, генетическая природа этих пород отвечает магматическому варианту - по составу пикрит-флюидизиты соответствуют производным пикрит-базальтовых расплавов (таблица 1). С пикрит-флюидизитами генетически связано наиболее позднее в архее золотое оруденение активизационной плутоновой золото-карбонат-сульфидно-теллуридной формации AR_3 [8].

Наиболее детально тела пикрит-флюидизитов откартированы на золоторудных месторождениях AR_3 - Сергеевском и Балка Золотая - здесь они образуют дайко- и жилоподобные крутопадающие тела мощностью от 5-10 см до 4-5 м, нередко переходящие в серию инъекционных прожилков, секущих (мигматизирующих) рассланцованные вулканиты базальтоидного состава аполлоновской толщи AR_3 , рассланцованные габброиды сергеевского плутонического комплекса, дайки катаклазированных плагиогранит-порфиров, катаклазированные (раздробленные) жилы и прожилки плагиопегматоидов, пегматоидного кварца сурского интрузивного комплекса AR_3 ; Наиболее часто флюи-

дизиты используют систему разрывов, контролирующих внедрение даек плагиогранит-порфиров, жил плагиопегматоидов, пегматоидного кварца - тяготеют к экзоконтактам последних, инъецируют пегматоиды и, в результате, содержат (захватывают) ксеногенный пирогенный кварц, иногда плагиоклаз [9].

Таблица 1

Химический состав пикрит-флюидизитов, габбро-норитов золотобалкинского комплекса AR₃ Сурской структуры Украинского щита, мас., %

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	41,12	37,79	38,61	13,38	24,5	39,6	0,81	0,52	44,76	46,23
TiO ₂	0,60	0,84	1,28	0,30	0,53	0,15	0,08	0,10	1,79	1,77
Al ₂ O ₃	5,07	5,21	7,44	2,10	7,1	0,20	0,10	0,48	8,01	10,20
Fe ₂ O ₃	4,82	5,48	3,50	15,60	4,6	1,30	1,20	1,30	2,99	1,92
FeO	9,43	9,00	9,82	10,49	8,01	4,36	3,96	0,61	10,85	9,84
MnO	0,25	0,38	0,27	0,14	0,17	0,04	0,22	0,19	0,21	0,33
MgO	15,05	17,57	13,48	8,50	8,6	11,60	16,0	8,87	16,57	11,89
CaO	6,35	7,32	7,78	15,90	23,5	23,3	29,8	44,07	7,56	11,12
Na ₂ O	0,06	0,05	0,05	0,03	0,07	0,04	0,03	0,41	1,0	2,0
K ₂ O	1,47	0,96	1,01	0,27	0,28	0,02	0,02	-	1,33	0,57
P ₂ O ₅	0,07	0,10	0,11	0,04	0,06	0,05	0,01	1,42	0,16	0,15
CO ₂	12,92	11,97	12,40	21,70	18,8	16,5	47,40	41,26	0,60	не опр.
SO ₃	1,02	-	-	4,80	1,37	2,80	0,16	-	0,41	0,15
S	-	0,09	0,83	10,47	0,81	0,40	-	-	не опр.	не опр.
H ₂ O ⁺	1,76	3,23	3,96	-	1,5	-	-	0,03	3,55	2,96
H ₂ O ⁻	0,05	0,07	0,02	0,16	0,2	0,09	0,08	0,36	не опр.	не опр.
-ΔS	0,04	-	-	3,96	0,31	0,15	-	-	-	-
Сумма	100,11	99,96	100,20	99,92	99,79	100,3	99,76	99,62	99,79	99,13

1-3 - тальк-биотит-магнетит-карбонатные пикрит-флюидизиты, месторождение Балка Золотая: 1 - скв. 27518, гл. 215 м; 2 - скв. 26476, гл. 201,8 м; 3 - скв. 26476, гл. 180,6 м; 4-7- Сергеевское месторождение: 4 - биотит-тальк-тремолит-магнетит-пирротин-карбонатный пикрит-флюидизит - скв. 184, гл. 244-246 м; 5 - биотит-тальк-тремолит-карбонатный флюидизит - скв. 193, гл. 145-150 м; 6 - карбонат-тальковые шпировые обособления - скв. 199, гл. 237,5 м; 7 - карбонатная матрица пикрит-флюидизита (карбонат, + тальк, ±хлоритизированный биотит, тремолит) - скв. 189, гл. 147-148 м; 8 - карбонатная матрица кимберлита - силл Бенфонтейн, Южная Африка; 9,10 - район месторождения Балка Золотая: 9-биотит-роговообманковый габбро-пикрит-норит - скв. 10453, гл. 128,4 м, 10 - биотит-оливиновый габбро-пикрит-норит - скв. 10458, гл. 75,0 м.

Анализы 1, 4, 5, 6, 7 - выполнены в химической лаборатории КО УкрГТРИ, г. Симферополь, аналитики: И.В.Ярошенко, М.Н.Гуменюк; 2,3 - по данным В.С. Монахова [3]; 8 - по данным Дж.Доусона [2]; 9-10 - по данным И.Н. Бордунова.[7].

Пикрит-флюидизиты выделяются зеленовато-светлосерой окраской, флюидално-псевдосланцеватой текстурой, обусловленной сланцеватоподобной ориентировкой пластин биотита-флогопита или талька, нередко огibaющих крупные кристаллы амфибола (не катаклазированной), линзовидной формой шлировидных обособлений биотита, талька, карбонатов, магнетита, пирротина. Породы отличаются крайне неравномерным распределением минералов по падению жильных тел, изменчивой текстурой и структурой, связанными со шлировыми обособлениями породообразующих минералов. Главные породообразующие минералы (таблица 2): тремолит-железистый тремолит, железистый тальк, флогопит-железистый флогопит- биотит, карбонаты – кальцит, доломит, анкерит, сидерит, родохрозит, пирротин (редко пирит), магнетит. Широким спектром представлены аксессуарные минералы. Внутри шлиров талька отмечаются обособления мелких зерен ильменита, обрастающего микрозерна рутила, часто обогащенного W, а также срастания ильменита и титанита с каймой рутила. К обособлениям талька, пирротина, сидерита приурочены скопления микрозерен (часто каплеобразной формы) самородного золота в парагенезисе с тетрадимитом, пирротинном, сульфидами Bi, самородным висмутом, теллуридами висмута и свинца, гесситом

Порода состоит из крупных (1-7 x 0,2-0,7 мм) кристаллов железистого тремолита удлиненно-призматической формы, как более ранних выделений, и микрозернистой (иногда мелкозернистой) основной массы, состоящей из зерен карбоната, чешуек талька, биотита, коротких призм тремолита, зерен магнетита и пирротина, нередко образующего обособления сидеронитовой структуры. Такая структура свойственна меньшей части породы. Большую часть (50-70%) занимают шлировые обособления породообразующих минералов, при этом, размер шлиров меняется от 0,1 мм до нескольких десятков см (вероятно, и более). Состав шлиров не совсем мономинеральный. В шлирах магнетита постоянно присутствует незначительная примесь талька, карбоната, редко – пирротина, тремолита и очень редко – кварца; в шлирах биотита – примесь карбоната (обычно кальцит-родохрозит), амфибола, биотита и

замещающего его хлорита; в шлирах талька – примесь карбонатов (марганцевый кальцит, доломит, сидерит), редко – биотита, очень редко – кварца, золота, сульфидов, теллуридов, магнетита, ильменита, рутила, титанита; в шлирах пирротина присутствуют карбонаты, пирит, редко – магнетит (?), амфибол (?), золото, теллуриды, другие сульфиды; в цементирующей карбонатной матрице (кальцит, доломит, сидерит, марганцевый кальцит) встречаются биотит, тремолит, редко – магнетит, пирротин, золото (обычно в сидерите). Такое распределение примесей трудно объяснимо с позиций кристаллизационной дифференциации, зато хорошо согласуется с представлениями о ликвационном разделении расплава. При разделении жидкости на две части, каждая из них содержала небольшое количество растворенной соседней жидкости, что повлияло на состав примесей. Примечательно, что состав карбонатной матрицы пикрит-флюидизитов близок к составу карбонатной матрицы кимберлитов (см. табл. 1).

Все породообразующие минералы флюидизитов содержат флюидные включения. Незначительные размеры кристаллических индивидов, отсутствие плоскогранных кристаллов определили способ изучения включений в породообразующих минералах. Наряду с полированными пластинками, использовался протолочково-иммерсионный метод, заключающийся в изучении включений в обломках зерен, погруженных в соответствующую иммерсионную жидкость. Это ограничивает возможности термо- и криометрии, в равной степени как и других аналитических методов, но эти методы и так не могут быть применены к очень мелким зернам и включениям.

Кристаллы-вкрапленники тремолита обычно переполнены включениями. Доминируют два типа – карбонатные и орачевые включения, которые постоянно находятся вместе, хотя первые преобладают в прозрачных бледно-зеленых кристаллах тремолита, а вторые в густо окрашенных слабо прозрачных. Размер включений от первых мкм до сотни мкм. Изредка среди них обнаруживаются существенно газовые и кристалло-газовые включения.

Таблица 2

Химический состав породообразующих и аксессуарных минералов пикрит-флюидзитов, мас., %

Окис- лы	Тремо- лит	Био- тит	Тальк	Каль- цит	Сидерит		Хло- рит	Иль- менит	Рутил		Тита- нит	Эле- менты	Золото	Пирит	Пирро- тин
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		12	13	14
SiO ₂	49,76	38,50	61,25				28,15				29,64	Au	85,840	0,321	0,035
TiO ₂	0,04	1,16	сл.				0,18	49,49	89,98	96,59	39,21	Ag	9,807	0	0,021
Al ₂ O ₃	1,72	12,93	сл.				20,26	0,09	0,11	сл.	0,99	Hg	0,437	0,014	
Fe ₂ O ₃	1,28							4,68			0,61	Pt	0,128	0,003	
FeO	6,59	18,0	7,50	1,29	52,42	51,38	18,89	42,71	2,43	0,22		Pd	0,190	0,307	
MnO	0,11	0,04	0,13	0,64	1,25	4,12	сл.	1,37	0	сл.	сл.	Fe	0,139	42,344	62,010
MgO	18,09	15,24	26,32	0,85	0,25	0,96	20,70	0,05	0	сл.	сл.	Ni	0,087	0,039	0,026
CaO	13,67	0,32	0,14	53,16	7,13	4,14		0,09	0,18	1,12	28,55	Co	0,080	0	0,007
Na ₂ O	0,24	0,08										S	0,672	54,309	37,130
K ₂ O	0,05	8,16										As	0,020	0,138	0,082
P ₂ O ₅	0,05	0,20										Bi	0,282	0	0
CO ₂	4,10	1,46										Sb	0,105	0,116	0
H ₂ O ⁺	4,12	1,54										Te	0,190	0,629	0,018

Таблица 2(окончание)

H ₂ O	н.о.	н.о.										Cu	0,142	0	0,004
F	0,30	0,63										Zn	0	0,178	
NiO		0,01	0,19	сл.	0,27	0,13	0,20	0,12	0,17	0,12	сл.	Pb	0	1,117	
ZnO			сл.	0,16	0,14	0,57	0,11	0	0	н.о.	0,31				
WO ₃								сл.	5,11	Сл.	сл.				
V ₂ O ₅								0,63	1,22	1,27	0,55				
Сум- ма	100,12	98,16	95,40	56,10	61,46	61,30	88,49	99,23	99,20	99,32	99,86		98,139	99,515	100,132

475

1 – скв.189, гл. 147-148 м; 2 – скв.184, гл. 244,9-246 м; 3 – скв.193, гл. 151 м; 4, 5 – скв.193, гл. 151 м; 6 – сидерит в ассоциации с каплевидными выделениями золота, скв.203, гл. 114-114,3 м; 7 – хлорит-рипидолит (по биотиту) - скв.184, гл. 184-185 м; 8 - 11 – скв.184, гл. 184,7-185,5 м; 8 – ильменит, обрастающий незональный (10) и зональный рutil (9); 9 – сложнозональный рutil с ядром, богатым W, в парагенезисе с пирротинном, самородным висмутом, сульфидами Bi, гесситом 12 – золото в сидерите в ассоциации с пиритом, халькопиритом, теллуридами Bi, Ag, - скв.203, гл. 114-114,3 м (среднее по 9 анализам); 13 – скв.203, гл. 114-114,3 м; 14 - скв.193, гл.151м (среднее по 4 анализам). Анализы 1, 2 выполнены в химической лаборатории КО УкрГГРИ, г. Симферополь, аналитик М.Н.Гуменюк; 3-11 – микроанализатор Camscan с энергодисперсионной приставкой Link – 10000, МГУ, г. Москва, оператор Е.В.Гусева; 12,13 – микроанализатор Camscan-4DV фирмы "Link", ИСМ НАН, г.Киев, оператор А.Н.Вашенко; 14 микроанализатор УХСА-733 фирмы "Geol" (Япония), НТЦ НАН, г. Киев, оператор В.Б.Соболев.

Каждое карбонатное включение – это монокристалл. Судя по оптическим свойствам законсервированного карбоната состав его приближается к кальциту. Включения кальцита характеризуются самой разнообразной формой – от неправильной до кривогранных ромбоздрических кристаллов (рис. 1), приближающихся в плане к закругленному треугольнику, и призматических многогранников с треугольным сечением (рис.2). Чем больше размер включения, тем более несовершенна его форма. Включения кальцита несомненно относятся к сингетическим, поскольку:



Рис. 1. Закругленные кристаллы ромбоздрического габитуса - включения кальцита в тремолите. Включение в центре с газовой фазой.



Рис. 2. Включение кальцита с треугольными очертаниями рядом с каплеобразным ораче-включением в тремолите.

а) Все включения карбонатного состава так или иначе ориентированы в минерале-хозяине. Удлиненные многогранники кальцита располагаются строго вдоль оси $[001]$ кристалла-хозяина, слегка удлиненные – или вдоль, или поперек кристалла тремолита. Даже изометрические включения-кристаллы обнаруживают одну-две грани, совпадающие с кристаллографическими направлениями в тремолите.

б) Наблюдается зональное расположение включений в амфиболе – они подчеркивают передвижение граней призм $\{110\}$ и $\{011\}$.

в) При большом скоплении включения располагаются довольно близко друг к другу, но агрегаты зерен не образуются.

г) Очень часто фиксируются признаки совместной кристаллизации тремолита и кальцита, которые выражаются в сужении или разветвлении кристаллов-включений (рис.3).



Рис. 3. Треугольные включения закристаллизованного кальцитового расплава (слева) и зерно сингенетического кальцита (справа) в тремолите

Все факты свидетельствуют в пользу того, что включения кальцита никак не являются ксеногенными или протогенетическими. Кальцит кристаллизовался или вместе с тремолитом, или несколько позже, из законсервированного в тремолите расплава. Последнее предположение подтверждает форма некоторых включений.

Как известно, включения флюидов в минерале стремятся принять наиболее равновесную форму отрицательного кристалла минерала-хозяина. Для стекловатых и раскристаллизованных включений такая форма служит критерием их расплавного генезиса. Солевые расплавы,

к которым относится карбонатный, являются некоторым исключением из общего правила. При любой скорости охлаждения карбонатный расплав закристаллизовывается, минуя фазу стекла. Степень кристаллографической индивидуализации солевых минералов настолько сильна, что они принимают при этом собственную форму, но влияние минерала-хозяина так или иначе сказывается. Преимущественно это проявляется в искажении естественной пропорции граней. Для включений кальцита в тремолите прослеживается такое искажение. Не такое сильное, как для включений кальцита в апатите карбонатитов [5], но многие индивиды кальцита неестественно вытянуты согласно [001] тремолита и вместе с тем сплющены по направлению [110]. Ромбоэдрические кристаллы (см. рис.1) несомненно представляют собственно кальцитовые формы, закругленные, по всей вероятности, под влиянием минерала-хозяина. А тригранные призмы (или шестигранные с неравным развитием соседних граней) (см. рис.2) следует рассматривать, как отрицательные кристаллы тремолита, поскольку точно такую форму имеют существенно газовые включения в тремолите. Отсюда следует вывод о флюидных свойствах содержимого карбонатных включений на момент захвата их тремолитом, то есть их расплавной природе. На существование карбонатного расплава указывает также каплеобразная форма некоторых включений. Вероятнее всего, имела место как сингенетическая кристаллизация тремолита и кальцита из расплава, так и захват тремолитом капелек карбонатного расплава, закристаллизованного после консервации. Кристаллизация кальцита продолжалась после образования тремолита, поскольку в трещинах тремолита также находим кальцит.

Включения кальцита термостойкие до 450°C, а далее постепенно разлагаются, что сопровождается образованием трещин. В редких случаях трещины не выходят за пределы кристалла-хозяина, и тогда в них из включений выплавляется жидкость, из которой после охлаждения снова кристаллизуется кальцит. Невысокая температура выплавки – 700 - 750°C - свидетельствует о значительной примеси $\text{Ca}(\text{OH})_2$ в расплаве, понижающем температуру плавления карбонатной фазы почти вдвое против «сухой» системы [6]. Значение 700-750°C принято за ми-

нимальную температуру кристаллизации вкрапленников тремолита.

Ораче-включения абсолютно непрозрачны для проходящего света. Их размеры и расположение в тремолите полностью совпадают с таковыми для кальцита (рис.4). Сложнее определить огранку включений. Можно выделить два типа: хорошо очерченные гексагональные пластинки и разнообразные шарики, капельки и прочее (рис.5), форма которых обычно ассоциируется с жидкостью. В отраженных лучах оба типа включений выглядят как пирротин. Но пластинчатые кристаллы инертны к повышению температуры, тогда как из «капелек» при 650 - 800°C (температуры полного помутнения тремолита), вытекает небольшое количество буроватого расплава, переходящего в стекло при затвердевании. Очевидно, среди ораче-включений, аналогично карбонатным, есть два типа – прото- сингенетические включения кристаллов пирротина и сингенетические включения силикатно-сульфидного расплава. Сульфидный расплав существовал еще некоторое время после кристаллизации тремолита, о чем свидетельствуют ветвящиеся выделения сульфида в трещинах амфибола.



Рис. 4. Удлиненные ораче-включения в зоне роста грани (011) тремолита

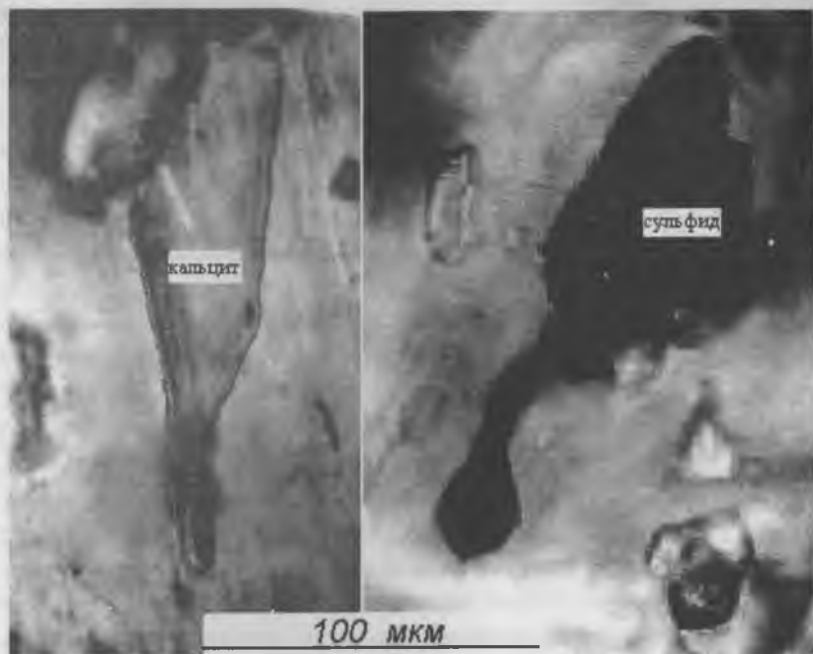


Рис. 5. Включения каплеобразной формы кальцитового и сульфидного состава

Существенно газовым включениям, как уже отмечалось, свойственны треугольные очертания. Чаще газ приурочен к включениям кальцита, по периметру включений или сбоку (рис. 6). Соотношение карбонатной и газовой фаз невыдержанно, так что, вероятнее всего, это так называемые включения гетерогенного захвата, как следствие одновременного захвата расплава и отделившегося газа. Состав газа в герметически закупоренных вакуолях установить не удалось – он не реагирует на охлаждение до -196°C . Следовательно, плотность газа не может быть значительной, даже если он состоит из низкокипящих соединений.



Рис. 6. Кристалло-газовое включение в тремолите: кальцит с несколькими газовыми пузырьками.

Таким образом, в тремолите совместно находятся два типа первичных и вторичных включений - сульфидного и карбонатного состава, что приводит нас к выводу о возможной ликвации (микроликвации) расплава, расслоении его на сульфидную и солевую составляющие. Сюда следует еще добавить редкие находки включений биотита. Выделения биотита внутри амфибола весьма часты, но форма и расположение последних однозначно указывают на постгенетическое замещение биотитом амфибола. Сингенетические включения биотита в амфиболе - это идеально круглые тончайшие пластинки - диски, расположенные в плоскости грани (110) амфибола, с близкой к нему оптической ориентировкой. Такие включения могли образоваться вследствие захвата растущей гранью амфибола эмульсионных капелек силикатного расплава, отличающегося составом примесей. Завершают список включения кремнезема в самих последних зонах кристаллов тремолита. Зачастую это не включения, а углубления причудливой формы на гранях кристалла амфибола, заполненные мелкозернистыми агрегата-

ми кварца. Именно они могут представлять остаточный силикатный флюид после кристаллизации тремолита и отделения несиликатных фаз. Редкие находки газовой фазы свидетельствуют, что процессы вскипания расплава не имели существенного распространения, хотя признаки некоторого газоотделения наблюдаются.

В кальците доминируют газовой-жидкие включения, которые по всем критериям надо отнести к первичным. Во-первых, они очень густо «насыщают» минерал, во-вторых, наблюдается некоторая зональность их расположения - зоны с обильными включениями чередуются с прозрачными (без включений). Лишены включений периферийные участки кристаллов. Включения имеют форму совершенных отрицательных ромбоэдров, что может быть следствием длительного формирования индивидов кальцита. Размер включений ничтожный, редко достигает 3 мкм. Возможности оптического микроскопа позволяют только заключить, что это включения типа H_2O+CO_2 , по всей видимости, гомогенного захвата. Содержание CO_2 около 20%. Частичная гомогенизация CO_2 совершается в жидкость вблизи значений комнатной температуры. Теоретически температура полной гомогенизации таких включений вряд ли превышает $350^\circ C$, что в общем не согласуется с высокой температурой карбонатного расплава в тремолите, даже если учесть поправку на давление. Последняя могла достигать $100^\circ C$.

Может быть две версии происхождения газовой-жидких включений в кальците. Или они отражают гидротермальный этап магматического процесса, что не согласуется со шлировыми обособлениями кальцита, или представляют собой паровую фракцию карбонатного расплава. По известным нам данным [6], температура для кривой равновесного состояния S+L+V в системе $CaCO_3-Ca(OH)_2$ колеблется в зависимости от давления в пределах $680-640^\circ C$, что значительно выше предполагаемой температуры кристаллизации кальцита. Но неизвестно, как влияют на расположение ликвидуса примеси гидрооксидов Fe, Mg, Mn, которые несомненно были в расплаве.

Кварц отличается наибольшим разнообразием включений, точнее, наблюдается разнообразие зерен кварца в зависимости от состава включений. Очевидно, исследовались зерна кварца из разных шлиров,

чем и обусловлено разнообразие минералообразующих флюидов. Обнаружены прозрачные зерна с единичными газовыми вакуолями и такие же зерна с включениями изотропной высокопреломляющей фазы (стекла?). В обоих случаях форма включений приближается к псевдодипирамиде, свойственной высокотемпературной модификации кварца. Существует гидротермальный кварц, слабо прозрачный, с многочисленными флюидными включениями. Среди них есть включения сверхкритического CO_2 , температура частичной гомогенизации которого колеблется в широких пределах: от -30 до -9°C . К периферии зерен они сменяются расшнурованными включениями водного раствора, однофазовыми и содержащими до 20% газа. Криоскопические характеристики раствора свидетельствуют практически об отсутствии растворенных солей.

Иногда можно проследить смену состава включений в пределах одного зерна. Кварц, который ассоциирует с тремолитом, часто содержит прозрачное ядро с кристалло-газовыми включениями (кальцит + газ). Непостоянное соотношение газовой и кальцитовой фаз свидетельствует о гетерогенном захвате газа. Аналогично подобным включениям в тремолите, газ кристалло-газовых включений в кварце слабо сжатый, не реагирует на глубокое охлаждение. К краю зерна кристалло-газовые включения сменяются существенно кальцитовыми и далее - существенно газовыми. Существенно газовые включения в периферийных участках зерен кварца - это уже сильно сжатый CO_2 , плотность которого превышает $0,9 \text{ г/см}^3$, с вероятной примесью CH_4 . Даже если температура захвата включений составляла всего 100° , давление в среде минералообразования достигало 100 МПа. Точно оценить давление не представляется возможным из-за отсутствия сингенетических водосодержащих включений. Отдельные находки высокотемпературных газовой-жидких включений гомогенного захвата (вода + 25% жидкого CO_2) обнаруживают высокую плотность флюида - включения взрываются до 200°C , задолго до гомогенизации.

Исследование включений в породообразующих минералах пикрит-флюидизитов привело нас к выводу не только о существовании расплава. Исследования подтвердили многофазное расслоение рас-

плава, а также выявили нестабильность термодинамических параметров минералообразующей среды: быстрое снижение температуры от выше 750 до ниже 100°C и увеличение давления к концу кристаллизации как минимум до 100 МПа.

Один из вариантов объяснения полученных результатов состоит в следующем. Пикрит-флюидзиты - продукт флюидно-магматической дифференциации базит- ультрабазитового (пикритоидного) расплава. Они образовались из пересыщенного флюидами расплава, дифференцированного, расслоенного на несколько жидких фаз (карбонатную, сульфидную, силикатную) и газообразную. Расплав впрыскивался в узкие трещины при высокой температуре под большим давлением. Вкрапленники, шлировые обособления, карбонатная матрица кристаллизовались при разной температуре, от собственно магматической до температуры гидротермального уровня, на фоне повышающегося давления вследствие быстрой закупорки трещин. Крупные вкрапленники тремолита образовались в условиях сравнительно свободного роста, возможно они относятся к типу интрателлурических. Цементирующая основная масса сформировалась на месте становления породы. Постмагматическое преобразование породы - частичная хлоритизация биотита, талька, амфибола, - проявились локально, в пределах шлировых обособлений, под воздействием узко локализованных постмагматических растворов. Очевидно, именно с ними связана золото-сульфидно-теллуридная минерализация.

1. *Дерябин Н.И.* Золото докембрия.- Киев.: Альфа-Принт.-2000.- 111 с.
2. *Доусон Дж.* Кимберлиты и их ксенолиты. – М.: Мир.- 1983. - 300 с.
3. *Монахов В.С.* Метасоматическая зональность Сурской синклинали. - Киев.: Наукова думка.- 1986. - 192 с.
4. *Монахов В.С., Синицын В.А., Фомин Ю.А. и др.* Золотоносные кварц-карбонат-амфиболовые метасоматиты зеленокаменных структур докембрия Среднего Приднепровья // Геологический журн.-1994.- № 3.- С. 65-76.
5. *Кульчицкая А.А., Возняк Д.К.* Оценка РТ-условий карбонатитообразования Черниговского комплекса(Приазовье) // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов (по включениям в минералах). Тезисы докладов VII Всесоюзного совещания. Львов,1985. – С. 155-157
6. *Уайли П. Дж., Таттл О.Ф.* Система CaO-CO₂-H₂O и происхождение

карбонатитов // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: ИЛ, 1963. – С.66-125

7. Ультрабазитовые формации Центральной части Украинского щита / Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. и др. Киев.: Наукова думка.- 1979.- 412 с.

8. Яценко Н.Я. Золоторудные формации зеленокаменных структур Украинского щита // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований.-Новосибирск: СО РАН - филиал «ГЕО».-2003.- С.401-402.

9. Яценко Н.Я., Шехоткин В.В., Кульчицкая А.А. О магматогенной природе и рудоконтролирующей роли кварцевых, плагиоклаз-кварцевых жил золоторудных месторождений Украинского щита // Минер. журн.-1999.- т.21.- № 4.- С. 121-126.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАШ-ЯР (Ю. УРАЛ)

*И.В. Викентьев, В.С. Карпухина, В.Б. Наумов, Л.П. Носик,
О.А. Орлова*

Цинково-колчеданное месторождение Таш-Яр, открытое в 1961 г., находится в восточной части Учалинского рудного района (Милеральные..., 1994) и локализовано в северном экзоконтакте Ахуновского гранитного массива раннепермского возраста. Массив, сложенный биотитовыми лейкократовыми гранитами, является крупнейшим в районе; в то же время он представляет собой часть более значительно интрузива: восточнее Ахуновского находится центральный массив - Южно-Петропавловский (C_1) и к северо-востоку - Северо-Петропавловский (P_1).

Вмещающие породы месторождения представлены базальт-риолитовой вулканогенно-осадочной ассоциацией, относимой к карамалыташской свите (D_{2e-gv_1kr}). Среди них выделяются дациты и риодациты, базальты, их туфы, а также смешанные туфы. Закартировано множество мелких согласных и секущих субвулканических тел (D_2) микродиоритов, риолитов и габбро-диабазов, а также крупное тело кварцевых риолитов (D_2), образующее западную границу участка месторождения.

Месторождение Таш-Яр приурочено к крутопадающему западному крылу асимметричной антиклинальной складки с относительно пологим ($30-60^\circ$) падением восточного. Погружение складки северное под углами $25-45^\circ$. В ее ядре обнажаются риолиты, преимущественно туфы, туфобрекчии и лавы; на крыльях - миндалекаменные базальты и их туфы. Западная часть антиклинали срезана Первомайским разломом субмеридионального направления, а южная часть прорвана Ахуновским гранитным массивом.

Ахуновский массив, на расстоянии 250-900 м от которого нахо-

дятся рудные тела, окружен ореолом контактово-метаморфических изменений шириной 100-400м. Они представлены кордиерит-плагиоклаз-кварцевыми роговиками (внутренняя зона, ближе к массиву) и кордиерит-амфибол-кварцевыми роговиками (внешняя зона). Во внешней зоне также развиты гранат и биотит.

Среди разрывных нарушений выделяются разрывы северо-восточного и субмеридионального простирания, представленные в основном безамплитудными зонами расщепления, и подчиненные им разрывы субширотного и северо-западного простираний.

Оруденение тесно связано с зонами расщепления, причем интенсивность минерализации затухает там, где процессы расщепления проявлены слабее – на флангах месторождения, а также в диабазах, перекрывающих рудовмещающую толщу кислых вулканитов. Наибольшая мощность зон и интенсивность расщепления наблюдаются в местах резких изменений их простирания и пересечения разноориентированных систем расщепления, к которым приурочены повышенные рудные концентрации (Ящинин, 1970).

Непосредственно рудные тела вмещаются интенсивно метасоматически измененными и неравномерно расщепленными породами, образовавшимися в основном по вулканическим и вулканогенно-осадочным породам кислого состава и частично по миндалекаменным базальтам. Среди вторичных минералов преобладающими являются серицит, хлорит, биотит и кварц. Метасоматиты в основном представлены серицит-кварцевыми, кварц-серицитовыми, серицит-хлорит-кварцевыми и серицит-кварц-биотитовыми сланцами. В составе этих сланцев значительную роль играют гранат, рутил, андалузит, количество которых местами превышает 5-10%, а также спорадически распространены эпидот, цоизит, кальцит (Ящинин, 1970). Несмотря на сильные вторичные изменения в породах нередко диагностируются реликты градационной слоистости, обычно со следами смятия, и первично-обломочные структуры.

Минералогическая зональность околорудных изменений является нечеткой. Большая часть тел наиболее богатых руд тяготеет к серицит-

кварцевым и кварц-серицитовым метасоматитам, в то время как западнее и восточнее месторождения преобладают биотит-хлорит-серицит-кварцевые и биотит-серицит-кварцевые метасоматиты. В то же время в субмеридианальной зоне расланцевания развиты в основном серицит-хлорит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты.

Месторождение представлено крутопадающими рудными телами уплощенной линзовидной формы (рис.), сложенными прожилково-вкрапленными сульфидными рудами. Массивные сульфидные руды (в основном серноколчеданные) слагают отдельные интервалы, не превышающие 1 м. Простираение рудных тел и расланцевания от северо-восточного до субмеридионального. По замерам ориентированного керна в скважинах азимут падения расланцевания и прожилков сульфидов изменяется в пределах 260-300°.

Рудные подсечения имеются до 500 м от дневной поверхности, на глубину рудные тела не оконтурены. Они имеют раздувы до 50 м, сложены преимущественно цинковыми рудами. Содержания цинка варьирует в пределах 1-14%, в среднем 1,3%, меди – 0,10%, золота 0.1-0.6 г/т, серебра 5-30 г/т, запасы цинка – 122,7 тыс. т; меди – 9,7 тыс. т. В телах на юге месторождения, вблизи гранитов, повышены содержания меди, а на северо-западе и севере становятся заметными концентрации свинца (>0.01%).

Длина главного рудного тела по простиранию составляет около 700 м. На юге рудное тело выклинивается и переходит в серию мелких жил, часть которых в южном продолжении упирается в слабоизмененные кварцевые риолиты и отдельными скважинами встречается под ними. Параллельно главному рудному телу, в основном к востоку от него, скважинами вскрыта серия прожилково-вкрапленных зон, среди которых выделяется еще 6 рудных тел с промышленными содержаниями цинка. При этом устанавливается весьма сложный характер морфологии рудных тел: резкие изменения мощности наблюдаются как по падению, так и по простиранию. Мощность минерализованных зон и пустых блоков пород крайне непостоянна и меняется в широких пределах от 2 до 50 м.

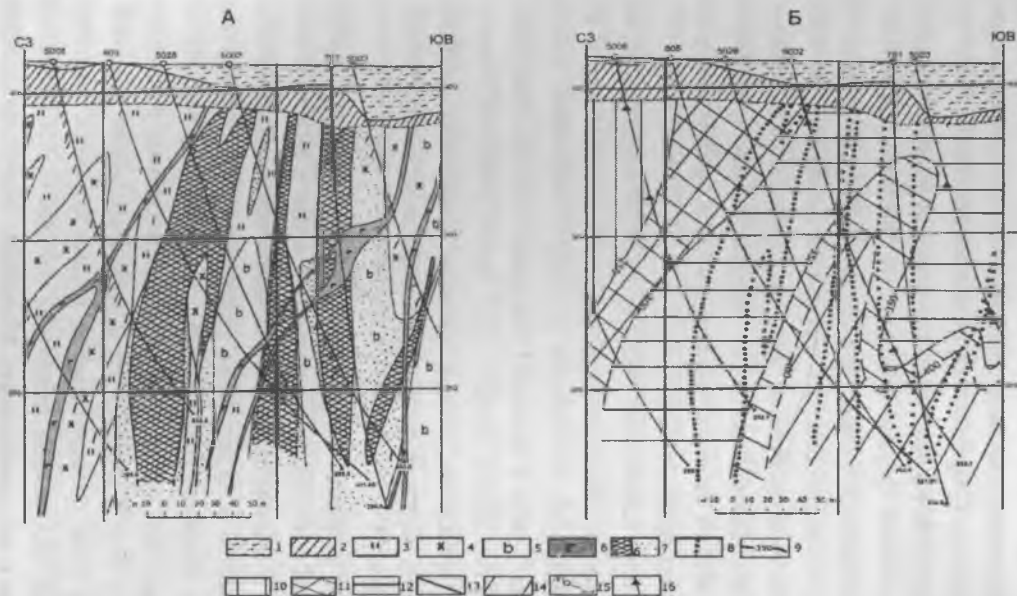


Рис. Разрез через центральную часть месторождения Таш-Яр: А – геологический, Б – палеотемпературный.

1 – четвертичные отложения; 2 – кора выветривания; 3 – серицит-кварцевые и кварц-серицитовые метасоматиты; 4 – хлорит-серицит-кварцевые, кварц-хлорит-серицитовые и хлорит-кварц-серицитовые метасоматиты; 5 – биотит-хлорит-кварцевые, биотит-хлорит-серицит-кварцевые, биотит-серицит-кварц-хлоритовые и биотит-кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты; 6 – габбро-диабазы; 7 – рудная минерализация: а) богатая, б) бедная; 8 – контуры рудных тел; 9 – изолинии палеотемператур; 10-14 – области палеотемператур: 10 – 200-250°C; 11 – 250-300°C; 12 – 300-350°C; 13 – 350-400°C; 14 – 400-450°C; 15 – номера скважин и их глубина; 16 – точки отбора проб

Рудные тела месторождения Таш-Яр сложены весьма бедными, но легкообогатимыми вкрапленными рудами практически мономинерального (сфалеритового) состава. Суммарные запасы месторождения составляют 9,46 млн. т (при бортовом содержании цинка 0,5%). Наиболее крупное по запасам рудное тело (около 3,4 млн. т руды) сложено очень бедными рудами (среднее содержание цинка 0,94%). Около 40% всех запасов цинка сосредоточено во втором по величине рудном теле, где среднее содержание цинка достигает 2,01%.

Руды характеризуются в основном прожилково-вкрапленной (или сланцевато-вкрапленной) текстурой и преобладающим цинково-колчеданным составом: главными минералами в них являются пирит и сфалерит, присутствующие примерно в равных количествах, но с местными существенными вариациями в их объемных соотношениях. Второстепенными являются халькопирит и галенит, количество которых обычно резко подчинено преобладающему сфалериту. Группа редких рудных минералов представлена блеклой рудой, борнитом, халькозином, пирротинном, магнетитом и алтаитом.

Пирит не содержит значительных концентраций элементов-примесей. На уровне чуть выше порога чувствительности иногда фиксируются Se, Ag, Cu, Zn, Ni. Аномально высокие содержания Zn (1.0-1.3 мас.%) видимо отражают захват при анализе включений сфалерита. Повышенные содержания изредка обнаруживает мышьяк (0.2-0.32 мас.%). В одной из образцов, отобранном выше даек, в пирите установлено аномально высокое содержание кобальта (1.3-2.1 мас.%) и максимальные из встреченных концентрации мышьяка (0.32 мас.%).

Количественный спектральный анализ пирита месторождения позволил провести расчет индикаторных отношений, используемых для определения типа колчеданного оруденения (Карпухина, Баранов, 1981). По мультипликативным отношениям пириты Таш-Яра близки к таковым полиметаллических месторождений, наиболее контрастно отличаясь от пиритов медноколчеданных месторождений по соотношению $Zn \cdot Pb \cdot Ag / Cu \cdot Co \cdot Mo$ (таб. 1). Это соотношение составляет 16,0, что существенно превышает подобный параметр для медноколчеданных месторождений, где оно варьирует (в среднем для группы) от 0,05

до 2,0. По соотношению Pb-Ag/Cu·Co месторождение Таш-Яр выделяется несущественно. Различия в значениях более заметны по соотношению Pb-Ag/Cu·Mo, где характерный для Таш-Яра показатель 0,8 превышает среднее по медноколчеданным месторождениям (около 0,15).

Таблица 1

Средние величины индикаторных отношений в пиритах из ореолов колчеданных месторождений.

Месторождение	Кол-во проб	$\frac{Zn \cdot Pb \cdot Ag}{Cu \cdot Co \cdot Mo}$	$\frac{Pb \cdot Ag}{Cu \cdot Co}$	$\frac{Pb \cdot Ag}{Cu \cdot Mo}$
Полиметаллические:				
Лениногорское рудное поле	36	11,1	1,6	32,8
Ахтала	4	16,0	0,4	2,0
Месторождение Таш-Яр	14	16,0	0,07	0,80
Медноколчеданные:				
Шамлуг	56	2,0	0,06	0,28
Гайское	38	1,1	0,04	0,18
Узельга	16	1,1	0,02	0,5
Красноуральская группа	30	0,05	0,002	0,06

Сфалерит. Из элементов-примесей в сфалерите в заметных количествах, существенно превышающих пределы обнаружения, присутствуют железо (1.4-6.6 мас.%), кадмий (0.15-0.32 мас.%) и медь - до 0.74 мас.%. В случае с максимальным содержанием Fe=6.6 мас.%, очевидно имел место захват при анализе включения халькопирита, на что указывает аномально высокое содержание меди в пробе (5.3 мас.%), превышающее пределы растворимости Cu в сфалерите (Brett, 1964). В большинстве же других проб содержание Cu едва превышает предел обнаружения. Последнее указывает на отсутствие мельчайшей эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите, даже той, которая не фиксируется оптическими методами; такая чистота характерна для сфалерита, претерпевшего метаморфические преобразования (Vortnikov et al., 1991). При общих высоких вариациях содержание Fe в целом увеличивается с глубиной, концентрация Cd не зависит от глубины. Медь обнаруживает тенденцию к некоторому увеличению содержания вниз по падению рудных тел. Между содержаниями кадмия и железа существует слабая отрицательная корреляция. В сфалеритах

вблизи даек установлено повышенное содержание Cd - 0.14-0.31 мас. %.

В *халькопирите* кроме обычного цинка 0.1-2.7 мас.%, обусловленного примесью сфалерита, спорадически встречаются As, Se, Ni, иногда чуть повышены концентрации серебра (до 0.05-0.08 мас.%, что скорее можно интерпретировать лишь как присутствие Ag). Во всех случаях эти элементы (кроме Zn) обнаруживаются лишь вблизи даек.

Галенит является концентратором многих элементов-примесей: он заметно обогащен сурьмой, висмутом, теллуром, серебром и несет следы золота и ртути. Так же, как и в случае пирита и халькопирита, вблизи даек обнаруживаются максимальные концентрации этих элементов (мас.%): Sb 0.19-0.35, Bi до 0.23-0.38, Te до 0.19, Ag 0.27.

Борнит проанализирован в одном образце, выше даек; он оказался бедным элементами-примесями: он содержит лишь следы висмута и серебра.

Алтаит и другие недиагностированные теллуриды концентрирует основную массу теллура руд, видимо сопоставимую с вкладом в общий баланс галенита. В виде примесей он содержит высокие концентрации (мас.%): Sb 0.22-0.24, Bi до 0.58, Ag 0.32-0.88, а также следы золота.

Условия формирования сульфидной минерализации. По данным гранат-биотитовой и гранат-кордиеритовой термометрии (Сначев, 1982) температура контактового метаморфизма вмещающих пород месторождения достигала 700°C, затем снижалась до 500-550°C. Температуры гидротермального рудообразования ранее не исследовались.

Образцы для термобарогеохимических исследований отбирались по трем наиболее представительным разрезам из прожилково-вкрапленных руд и вмещающих пород (таб. 2). Флюидные включения (ФВ) присутствуют в кварце кварц-сульфидных прожилков, а также в кварце среди скоплений сульфидов в метасоматитах. Единичные включения обнаружены в сингенетичном кварце метасоматитов, отсутствуют ФВ в сфалерите. Размер ФВ не превышает 2-15 мкм, форма включений изометричная, удлиненная, неправильная. Преобладающими среди них являются двухфазовые газово-жидкие включения с газовой фазой до 40-60 % объема. Трехфазовые углекислотно-водные включения с объемом газовой фазы до 70 % установлены в образцах из скважин 5002, 5006. При изучении включе-

ний использовались методы гомогенизации (более 100 определений) и криометрии (более 20 измерений). По включениям с углекислотой проводился расчет величин давлений по методике В.Б.Наумова (1982).

Таблица 2

Температуры гомогенизации и давление во флюидных включениях в кварце месторождения Таш-Яр.

№ скв.	Глубина, м	Краткая характеристика образца	Температура гомогенизации (Т _{гом}) °С	Давление, бар
5002	42,4	Sf-Пу прожилки	300-294*	1250-690
—	106,7	Sf-Пу прожилки	300-280*	
—	112,8	Chp-Пу-Sf прожилки	390-365*	
—	117,5	Q-Пу-Sf-Gl прожилки	380-342*	
—	202,0	Sf прожилки	290-255	
5006	50,7	Вкрапленность Sf руд	370-350*	1600-700 1200-700
—	65,7	Скопления Sf, Пу	420-330*	
—	125	Q-Chp-Sf-Gl прожилки	350-322*	
—	184	Выделения Sf	250-234	
—	201,8	Q-Пу прожилки	390-340*	
—	252	Q-Chp-Sf прожилки	410-400*	
—	268,3	Q-сульфидный прожилок	274-250*	
—	278,6	Q-Sf-Пу прожилки	420-340*	
5008	32,7	Прожилково-вкрапленные Пу руды	258-237	
—	105,5	Sf-Chp-Пу прожилки	255-224	
—	140,4	Q прожилок с редкой вкрапленностью Пу	297-266	
5009	101,7	Sf-Пу прожилки	268-205	
—	154,3	Выделения Sf, Пу	295-260	
—	188,0	Sf-Gl-Пу прожилки	275-266	
—	215,7	Sf-Chp прожилки	290-270	
—	226	Q прожилок	254-206	
—	233,2	Из вкраплен. в Q-серицитовой породе	265-245	
—	241	Прожилок Q в Q-серицитовой породе Кварцевая жила в дайке микродиорита	250-235 283-258	
5011	89,2	Q-Пу прожилки	264-215	
—	94,9	Q-сульфидный прожилок	310	
—	135,5	Chp-Пу прожилок	250-230	
—	186,4	Q прожилок с вкраплен. сульфидов	270-230	
5003	79,2	Вкрапленные серно-колчеданные руды	355-284*	
—	171	Q-Sf-Пу-Chp прожилок	380-360	
—	185	Q-Пу прожилок	320-276	
—	227	Пу-Chp-Sf прожилки	440-340*	

*Установлены углекислотно-водные включения

Проведенные исследования показали, что формирование прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации месторождения происходило при температурах 440-205°C, при этом по частоте встречаемости значе- ний температур гомогенизации выделяется два интервала 440-300°C и 280-205°C. Установлен рост палеотемператур в юго-восточном направле- нии. Изотерма 300°C разделяет области развития мелких тел медных вкрапленных руд (северо-западная низкотемпературная область 200-300°C) и основных тел вкрапленных цинковых руд (преобладают темпе- ратуры 380-280°C). Палеотемпературная зональность с глубиной прояв- лена слабо. Не установлено зависимости состава сульфидных прожилков, а также концентрации металла в них от $T_{гом}$. В зонах наиболее высоких палеотемператур (до 440°C) в кварце сульфидных прожилков гомогени- зация ФВ происходит как в жидкую, так и в газовую фазу при близких температурах. Гетерогенность флюидов подтверждается присутствием трехфазовых углекислотно-водных включений. Гомогенизация углекис- лоты в жидкую фазу происходит при температурах 28-17,5°C.

При криометрических исследованиях во ФВ обнаружена высокоплотная углекислота – 0,79-0,65 г/см³ ($T_{пл CO_2} = -56,6°C$). Растворение газ- гидратов происходит при температурах +8,5-+6,9°C. Рассчитанная кон- центрация солей во флюидных включениях с углекислотой по температу- рам плавления газгидратов составила 6,1-3,1 мас.% экв. NaCl. Рассчитан- ные величины давлений во флюидах – 1600-700 бар. Концентрация CO₂ во флюидах достигала 31 мас. %.

О гетерогенности источника рудного вещества и флюидов отчас- ти может свидетельствовать *изотопный состав серы* сульфидов. Ана- лизы показывают широкие вариации величины $\delta^{34}S$ сульфидов: от – 6,43 до +12‰ с преобладанием значений в пределах от –2 до +5‰. Для пирита характерны вариации $\delta^{34}S$ от –5,02 до +2,88‰, для сфалерита – от –0,88 до +12‰, для халькопирита – от –6,43 до +4,28‰.

Такой большой разброс значений исключает поступление серы из одного гомогенного источника (например, из постмагматических рас- творов Ахуновского массива или из подводно-океанического гидро- термального источника). Наличие изотопно легкой серы в пирите и халькопирите (–6,43...–2,43‰) указывает на участие в ее образовании

процессов биогенной сульфат-редукции и диагенеза, что характерно для послышной пиритовой минерализации осадочных толщ. Изотопно тяжелая сера части проб сфалерита (+6.75...+12) видимо свидетельствует о заимствовании части серы из сульфата морской воды (с $\delta^{34}\text{S} \sim +20\%$) и ее смешении с изотопно-легкой биогенно-диагенетической (с $\delta^{34}\text{S} \sim -20\text{...}-40\%$) или глубинной гидротермальной ($\delta^{34}\text{S} \sim 0\text{...}+5\%$) серой. Высокая железистость сфалерита руд отражает невысокую активность серы в рудообразующих флюидах, на что косвенно указывает малосульфидный характер оруденения, а также присутствие магнетита.

На дометаморфическое отложение основной массы рудного вещества указывают признаки дробления зерен, как пирита, так и сфалерита, растаскивания их фрагментов и обтекание пластичным кварц-серицит-хлоритовым агрегатом. Зерна пирита обнаруживают признаки роста в направлении минимального сжатия, что свидетельствует об их синметаморфической перекристаллизации с укрупнением минеральных индивидов.

Необычайно высокие по сравнению с другими колчеданными месторождениями отношения в рудах полиметаллической (сфалерит+подчиненные галенит и сульфосоли) составляющей к колчеданной (пирит+халькопирит) - порядка 1:1 - видимо указывают на существенный привнос цинка и эпигенетическое обогащение сфалеритом первичной синвулканической и синседиментной гидротермальной существенно пиритовой минерализации.

Полиметаллическая минерализация была наложена на первичную серноколчеданную в результате как ремобилизации этих сингенетических скоплений сульфидов, так и мобилизации рудного вещества с более глубоких уровней зоны смятия, где при более высоких РТ-параметрах происходил существенный вынос цветных металлов и кремнезема, миграция с последующим переотложением в более умеренных условиях на геохимическом барьере, которым явились сингенетические серноколчеданные руды. Однако вряд ли миграция могла быть значительной, на что в частности указывает относительно высокое положение цинка в вертикальном ряду зональности геохимических

ореолов - выше Ва, Рb и Cu (Баранов, 1987).

Обычно сфалерит и пирит являются довольно устойчивыми к динамическим и температурным воздействиям при умеренных РТ-параметрах, особенно по сравнению с баритом, галенитом и халькопиритом. Ва, Рb и Cu относительно легко мигрируют из зон интенсивного рассланцевания и переотлагаются за их пределами. С учетом признаков динамического воздействия на пирит и сфалерит (дробление и развальцевание зерен), более вероятно предположить возможность перераспределения цветных металлов с их ограниченной миграцией (особенно это касается Zn). Рост интенсивности и размаха геохимических ореолов Рb и Cu с глубиной может отражать привнос этих элементов с глубины, где они могли быть извлечены из линз массивных сульфидов, рассеянной в породах сульфидной вкрапленности или из кристаллической решетки силикатов, в которых они находились в форме изоморфной примеси.

На участие синметаморфических процессов перераспределения сульфидного вещества указывают общая подчиненность морфологии рудных тел ориентировке крутопадающих зон рассланцевания, а отдельных сульфидных обособлений (гнезд, линзочек и прожилков) микроструктурным элементам тектонитов - трещинам кливажа, микроскладчатости, сочетанию рассланцевания с первичной слоистостью туффигов. Основная масса сульфидов имеет додайковый возраст, о чем свидетельствует изменение состава элементов-примесей в сульфидах в экзоконтактах большинства даек.

Существенно кремнекислый и субщелочной профиль наложенных гидротермалитов (с обилием кварца, серицита и участием калишпата, граната, шпинели) предполагают возможное участие в их формировании ортомагматических растворов, образование которых могло быть связано с заключительными фазами кристаллизации раннепермских гранитов. Высокая железистость сфалерита руд отражает невысокую активность серы в рудобразующих флюидах (на что косвенно указывает малосульфидный характер оруденения, а также присутствие магнетита) и несколько повышенную по сравнению с соседними месторождениями Учалино-Александринской зоны (Карпухина, Баранов,

1995) температуру отложения сульфидов, укладывавшуюся в пределы 205-440°C.

Выводы. Изложенные материалы подтверждают высказанную ранее точку зрения В.И. Сначева (1982) и Э.Н. Баранова (1987) на месторождение как продукт регенерации более раннего оруденения. Проведенные термобарогеохимические исследования показали, что формирование сульфидной минерализации происходило при температурах 440-205°C, давлении 1600-700 бар, солёности растворов 6.1-3.1 мас.% экв. NaCl и высокой концентрации CO₂ во флюидах до 31 мас.%. По сравнению с медноколчеданными месторождениями Южного Урала (Карпучина, Баранов, 1995) рудообразующие флюиды характеризуются более высокими температурой и давлением.

Основная масса рудного вещества была отложена в синвулканическое время в виде послонных линз и вкрапленности пирита при подчиненной роли сфалерита. Поздневулканические дайки (D₂) локально преобразовали эти бедные колчеданные руды, вызвав перераспределение в сульфидах химических элементов на расстоянии в см - первые метры от даек. Внедрение гранитов в ранней перми, очевидно, сопровождалось перекристаллизацией сульфидов в тепловом поле интрузии, укрупнением их агрегатов, существенным перераспределением цветных металлов с формированием латеральной зональности Cu→Zn→Pb, Ag с удалением от массива.

В пермское время в районах к северу, востоку и югу от Уфимского выступа, игравшего роль жесткого индентора, проявились поздние процессы варисцийского коллизионного метаморфизма. Они выразились в образовании крутопадающих структур раздавливания («структуры содвига»). В торцевой части Ахуновского массива, действовавшего при широтном сжатии как гигантская будина, происходили интенсивные пластические деформации. Они сопровождали правосторонние смещения вдоль субмеридиональной зоны, огибающей северное окончание массива с запада. Возникновение при этом структур растяжения северо-восточного простирания способствовало направленной миграции гидротермально-метаморфических флюидов с перераспределением металлов, которое, видимо, и обусловило появление

необычного вертикального ряда зональности геохимических ореолов месторождения.

Исследования поддержаны РФФИ (03-05-65005) и Фондом содействия отечественной науке.

Баранов Э.Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. М.: Наука, 1987, 296 с.

Карпухина В.С., Баранов Э.Н. Физико-химические условия формирования колчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района, Южный Урал // Геохимия. 1995. №1. С. 48-63.

Карпухина В.С., Баранов Э.Н. Формы нахождения элементов-индикаторов в эндогенных геохимических ореолах колчеданных месторождений // Геохимия. 1981. №8. С. 1136-1148.

Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината. Уфа: Башк. кн. изд-во, 1994. 328 с.

Наумов В.Б. Возможности определения давления и плотности минералообразующих сред по включениям в минералах // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений (Мингео СССР, ВИМС). Под ред. Лаверова Н.П. М.: Недра, 1982. С. 85-94.

Сначев В.И. Сравнительная характеристика степени преобразования колчеданных месторождений Весеннее и Таш-Яр // Вулканизм и рудообразование. Уфа: УФАН СССР, 1982. С. 58-65.

Яцинин С.Б. Таш-Ярское сульфидное проявление // Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Урала. Уфа: БФАН СССР, 1970. С. 135-141.

Bortnikov N.S., Genkin A.D., Dobrovol'skaya M.G., Muravitskaya G.N., Filimonova A.A. The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite: Exsolution, coprecipitation, or "disease"? // Econ. Geol. 1991. V.86. P. 1070-1082.

Brett P.R. Experimental data from the system Cu-Fe-S and its bearing on exsolution textures in ores // Econ. Geol. 1964. V.59. P. 1241-1269.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТИГРИНОГО ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

А.М. Кокорин, Д.К. Кокорина

Тигриное месторождение расположено в Арминском рудном районе Сихотэ-Алинского звена Тихоокеанского рудного пояса. На площади района в 10 тыс. кв. км выявлено 24 месторождения, в том числе уникальное вольфрамовое Восток-II и более 200 рудопроявлений. Открытое в 1954 году месторождение периодически вовлекалось в изучение с одновременной отработкой россыпного олова; оценка коренных руд завершена в 1994 году. По этим данным оно является крупным объектом для открытой разработки при содержании олова 0.115%, WO_3 - 0.042% и повышенных концентрациях попутных компонентов - цинка, висмута, индия, кадмия, серебра, тантала, ниобия, скандия. В настоящее время месторождение находится на консервации.

Площадь Тигриного месторождения слагают осадочные породы (алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников) нижнемелового возраста, формирующие северо-западное крыло антиклинальной складки. В рудном поле месторождения выделяется три рудоносные структуры (зоны): Центральная, Западная и Восточная, составные элементы Арминской сдвиговой зоны. В Западной и Центральной зонах вскрываются два гранитных штока (Главный и Малый) и дайки разного состава [4]. Главный шток гранит-порфиров локализуется в Западной тектонической зоне и при овальной форме имеет размеры 400 x 450 м. Падение южного и северного контактов штока крутое (80°) южное; падение двух других контактов восточное под углом $65-75^\circ$. На глубине 250-500 м восточный контакт выполаживается до $10-20^\circ$. Вытянутая площадка (участок кровли) длиной около 600 м ориентирована на восток-северо-восток по направлению к выступу кровли материнской интрузии, расположенной на глубине 1100-1200 м (геофизические данные). Ширина площадки 400 м. У восточной границы Цен-

тральной рудоносной зоны происходит новое погружение штока под углами от 70 до 80°.

Малый шток порфировидных гранитов на верхних горизонтах является самостоятельным телом сложной конфигурации и расположен восточнее Главного штока в Центральной тектонической зоне; размеры его 350 x 200 м с удлинением по широте. Общее падение штока здесь пологое (25-35°) на юго-восток. На глубине 200-250 м от поверхности форма его крестообразная, локализуется шток на участке пересечения субмеридиональной и субширотной тектонических зон. Апофизы, сопровождающие шток, контролируются нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания. Ниже по падению Малый шток достраивает Главный в крутопадающих северном и восточном контактах. Форма штока здесь полукольцевая с шириной до 15 м.

В Центральной части месторождения локализуется флюидно-эксплозивное тело трубообразной формы. Размеры его в горизонтальных сечениях составляют 100-150 м, падение крутое (до вертикального), протяженность на глубину более 800 м. Формирование флюидно-эксплозивного тела происходило после внедрения гранитных штоков. На поверхности тело находится в роговиках, на средних горизонтах оно прослеживается вдоль контакта гранитных штоков, на глубоких горизонтах переходит в граниты Главного штока. В развитии флюидно-эксплозивной структуры выделяется несколько последовательных этапов, что находит отражение в составе брекчий флюидно-эксплозивного тела. Обломочный материал их представлен роговиками, гранитами, пегматоидами, несущими на отдельных участках разнотипную минерализацию. Размер обломков варьирует от долей см (центральная часть тела) до глыб 2-3 м в поперечнике (боковые части тела). Цементом брекчий являются руды разного состава, документирующие последовательность рудообразования.

На площади месторождения проявлена молибденовая и вольфрамово-оловянная минерализация. Кварцевые прожилки с молибденитом образуют молибденовый штокверк в гранит-порфирах Главного и Малого штоков и ороговикоманных породах их экзоконтактов. Он имеет овальную форму с размерами на поверхности 500-800 м, на глубину

эта минерализация прослеживается до 500 м, при этом площадь штокверка увеличивается за счет расширения фронта развития молибденовой минерализации в роговиках восточного экзоконтакта Главного штока. Вольфрамово-оловянные руды месторождения слагают штокверк Тигриний, контролируемый Центральной тектонической зоной на участке пересечения разноориентированных разломов (составных элементов вышеназванных тектонических зон). Северо-западная граница штокверка удалена от Малого штока на 20-120 м и почти повторяет его склонение на юго-восток со средним углом наклона 45°. Юго-восточная граница в целом наклонена на северо-запад под углами 65-80°. Протяженность штокверка на поверхности (абс. отм. 900-1000 м) составляет 580 м, с глубиной снижается. На горизонте 600 м она не превышает 270 м, а на горизонте 200 м - 100 м. Ширина штокверка определяется границами Центральной зоны и составляет порядка 300 м. С глубиной общая ширина штокверка фактически не меняется, но снижается интенсивность минерализации. На глубине 300-400 м он распадается на отдельные ветви - составные элементы, разделенные блоками слабоминерализованных пород. Количество этих ветвей - сближенных линейных штокверков второго порядка не менее 10, мощность их и разделяющих блоков гранитов и роговиков с забалансовыми рудами от 5 до 30 м. Общая вертикальная протяженность оруденения составляет 300-700 м (ср. 500 м) на юго-восточном фланге до 700-1100 м (ср. 1000 м) в центральной части и на северо-западном фланге.

В рудном штокверке выделяются руды жильно-прожилкового, массивного (грейзеновая залежь), прожилково-вкрапленного и брекчиевого типов. Главный тип руд на месторождении - жильно-прожилковый. Они слагают северо-западную часть штокверка, доминируют на его верхних горизонтах в центральной части и на юго-восточном участке. Оруденение этого типа развивается по системам сближенных субпараллельных прожилков, реже жил, ориентированных согласно с общим северо-западным направлением рудоносной зоны. Мощность прожилков колеблется от долей см до 10-15 см. Количество их изменяется от 5 до 50 шт. на погонный метр. Протяженность по простиранию и падению непостоянна, но не превышает первых десятков метров. С прожилковыми зонами часто совмещены огра-

ниченные по протяженности жильные тела мощностью до 1.5 м. Линейная система прожилков и жил в пределах штокверка сопровождается прожилками других направлений - северо-восточного и широтного с меняющимися углами падения. Жилы и прожилки сопровождаются "каймами" околожильных грейзенов, переходящих на удалении в грейзенизированные породы. В рудах жильно-прожилкового типа, которые относятся к бедным (Sn - 0.101, WO₃ - 0.034%), сосредоточено 70% запасов олова и вольфрама. Сульфидное олово в них составляет 27.7%.

В Тигрином штокверке среди гранитов выделяются участки с массивными грейзенами и прожилково-вкрапленным оруденением. Грейзеновый тип оруденения представляет залежь Тигренок, которую отличает резкое обогащение касситеритом, вольфрамитом, сфалеритом, слюдами, топазом, калишпатом. Эта залежь расположена в центральной части месторождения, отстоит от поверхности на 70-200 м и локализуется в Малом штоке под кровлей его куполовидного выступа и вдоль юго-западной границы. В целом она повторяет конфигурацию интрузии. Форма залегания грибообразная в разрезах и линзовидная в плане. Контакты залежи пологие (до 20-30°) в кровле и крутые (до 60-90°) в столбовой корневой части. Общее склонение залежи юго-восточное под углом 45° (среднее значение). В пологой части размеры залежи 100 x 150 - 80 x 110 м. Удлинение в направлении юго-запад - северо-восток, максимальные размеры в подошве, мощность пологого участка до 80 м. Протяженность столбообразной части залежи 110 м, мощность до 45 м; с глубиной происходит постепенно уменьшение ее мощности. Около висячих контактов залежи развиты "штокшайдеры" (мощность до 25 м); над кровлей залежи прослеживается оторочка кварцитовидных пород (селекситов) мощностью до 8 м. Внутреннее строение залежи определяется сочетанием крутопадающих трещинных зон линейного штокверка - трещинами северо-западного направления и дополняющими их субмеридиональными крутопадающими и широтными пологими разрывами в приконтактной части гранитного штока. С грейзеновой залежью связано 8.5% запасов олова (при доле растворимого олова 11.8%) и 7.7% WO₃ при среднем содержании 0.569 и 0.178% (соответственно). В рудах присутствует около 1% цинка.

Руды грейзенового типа в боковых частях рудного штокверка (в Малом штоке) и с глубиной (в Главном штоке) сменяются прожилково-вкрапленными. В этих рудах ведущими являются разноориентированные прожилки, мощность которых не превышает 3-5 см; в них сосредоточено 19.9% запасов при содержании олова 0.132, трехокси вольфрама 0.065%. Сульфидное олово в рудах составляет 33.3%. Интенсивность оруденения несколько выше в Малом штоке (по сравнению с Главным).

Брекчиевый тип руд связан с трубообразным телом флюидно-эксплозивных брекчий, формирование которых было длительным и во многом, по нашему мнению, определяющим в развитии рудно-магматической системы месторождения. Руды этого типа представляет залежь Сестрица. Эта залежь не имеет выхода на поверхность и находится в 30-50 м восточнее залежи Тигренок. Локализуется она на участке пересечения эксплозивным телом пологого контакта гранитов Малого и Главного штоков. Залежь в объеме имеет форму "пирога" с плоским дном и выступающими бортами. В горизонтальных сечениях кольцевая ее форма сменяется овальной. В вертикальных сечениях она напоминает форму "коромысла". Ширина колец с глубиной увеличивается от первых до 30 м, размеры по вертикали изменяются от 5 до 20 м в донной части и от 25 до 40 м на "бортах". Внешняя граница залежи совпадает с границей тела эксплозивных брекчий, внутренняя - размытая (условно проводится по данным опробования). Запасы руд в залежи Сестрица составляют 1.6% при среднем содержании олова 0.6%.

В составе руд месторождения установлено более 150 минералов, многие из которых впервые выявлены В.А.Поповым [3]. К числу ведущих, за исключением кварца, составляющего основу всех типов руд, относятся в порядке количественной представительности: калишпат (ортоклаз), топаз, циннвальдит, мусковит, флюорит, карбонаты (сидерит, родохрозит, кальцит) - жильные; сфалерит, арсениpirit, касситерит, станнин, вольфрамит, халькопирит - рудные. В зоне окисления мощностью до 100 м станнин замещается варламовитом. С количественной стороны оценки минерального состава руд вне поля зрения остается большая группа сульфидных и сульфосольных минералов. В их числе необходимо выделить молибденит и серебро-свинцово-

висмутовые сульфосоли, несущие важную генетическую информацию.

Рудные минералы в сумме составляют не более 1/20 от общего объема жильных минералов при соотношении кварца с другими жильными минералами в пропорции 3:1. Количественные и возрастные соотношения минералов в разных типах руд непостоянны, что предопределяется присутствием разных минеральных ассоциаций и противоречивым их взаимоотношением.

Наиболее определенное положение в составе руд месторождения занимает кварц-молибденовая минерализация^{х)}. В строении молибденового штокверка в роговиках участвуют пологие прожилки, которые контролируются зонами трещиноватости близширотного направления. В гранитах Малого штока молибденовая минерализация связана с пегматоидными образованиями в его эндоконтактной зоне и прожилковой кварц-полевошпатовой минерализацией. С глубиной интенсивность молибденовой минерализации возрастает за счет увеличения количества прожилков и их мощности. Молибденит в кварцевых прожилках сопровождается висмутином, самородным висмутом, теллуридами висмута и золотом.

С главным рудным (вольфрамово-оловянным) этапом связана минерализация всех минералогических типов (грейзенового, кварц-полевошпатового, кварц-топазового, кварцевого) кварц-касситеритовой формации. Грейзены имеют состав кварц-топаз-слюдистый, топаз-слюдистый, кварц-калишпатовый, топазовый. Рудную составляющую грейзенов представляют касситерит, вольфрамит, сфалерит, станнин, арсенопирит в виде густой вкрапленности и гнезд. При содержании кварца принятом за единицу количества калишпата, циннвальдита и топаза в составе грейзенов соответственно равны - 0.1, 0.2, 0.1; флюорита и мусковита по 0.05. Средние содержания рудных компонентов в грейзеновых рудах составляют: олова - 0.6 при 10% в сульфидной форме, трехокиси вольфрама - 0.2, цинка - 1.0%. Возрастные соотношения жильных и рудных минералов при сближенном их отложении противоречивы.

^{х)} Этой минерализации предшествуют безрудные кварцевые прожилки в роговиках экзоконтактной зоны интрузивных штоков. Прожилки ориентированы в широтном направлении и имеют пологое падение.

Руды жильно-прожилкового морфологического типа среди роговиков, порфиоровидных гранитов Главного штока и приконтактовой полосы Малого штока слагают разные по составу жилы и прожилки. По данным В.А.Попова [3], наиболее широко развиты рудные прожилки: циннвальдит-топаз-кварцевые с касситеритом, вольфрамитом, станнином, сфалеритом; касситерит-калишпат-кварцевые с вольфрамитом, арсенопиритом, сфалеритом; касситерит-циннвальдит-кварцевые с вольфрамитом и сульфидами; сульфидно-триплит-кварцевые с касситеритом, вольфрамитом, хлорит-сульфидно-кварцевые с касситеритом; кварц-калишпатовые с сульфидами (арсенопирит, сфалерит, станнин), гюбнеритом; сульфидно-кварцевые с сульфосолями, флюоритом, карбонатами.

Многоактность формирования прожилков и жил разного состава, их телескопирование и пересечение свидетельствуют о длительности рудного процесса в условиях активной тектонической обстановки. По нашим данным, количество разных по составу прожилков значительно больше и их возрастную систематизацию можно выполнить только в самом приближенном виде. Наиболее ранней является кварц-слюдисто-полевошпатовая минерализация с вольфрамитом и (или) касситеритом и сульфидами (сфалерит, станнин, арсенопирит). Топаз в этом типе руд имеет подчиненное развитие, но также как и в грейзенах тесно ассоциирует с касситеритом, вольфрамитом и сульфидами. Наиболее поздними являются кварц-сульфидные прожилки, часто имеющие симметрично-полосчатое строение. Сульфиды (арсенопирит, сфалерит, станнин, пирротин, пирит, халькопирит, галенит) находятся в зальбандах, а кварц с карбонатом и флюоритом - в центральных частях прожилков. В рудах также как в грейзенах пространственно совмещена разнотипная минерализация кварцевой формации олова. При этом руды обогащены сульфидами, находящимися в разных возрастных соотношениях с касситеритом и вольфрамитом.

Руды брекчиевого типа имеют сложный переменный состав. Цементом брекчий являются минеральные ассоциации, относящиеся к одновременным постагматическим продуктам. На отдельных участках (залесь Сестрица, гор. 770 м) цемент рудных брекчий представля-

ет циннвальдит-топаз-кварцевая ассоциация с касситеритом, вольфрамитом, сфалеритом, станнином. Менее представительны в составе руд - топаз, флюорит, халькопирит, пирит, марказит. Касситерит образует вкрапленность, гнезда, оторочки вокруг обломков шириной до 1 см. Цемент рудных брекчий на гор. 930 м имеет кварц-адуляровый с гюбнеритом, арсенопиритом, сфалеритом, станнином, флюоритом, триплитом состав. Поздняя кварц-карбонат-сульфидная с сульфосолями серебра и висмута минеральная ассоциация широко развита в взрывных брекчиях на гор. 850 м. Преобладает в составе цемента кварц с большим количеством друз. Карбонат-флюоритовые агрегаты выполняют "пустоты"; сульфиды (арсенопирит, сфалерит, станнин, пирротин) и сульфосоли образуют гнезда и цементируют кварц, окружающий обломки разных по составу пород и руд.

Схема последовательности минералообразования на месторождении при очень противоречивых взаимоотношениях минеральных ассоциаций во многом является условной [1], тем более, что основные жильные и рудные минералы образуют до 5-10 генераций, а сульфиды являются важной частью состава всех минеральных типов руд. К числу "проходящих" в первую очередь относятся сфалерит и станнин, которые в рудах прожилково-вкрапленного и грейзенового типов относятся к числу основных рудных минералов.

На позднем отрезке рудного процесса все более определенным становится позднее образование сульфидов. При этом расширяется минеральный состав сульфидного комплекса, заметно изменяется состав "проходящих" минералов (слюд, флюорита, кварца, вольфрамита, сфалерита), появляются новые жильные минералы и сульфосоли. В заключительный отрезок формирования месторождения трубчатое тело брекчий выполняло роль главной рудовмещающей структуры с концентрацией поздних руд непосредственно в теле брекчий и жильных телах ближайшего ореола флюидно-взрывной структуры. Особенно это касается сульфосольной минерализации.

Физико-химические условия образования интрузивных пород и руд восстанавливались по результатам изучения газовой-жидкой включений в кварце интрузивных пород и в основных минералах (кварце,

топазе, флюорите, карбонатах, касситерите), слагающих руды месторождения. Материалы по интрузивным породам заимствованы из работы Пахомовой и др. [2] и дополнены оригинальными результатами.

В кварце гранитов Большого и Малого гранитных штоков присутствуют расплавные, кристаллофлюидные и газовой-жидкие включения. Расплавные включения состоят из стекла и газа или же из стекла, газовой и жидкой (флюидной) фаз. Флюидная фаза в расплавных включениях Главного штока занимает объем 5-7%, во включениях Малого штока - 10-15%. Температуры гомогенизации этих включений в Главном штоке - 970-990°C, в Малом штоке - до 880°C. Кристаллофлюидные включения Малого штока состоят из 3-4 твердых фаз, две из которых галит и сильвин, и флюида. В Главном штоке включений этого типа значительно меньше, состав их более простой (1-2 твердых фазы и флюид). При нагревании включения вскрываются при температурах порядка 700°C. Газовой-жидкие включения при непостоянном соотношении в них жидкой и газовой фаз содержат одну или две твердые фазы (галит и сильвин). В составе флюидной фазы включений преобладающими являются хлориды щелочных (Na и K) металлов, подчиненными - хлориды щелочноземельных металлов (кальция, магния), редко устанавливается присутствие хлорида лития, а также NaF и KF. Флюид постоянно содержит углекислоту и незначительное количество углеводородов и сероводорода. Составной частью флюида является вода, содержание которой значительно повышается во включениях кварца из грейзенов и рудных жил. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений, принадлежащих к нескольким возрастным группам, находятся в границах от 600-650 до 700-750°C. Эти данные однозначно показывают, что завершение процесса кристаллизации гранитов и начального этапа формирования рудных жил происходило в температурном поле от 700 до 600°C.

Основные особенности растворов, принимавших участие в формировании минерализации рудного штокверка, восстанавливались по результатам изучения газовой-жидких включений в минералах всех протемагматических ассоциаций.

Образование кварцевой минерализации предрудных этапов, пред-

ставляющей продукт метаморфического процесса, как отмечалось выше, в ореоле гранитных штоков, по данным анализа включений, происходило в температурных границах от 400 до 200°C при участии пневматолитово-гидротермальных углекислотно-водных растворов низкой концентрации. Молибденовая минерализация, по данным включений в кварце, формировалась в широком интервале температур из растворов сложного состава, высокой концентрации и высоких давлениях. В кварце присутствуют включения четырех групп: 1) многофазные (до 5-6 минералов-узников); 2) трехфазные с жидкой углекислотой; 3) трехфазные с галитом; 4) двухфазные газовой-жидкие и жидко-газовые. Включения многофазные и с жидкой углекислотой являются наиболее ранними, их полная гомогенизация происходила в газовую и жидкую фазы. Включения трехфазные с галитом и двухфазные более поздние, они гомогенизировались, главным образом, в жидкую фазу. Температуры включений с жидкой углекислотой находятся в диапазоне от 600-630 до 400-430°C, многофазных включений от 650 до 350°C. Гомогенизация включений с галитом и двухфазных совершалась при температурах не выше 400-450°C. Состав растворов, по преобладающим компонентам хлоридно-натровый, водно-углекислотный. Предельные концентрации солей составляют 50-60% (в пересчете на NaCl), углекислоты - 30-35%. Давления растворов по предварительным расчетам находились в границах от 1000 до 200 атм. Кристаллизация молибденита происходила из обогащенных хлоридами щелочей растворов в условиях значительных перепадов давлений. Оптимальными для отложения молибденита являются температуры от 450 до 400°C. Завершался процесс молибденового этапа из растворов с концентрацией до 20-25% (в пересчете на NaCl) и температурой до 150°C в условиях стабильной барической обстановки.

Термобарогеохимические параметры формирования вольфрамово-оловянного штокверка восстанавливались по данным изучения включений в минералах с разных его горизонтов.

На горизонте 1000-1050 м (поверхность) в кварце преобладают включения с объемом газа от 5 до 100% и трехфазные с жидкой углекислотой (до 30% CO₂). Гомогенизация включений происходила в

жидкую фазу при температурах 420-75°C и газовую фазу при 426-365°C. В касситерите присутствуют газовой-жидкие включения, температуры их гомогенизации находятся в пределах 400-340°C. На основании этих данных отложение и преобразование "рудного" кварца на верхнем горизонте происходило в интервале температур от 425 до 75°C. Касситерит кристаллизовался при 400-340°C. Гидротермальное состояние растворов неоднократно нарушалось при понижениях внутреннего давления. Состав растворов углекислотно-водный (концентрация углекислоты до 40-45%).

На горизонте 930 м анализировались руды штоковёрка и руды из тела флюидно-эксплозивных брекчий. В жильном кварце из руд штоковёрка присутствуют включения трех групп: газовой-жидкие, жидко-газовые и трехфазные с жидкой углекислотой, которые по существу можно объединить в одну группу включений с углекислотно-водными растворами разного агрегатного состояния. Объем газовой фазы во включениях изменяется от 10 до 90%, объем жидкой углекислоты (при +20°C) не превышает 17.0%. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений дают непрерывный ряд от 390 до 120°C; жидко-газовых - от 420 до 350°C; трехфазных - от 395 до 335°C. Газовой-жидкие включения в мусковите имеют 365-370°C, флюорите - 300-310°C, кальците - 200-230°C.

В кварце из рудных тел брекчиевого типа к преобладающим относятся газовой-жидкие, жидко-газовые включения; к подчиненным - трехфазные с галитом и жидкой углекислотой. Газовой-жидкие и трехфазные (с CO₂ и NaCl) включения гомогенизировались в жидкую фазу при температурах 380-220, 485-390 и 310-250°C (соответственно); жидко-газовые - в газовую фазу при температурах от 540 до 475°C. Содержание углекислоты во включениях составляет порядка 40%, хлорида натрия - до 27%.

По результатам изучения включений отложение руд на гор. 930 м происходило из углекислотно-водных растворов с концентрацией углекислоты до 40-45%. При этом высокие концентрации углекислоты отмечаются в растворах, с которыми связана максимальная кристаллизация рудных минералов. В этот период, по данным включений, про-

исходил переход газообразных растворов в гидротермальные, периодически вскипающие за счет изменений их внутреннего давления. Вольфрамит-касситеритовая ассоциация имеет температуры от 420 до 330, сульфидная от 350 до 250°C. Завершался процесс минералообразования в условиях понижения температуры до 100-120°C.

Минерализация в рудном теле взрывных breccias более (примерно на 100°C) высокотемпературна. В ее образовании участвовали пневмолитово-гидротермальные растворы, обогащенные углекислотой (до 50%) в период максимальной кристаллизации касситерита и вольфрамита и хлоридом натрия (до 30%) при отложении сульфидных парагенезисов.

На горизонте 850 м "рудный" кварц содержит две основные группы включений: газовой-жидкие с объемом газа от первых % до 90-95% и трехфазные с жидкой углекислотой при значительно меняющихся соотношениях водной и газовой фаз. На локальных участках в кварце присутствуют трехфазные с галитом включения (концентрация NaCl до 40-45%). Гомогенизация газовой-жидких включений происходила при температурах 425-80°C, растворы жидко-газовых включений становились гомогенными в газовую фазу при 480-330°C и в жидкую фазу при 400-300°C. Трехфазные с жидкой углекислотой включения показали температуры: 500-300°C - при гомогенизации в жидкую фазу и 430-260°C - при гомогенизации в газовую фазу. Содержание жидкой углекислоты в этой группе включений изменяется от 50 до 20%. В группе газовой-жидких включений ее количество не превышает 15%.

Формирование рудного штокверка на горизонте 850 м происходило в температурном поле 500-80°C. Оптимальными для отложения минералов продуктивных стадий являются температуры от 430 до 300°C. Касситерит, по данным включений, кристаллизовался при 405-335°C; топаз - при 420-260 и флюорит - при 335-180°C. Отложение минералов совершалось из водно-углекислотных пневмолитово-гидротермальных растворов. Концентрация углекислотного компонента в их составе достигала 60%. Роль хлорида натрия в составе рудообразующих растворов незначительна.

На горизонте 770 м кварц в составе руд содержит двухфазные

включения с разным соотношением жидкой и газовой фаз, трехфазные с жидкой углекислотой и трехфазные с галитом (подчиненные). Включения первой группы имеют температуры 400-110°C (газа до 50%) и 440-285°C (газа >50%). Трехфазные включения с жидкой углекислотой показали температуры 420-355°C при гомогенизации в газовую фазу и 435-325°C при гомогенизации в жидкую фазу. Растворы во включениях с галитом становились гомогенными при температурах от 385 до 220°C. Содержание жидкой углекислоты во включениях при температуре ~20°C достигали 30%, хлорида натрия 35%.

На основании полученных данных отложение минералов на этих горизонтах происходило из водно-углекислотных растворов, содержащих хлориды щелочей. В составе растворов, переходящих в процессе минералообразования из газового состояния в жидкое, основным являлся углекислотный компонент (до 50%) при количестве хлоридов щелочей до 30%. Углекислота являлась ведущим компонентом в начальный период рудоотложения, хлориды щелочей (главным образом NaCl) - в завершающий период. Температурные границы развития рудного процесса ограничены значениями 440 и 110°C. Сульфидная минерализация имеет оптимальные температуры от 350-360 до 250-300°C и следует за касситеритовой ассоциацией с температурами 380-420°C.

По данным глубоких скважин (до 800 м) в центральной части месторождения изменение физико-химических параметров отложения руд приобретает хорошо выраженную направленность. На горизонте 200 м в кварце доминируют включения газово-жидкие, с жидкой CO₂ и галитом. Количество углекислого газа в составе растворов достигает 50%, хлоридов щелочей - 40-45% (по NaCl эквиваленту). Температуры включений равны: газово-жидких - 525-145°C, трехфазных с CO₂ - 560-310°C, трехфазных с галитом - 405-285°C. По этим данным рудоотложение на глубоких горизонтах рудного штокверка происходило из пневматолитово-гидротермальных растворов с высокой концентрацией углекислоты и хлоридов щелочей. Температуры растворов понижались от 550 до 150°C. Оптимальными для касситерита и вольфрамита являются температуры 470-370°C, для сульфидов - 380-270°C. Кварц с

температурами менее 250°C является послерудным.

Фактические материалы погоризонтного анализа включений в минералах дают возможность восстановить физико-химическую историю формирования рудного штокверка. Отложение минеральных ассоциаций, формирующих рудный штокверк, происходило из пневматолитово-гидротермальных растворов, обогащенных углекислотным компонентом и хлоридом щелочей. Включения с углекислотой, находящиеся в газообразном состоянии, в процессе рудообразования испытывали сжижение и следующие за этим повторные явления кипения в периоды перепадов давлений. Сосуществующие с ними хлоридно-натровые растворы, представляющие флюидную фазу металлоносного магматического расплава, взаимосвязаны с углекислотными. В ранний период развитие постмагматической минерализации связано с растворами обогащенными хлоридами щелочей, позднее в отложении руд участвовали углекислотные флюиды, завершался процесс минералообразования при циркуляции гидротермальных растворов с повышенными концентрациями хлорида натрия. Таким образом, образование продуктивных минеральных ассоциаций месторождения связано с водно-углекислотными флюидами. Концентрация углекислоты в растворах при отложении руд составляла 40-60%, в ранний и поздний отрезки рудного процесса углекислотная составляющая растворов была невысокой (до 10-15%). В эти периоды минералообразования растворы имели преимущественно щелочно-хлоридный состав (содержание хлоридов щелочей в пересчете на NaCl составляло 60-65% в начале процесса и 35-40% в конце процесса). Газообразное состояние углекислотной флюидной фазы в период максимального отложения рудных минералов сменялось жидкообразным, которое нарушалось явлениями вскипания при перепадах давлений.

Температурные границы развития рудной минерализации лежат в пределах от 530-540 до 75-100°C. Оптимальными для кристаллизации касситерита и вольфрамита являются температуры от 420 до 340°C, для сульфидных ассоциаций - от 350 до 200°C. Наиболее интенсивное рудоотложение по данным включений происходило при давлениях от 850 до 250 атм. При образовании руд в теле взрывных брекчий

максимальные величины давлений достигали 1000 атм. Физико-химические параметры рудной минерализации закономерно изменялись с глубиной. На вертикальном интервале 800 м для касситерит-вольфрамитового парагенезиса установлено повышение температур от 400 до 450°C (примерно 5°C на 100 м), а для всего комплекса минерализации до 540°C (15°C на 100 м). С глубиной повышается концентрация растворов за счет увеличения в их составе углекислотного компонента и особенно хлоридов щелочей (соответственно в 2 и 2.5 раза). Физико-химическая зональность минерализации в теле флюидно-эксплозивных брекчий не проявлена.

Тигриное месторождение по своим геолого-генетическим особенностям при многих чертах подобия с месторождениями данного генетического типа других оловорудных провинций имеет целый ряд отличительных признаков. Прежде всего месторождение своеобразно по комплексу геолого-структурных условий локализации, масштабно-сти проявления эндогенной минерализации и ее вещественному многообразию. Месторождение представляет Тигриный рудный штокверк, контролируемый Центральной тектонической зоной на участке пересечения с разломами других направлений и локализации двух сближенных гранитных штоков (западного - Главного и восточного - Малого) и трубообразного флюидно-эксплозивного тела брекчий.

Восточный контакт Главного штока ступенчатый, один из полых выступов ограничивается границами Центральной зоны. Над этим выступом локализуется линзовидная часть Малого гранитного штока, корневая часть которого при полукольцевой форме прослеживается по восточной границе Центральной тектонической зоны. В этой же приконтактной зоне расположено флюидно-эксплозивное тело. Рудный штокверк занимает осевую часть Центральной зоны, на верхних горизонтах он расположен в роговиках и гранитах Малого штока, на глубоких - в Главном штоке. С глубиной при сохранении мощности строение штокверка меняется - происходит его расщепление на отдельные прожилковые зоны; протяженность по простиранию уменьшается от 600 до 150 м.

В триаде граниты - флюидно-эксплозивное тело - руды связь

гранитов с рудами скорее парагенетическая, гранитов и флюидно-эксплозивной структуры более тесная и последней с рудами еще более тесная - генетическая. Выводы предыдущих исследователей о природном "автоклаве" и ликвации магматического расплава с последующей автогрейзенизацией рудоносной интрузии [4, 5] не согласуется с фактическими материалами. Масштаб проявления рудной минерализации совершенно не сопоставим с Малым гранитным штоком - природным "автоклавом". Оруденение, по нашему мнению, связано с глубоко залегающей магматической камерой и развитие рудного процесса обнаживает более тесные связи с формированием флюидно-эксплозивной структуры. "Рождение" структуры можно связывать с дорудным периодом, современное "дыхание" ее проявляется в выделениях радона. На раннем магматическом этапе эта структура выполняла роль канала внедрения и частично локализации гранитов Малого штока. Грибовидная его форма почти в деталях повторяет морфологию флюидно-эксплозивной структуры. В собственно рудный этап формирования месторождения роль этой структуры еще более значительная. На глубоких горизонтах месторождения (около 1000 м от поверхности) минерализация почти в полном объеме локализуется в трубообразном теле брекчий. На верхних горизонтах при значительном влиянии эксплозивной структуры на рудный процесс определяющее значение в становлении месторождения принадлежит масштабной тектонической зоне Центральной.

С учетом геолого-структурных условий локализации руд по результатам изучения включений в минералах предлагается следующая физико-химическая модель рудного процесса Тигриного месторождения.

Развита в ореоле гранитных штоков предрудная кварцевая минерализация представляет продукты приконтактового метаморфизма. В образовании ее участвовали пневматолитово-гидротермальные углекислотно-водные низкой концентрации растворы с температурами от 400 до 200°C. Для гранитов установлены температуры от 700 до 1000°C; ведущими компонентами в составе флюидной фазы включений в кварце гранитов являются хлориды щелочей и углекислота.

Рудный комплекс месторождения представляют ранняя молибденовая, комплексная вольфрамово-оловянная и поздняя сульфидно-сульфосольная минерализация. Молибденовая минерализация при контактового штокверка различается своими морфологическими особенностями в роговиках и апикальной части гранитных штоков, но постоянно сопровождается бедным золото-висмутовым оруденением. В образовании молибденового штокверка участвовали пневматолитово-гидроотермальные растворы с концентрацией хлоридов щелочей до 60% и углекислоты до 35%. Температуры развития минерализации находятся в диапазоне от 650 до 150°C; давления растворов изменялись от 1000 до 200 атм (расчетные данные).

Вольфрамово-оловянные руды Тигриного штокверка имеют следующие специфические особенности. В штокверке совмещена минерализация всех генетических типов касситерито-кварцевой формации; в нем представлены разные морфологические типы руд, распределение которых контролируется литолого-структурными факторами. Руды месторождения обогащены сульфидами, в станнине концентрируется до 30% запасов олова; содержание цинка в некоторых типах руд составляет 1%; в касситерите и вольфрамите содержатся повышенные (до 0.5%) количества ниобия, тантала, скандия; в сфалерите - 0.3% индия; в слюдах высокие содержания лития. При общем вертикальном размахе развития минерализации около 1 км на месторождении отсутствуют явно выраженные признаки минералого-геохимической зональности. Образование вольфрамово-касситеритовых руд происходило из пневматолитово-гидротермальных растворов с концентрацией хлоридов щелочей до 65% и углекислоты до 60% в температурных границах от 540 до 75°C, касситерит и вольфрамит кристаллизовались в температурной вилке от 420 до 340°C, сульфиды - от 350 до 200°C. Давления растворов при рудоотложении изменялись от 850 до 250 атм. С глубиной установлено повышение температур и концентрации рудообразующих растворов.

В рудах флюидно-эксплозивного тела по имеющимся данным какие-либо элементы зональности не установлены. Разные его участки обычно слагают руды с разными термобарогеохимическими характе-

ристиками. Сульфидно-сульфосольная минерализация, принадлежащая к заключительному звену рудного процесса, как правило, обособляется в теле брекчий. Отложение сульфидно-сульфосольных ассоциаций происходило из гидротермальных растворов в условиях изменения температур от 300 до 50°C. Отнесение этой минерализации к самостоятельному типу [5] не противоречит имеющимся данным, но тезис о формировании флюидно-эксплозивных брекчий на заключительном отрезке развития рудно-магматической системы месторождения основывается на неверных посылах.

1. *Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Горбач Г.И., Залевская В.Н., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Коростелев П.Г., Левчук Л.С., Недашковский А.П.* Минеральные ассоциации грейзенового вольфрамово-оловянного месторождения (Приморье) // Минеральные ассоциации месторождений олова и вольфрама на Дальнем Востоке. Владивосток, 1990. С. 17-61.

2. *Пахомова В.А., Руб А.К., Хетчиков Л.Н., Руб М.Г.* Особенности флюидной фазы расплавов редкометалльных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня. Изв. АН, сер. геол., № 4, 1992. С. 64-73.

3. *Попов В.А., Попова В.И.* Методика и результаты минералогического картирования вольфрам-оловянного месторождения Тигриное (Приморье). Екатеринбург, изд-во "Наука", научные доклады, 1992. 92 с.

4. *Ручкин Г.В., Шнайдер М.С., Шнайдер А.А., Ивакин А.Н., Левшук А.Е., Орловский В.В., Лариошкин А.К., Акимов В.М.* Модель формирования оловянно-вольфрамового месторождения // Геология рудных месторождений. 1987, т. XXIX, № 2. С. 85-88.

5. *Ручкин Г.В., Шнайдер М.С., Шнайдер А.А., Ильиных В.В.* Геохимическая эволюция рудно-магматической системы на одном из оловянно-вольфрамовых месторождений грейзенового типа (Приморье) // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. Новосибирск, изд-во "Наука", 1989. С. 144-150.

DATING OF MINERAL FORMATION ON HYDROGEN ISOTOPES OF WATER FROM FLUID INCLUSIONS

N.N. ZYKIN

It is well known, that there is a correlation between δD and $\delta^{18}O$, described by the equation $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10 \text{‰}$ (SMOW), called Meteoric Water Line (MWL) for the water isotopic composition of precipitation and meteoric water on the continents. For the first time this relation was noticed by H. Craig. (Craig, 1961). He generalized it from a lot of experimental data, so the regression line δD and $\delta^{18}O$ is often called in literature the "Craig line". It was also noticed that the most "heavy" meteoric waters are found in low latitudes. The isotopic composition of these waters is close to that of the average ocean water, δD and $\delta^{18}O$ being equal to 0 ‰ and in isotope investigations taken as a the standard (SMOW - Standard Mean Ocean Water). At the same time, the farther from the equator, the lighter the isotopic composition of the meteoric water becomes. The "lightest" water both on δD and on $\delta^{18}O$, is found in icecaps and icebergs in the northern and southern Earth poles where the lowest values of heavy isotopes $\delta D = - 420$ and $\delta^{18}O = - 50\text{‰}$ (SMOW) were fixed. Besides the dependence on geographical latitude (latitude effect), isotops also depend on the terrain heights , where precipitating occurs (altitude effect), and the remoteness from the ocean (continental effect), because the isotopic fractionation increases the dependence on the number of the "evaporation - condensation" cycles. The above dependencies can be generalized as a climatic or geographic effect.

Numerous investigations have show that isotopes hydrogen kept in rock and minerals in the crystal water or OH^- -group in most cases corresponds to that of the local meteoric water, i.e. marks the same geographic effect. ("Stable isotopes... ", 1974). This dependence is correlated both for the ancient hypergenic, hypogenic (hydrothermal) formation and for modern active volcanic and hydrothermal systems. Water isotope studies have led to the conclusion that in ore deposits formation, whose source of matter is thought to be juvenile, it was the meteoric water that took part in the convection more often.

The investigation of the fluid inclusions in minerals is as a rule concentrated on the studying only of the hard and gas phases of the inclusion and water chemical composition, i.e. the solvents are also studied. Meanwhile, the water, often forming the greater part of the inclusion volume, is unnoticed by the researchers. The water of the fluid inclusions from the very moment of their formation is in the "preserved" state. So it can be presumed that it can give information not only as a solvent (density of solution, composition, temperature, etc), but, under certain conditions, it may also give some information of geographic nature. As has been shown above, it indicates the meteoric water' isotope composition at the moment of the inclusion and mineral formation.

So, as the first approximation, the following requirements to the inclusions of this kind seem obvious: a) the inclusions must be primary, but not adjoint to a fissure or other mineral strain, otherwise it is impossible to exclude the contamination of the fluid water primary composition; b) the inclusions formed with the participation of the sea water may prove to be unusable for obtaining "geographical" information, since the sea water isotopic composition is somewhat homogenized and equalized to the average ocean water because of the existing global currents; c) the interpretations can be made only by using other geological data (facial analysis, studies of the tectonic situations, determination of the degrees of openness or circularity of the system at the time of the inclusion formation, temperature regime, etc), since the water isotopic composition greatly depends on the local conditions.

There is every reason to suggest that the isotope composition of the fluid inclusions, again under certain conditions, can be used to determine an approximate age of the mineral containing inclusions. The idea is as follows. As is known from the tectonic plates theory, in the course of geologic time the continents have been changing relative to the Earth's poles. The hypothesis has been confirmed by numerous paleomagnetic studies that fix the alteration of the retentivity vector (I_r) in the rocks of different age. Rocks get their residual magnetization as a result of the activity of the Earth's magnetic field either during the sediment lithification or they change it in the process of metamorphic alterations, in which case it is con-

nected with the paleolatitude of its formation through the correlation $tg(J) = 2tg\varphi$, where φ is the paleolatitude, J is the retentivity vector angle to the lamination (i.e. horizon). The studies of the paleomagnetic properties of rocks indicate that at different times the continental rocks were formed at different latitudes. Thus, it is possible to determine the age of the rock by determining the paleolatitude of its formation.

At the same time, the isotope water composition of the fluid inclusions can also characterize the paleolatitude of their formation. However, certain correction should be made due to the existence of the continental and latitude effects.

Table

Analysis of fluid inclusions in manganocalcite of Parnokskoye deposit ores by method of gas and ion chromatography

Sample	CO ₂	CH ₄	N ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	F/Cl
	mole %			mole /kgH ₂ O						
T-2	95.7	2.5	1.8	2.2	0.06	0.04	0.03	0.17	0.016	0.176

For a number of years the author has been studying Parnokskoye iron-manganese deposit (Polar Urals) The author (Зыкин, 2002) suggests that the deposit belongs to the sedimentary genetic type although there are other assumptions as to its origin (Шишкин, Герасимов, 1995). The studies of the isotope water composition of hypergenic minerals have shown that their δD is -130 to -170% (SMOW), which is typical of the meteorite water of the circumpolar latitudes. The given observation all but confirms the general rule.

Along with the sediment oxide – silicate - carbonaceous protores of the deposit, there are numerous metamorphogene mineral forms represented mainly by manganocalcite. In many of the fractures, veins, schlieres and so on, which had developed in the primary ores and formed brecciaform, vein and other textures. In manganocalcite there have been observed two-phase fluidal inclusions mainly in a liquid phase. The studies of the isotope composition of hydrogen made by the author, have shown that the water of the inclusions is much heavier than the stable isotope of other minerals and the local meteoric water and is characterized by $\delta D = -70\%$ (SMOW). It was found by using the method of gas and ion chromatography (table, analyst V.

Prokofiev), that F/Cl ratio for the metamorphogenic fluids is equal to 0,176, and is higher than the analogous equation in the sea water in 3-4 order ($0,24 - 1,5) \times 10^{-4}$. The observation in question makes it possible to state that it was not the sea water which had formed the manganocalcite. The isotopic composition of the water of the inclusions is much heavier not only than δD water of the Polar Urals region (65-66 m.l.), but also it is heavier than δD of mean latitudes (the water of Moscow region – 56 m.l. has the meaning of $\delta D = -105$ to -95 ‰). This kind of composition is typical of the latitudes of modern Middle Asia (Селецкий Ю.Б. и др., 1973). According to D. Pechersky (Печерский и др, 1995), the European Continent at those latitudes was the Late. At the same time it is known that the Urals folding occurs to be in the Carboniferous –Trias Period (with the main stage in the Permian time). Thus, the formation of secondary minerals coincides with the folding stage of the given region. As the sedimentary rocks do not contain any fauna evidence, and their age is debatable, even such an indirect method of determining the age can give certain information concerning the problem.

1. *Craig, H.* Isotopic Variations in Meteoric Waters. Volume 133. Science, 1961) 1702-1703
2. Stable Isotopes as Applied to Problems of Ore Deposits: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists: vol. 69, 1974, № 6.
3. *Зыкин Н.Н.* Новые данные по тектоническому строению района и структуре Парнокского железо-марганцевого месторождения (Полярный Урал): Металлогения древних и современных океанов – 2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, с.167-175.
4. *Зыкин Н.Н.* Изотопный состав углерода и кислорода руд и вмещающих пород Парнокского железо-марганцевого месторождения (Полярный Урал) в связи с его генезисом: Вестн. Моск. ун-та, сер.4, геология, № 2, 2002, с.32-39
5. *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М., ОИФЗ РАН, 1995, 298 с
6. *Селецкий Ю.Б. и др.* Дейтерий и кислород-18 в подземных водах. М., Недра, 1973, 144 с.
7. *Шишкин М.А., Герасимов Н.Н.* Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал: Геология рудных месторождений, том 37, № 5, 1995, с. 445-456.

К ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОМУ ПОЛУЧЕНИЮ СОТОВОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ КВАРЦА

Д.К. Возняк, В.Б. Грановский

Сотовый кварц – параморфоза низкотемпературной (α) модификации минерала по высокотемпературной (β) – получил свое собственное название благодаря равномерной густой сети залеченных трещин, рисунок которой напоминает пчелиные соты. Он используется в качестве термобарометра [2]. Экспериментальное получение сотовой (инверсионной) трещиноватости имеет непосредственное отношение к генезису сотового кварца – характерной разности минерала занорышевых пегматитов [9] – и поэтому заслуживает отдельного рассмотрения.

Густую сеть инверсионной трещиноватости кварца экспериментально получено лишь при полиморфном $\beta \rightarrow \alpha$ переходе вследствие его резкого охлаждения [5, 10]. Этот способ возникновения трещиноватости ошибочно использовался для объяснения генезиса сотового кварца [5 – 7]. При резком охлаждении глубина одноактного поражения кварца густой сетью инверсионной трещиноватости составляет всего 1,5-2 мм [1,3] и для образования кристаллов сотового кварца (их величина по главной оси иногда достигает 1 м и более) таким способом необходимо допустить строгое многократное (сотни раз) ритмичное чередование роста слоя вещества толщиной 1,5-2 мм с последующим его поражением инверсионной трещиноватостью. Вероятность реализации таких условий в природе – нулевая.

Из данных изучения зональных кристаллов сотового кварца следует [1, 4], что одноактное поражение инверсионной трещиноватостью больших объемов вещества происходит при $\beta \rightarrow \alpha$ превращении минерала из метастабильного состояния. Оно может проявиться лишь при постепенном (эволюционном) изменении РТ-параметров становления занорышевых пегматитов. При этом большая скорость полиморфного перехода, как и в случае $\beta \rightarrow \alpha$ превращения при резком охлаждении, вероятно, лежит в основе проявления сотовой трещиноватости кварца. Экспериментально подтвердить ее получение таким способом непро-

сто: следует создать изотемпературное поле для вещества в момент $\beta \rightarrow \alpha$ перехода, что потребует и очень медленного охлаждения исследуемых образцов кварца. Достичь таких условий эксперимента нам не удалось.

$\beta \rightarrow \alpha$ переход кварца при небольшой скорости снижения температуры и трещиноватость. Тонкие пластинки кварца без флюидных и твердых включений могут неоднократно претерпевать инверсию без растрескивания, если скорость нагревания или охлаждения не превышает $1^\circ\text{C}/\text{мин}$ [8, 9]. Пластинки β -кварца толщиной 3-6 мм при скорости охлаждения до $25\text{-}30^\circ\text{C}/\text{мин}$ ни в одном случае не поражались трещиноватостью идентичной сотовой: возникали либо единичные трещины, либо они полностью отсутствовали (опыты проводились в термокамере и экзоклаве). Температурный градиент вдоль исследованных образцов составлял около $0,33^\circ\text{C}/\text{см}$ [3].

Нами проводились также опыты по $\beta \rightarrow \alpha$ инверсии пластинки ($50 \times 12 \times 6$ мм) кварца при малой скорости охлаждения: а) в автоклаве, в котором внешнее давление задавалось газом (N_2). Начальные параметры: 630°C , 100 МПа; б) в муфельной печи с интенсивным перемешиванием воздуха. Начальная температура охлаждения 590°C .

В первом случае – пластинка кварца находилась в порошке Al_2O_3 . Во втором случае пластинку поместили в алундовый тигель и засыпали порошком Al_2O_3 . Он, в свою очередь, был аккуратно завернут в алюминиевую фольгу и на миниатюрной треноге помещен в муфель. В первом случае скорость охлаждения составила $0,33^\circ\text{C}/\text{мин}$, во втором $\approx 1^\circ\text{C}/\text{мин}$. В обоих случаях пластинка кварца не была поражена ни одной трещиной. Температурный градиент, вероятно, составлял около $0,1^\circ\text{C}/\text{см}$.

Для получения инверсионной трещиноватости при $\beta \rightarrow \alpha$ переходе кварца значения температурного градиента и скорости охлаждения должны быть значительно ниже использованных в вышеупомянутых экспериментах.

Подтвержденное экспериментально свойство кварца при $\beta \rightarrow \alpha$ переходе из метастабильного состояния поражаться инверсионной трещиноватостью станет важной характеристикой минерала, которую по

значимости, вероятно, можно поставить в один ряд с обнаруженным Лешателье в 1889 году свойством кварца резко изменять свой объем около 570°C. Кроме того, оно экспериментально подтвердит правомочность использования сотового кварца в качестве термобарометра.

1. *Возняк Д.К.* О генезисе сотовых кварцев // Региональная и генетическая минералогия. – Киев: Наук. думка, 1979. – Вып. 3. С. 39 – 47.

2. *Возняк Д.К.* До визначення глибини формування заноришових пегматитів Волині та оцінки потужності зони їх поширення на глибину // Мінер. журн. – 2003. - №1. – С. 43 – 49.

3. *Возняк Д.К., Коваль В.Б., Подлеский В.И.* Генезис сотовых кварцев по экспериментальным данным и изучению флюидных включений (на примере пегматитов Волини) // Докл. АН СССР. – 1977. – 236, №4. – С. 961 – 964.

4. *Возняк Д.К., Матяш И.В., Брик А.Б и др.* Об образовании сотового кварца по данным ЭПР // Геохимия. – 1984. – 4. – С. 534. – 540.

5. *Долгов Ю.А.* Особенности генезиса высокотемпературных кварцев // Минер. сб. Львов. геол. об-ва. – 1955, №9. – С. 85 – 90.

6. *Долгов Ю.А.* Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии АН СССР (Сибирское отделение). Тр. ИГ и ГФ, вып. 15, Т. 1. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР. – 1963. – С. 113 – 165.

7. *Долгов Ю.А.* Термодинамические особенности формирования гранитных камерных пегматитов. Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. – М., 1968. – 64 с.

8. *Дэна Дж., Дэна Э.С., Фрондель К.* Система минералогии. Минералы кремнезема. – М.: Мир. – 431 с.

9. Кварц. Минералы. Справочник. Т. II, вып. 2., – М.: Наука, 1965. – С. 143 – 209.

10. *Цинзерлинг Е.В.* Растрескивание пластин кварца при температурах от 200 до 600°C. – Тр. Ин-та кристаллографии. 1948. – 4. – С. 209. – 214.

ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА ПАРНОКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н.Н. Зыкин, В.Ю. Прокофьев, Б.А. Богатырев

После распада СССР основные источники марганца остались за пределами России. Острый дефицит на данный вид минерального сырья требует создания собственной марганцеворудной базы. В связи с перспективой обнаружения новых рудных площадей район Парнокского железо-марганцевого месторождения, открытого в 1987 году в южной оконечности Полярного Урала (рис.1), представляет значительные перспективы. В силу необходимости скорейшего вовлечения объекта в промышленное освоение, все исследования после открытия были сконцентрированы на выявленных рудных телах (участки Магнитный - 1 и 2, Усть - Пачвожский). При этом прилегающие территории остались покрытыми лишь редкой маршрутной съемкой. Несмотря на то, что уже десять лет как на отдельных участках ведется добыча и при достаточной изученности минерального состава и технологических свойств руд этих участков, геологическая изученность, как самого месторождения, так и района в целом, остается на уровне представлений, полученных на начальных стадиях исследований этого объекта.

По существующим представлениям [6, 11, 24, 25] район месторождения имеет «чешуйчато – надвиговое» строение (рис. 2). Здесь выделяется серия тектонических пластин, сложенных разновозрастными толщами, которые надвинуты на терригенно-осадочные образования девонского возраста, в свое время составлявших образования паравтохтона. По этим представлениям основное оруденение (участки Магнитный 1, 2 и Усть - Пачвожский) приурочено к кровле средней «чешуи» Хайминского покрова. При этом ордовикские толщи, слагающие ее, находятся в опрокинутом залегании. Снизу и сверху рудовмещающая толща ограничена Подрудным и Надрудным надвигами.

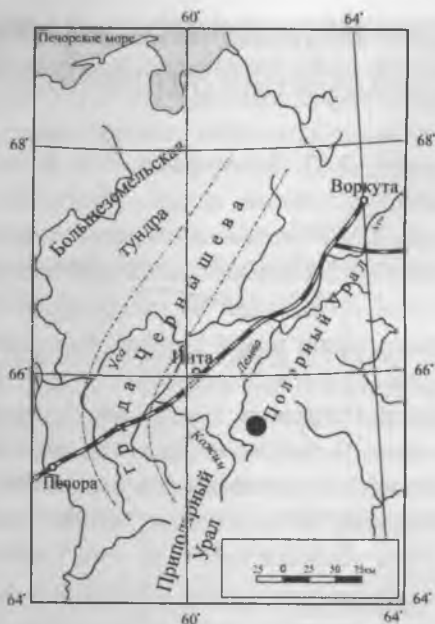


Рис.1 Местоположение Парнокского месторождения

На восточном фланге месторождения залегание этих толщ принимается нормальным, что даёт возможность рассматривать Хайминский покров как тектонизированную антиформу. Таким образом, по этим представлениям большая часть рудных тел считается эродированной, а поиски марганцевого оруденения ориентируются за Уральский водораздел. Следует отметить, что полевые наблюдения показывают отсутствие, как тектонических границ, так и угловых несогласий между развитыми в районе месторождения толщами. В то же время большинство отложений (в том числе и рудный горизонт) фаунистически не охарактеризованы и включаются в состав каких-либо толщ и *предполагаемых* «чешуй» достаточно условно. Пласты марганцевых и железных руд конформны линии предполагаемого Подрудного «надвига» и нигде этим «надвигом» не срезаются. При этом, контактируя с подстилающими отложениями, руды в не меньшей степени могут рассматриваться в их составе, тем более что отдельные рудные тела полностью приурочены к нижезалегающим образованиям харотской свиты (рис.2).



527

Рис. 2. Геологический разрез через центральную часть Парнокского месторождения [по М.А. Шишкину и др.]. 1-2 - паравтохтон: надотамыльская свита $D_{1-2} nd$: 1 - средняя толща $D_{1-2} nd$; 2 - нижняя толща $D_{1-2} nd$; 3 - 6: Хайминский покров: 3 - харотская свита $S-D_{1gr}$: углисто-кремнистые сланцы, пелитоморфные известняки; 4 - парнокская $O_{2-3} rg$ и пачвожская $O_{2-3} rv$ толщи: пелитоморфные известняки, алевролиты, углисто-кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, марганцевые и железные руды; 5 - пачешорская толща O_{2psh} : известковистые песчаники, алевролиты, известняки; 6 - 7: Грубейнский покров: 6 - харбейшорская свита $O_{1-3} chs$: внизу серо-зелёные алевролиты и алевропесчаники с пачками бледно-лиловых алевролитов, вверху тёмно-серые углеродсодержащие алевролиты; 7 - грубейнская свита $O_1 gr$: серо-зелёные и лиловые алевролиты, лиловые сланцы (филлиты) с прослоями массивных зеленовато-серых и бледно-лиловых алевритистых песчаников; 8 - оранг-юганский комплекс габбро-диабазов $O_1 oj$; 9 - марганцевые и железные руды; 10 - границы: литологические: а - установленные, б - предполагаемые; тектонические границы: в - установленные, г - предполагаемые; цифрами показаны надвиги: главные: 1-Хайминский, 2-Грубейнский; второстепенные: 3 - Подрудный, 4 - Надрудный, 5 - Восточный

Продуктивный горизонт Парнокского месторождения приурочен к терригенно-карбонатному разрезу при согласном залегании рудных тел во вмещающих известняках, алевролитах и сланцах. По содержанию полезного компонента месторождение характеризуется развитием различных типов марганцевых и практически мономинеральных (магнетитовых) железных руд. Соотношение их по месторождению оценивается как 1:1. По генетическим особенностям в составе марганцевых руд выделяются три типа: первичные, полуокисленные и окисленные [5, 6, 11, 24, 25]. Среди первичных марганцевых руд по количеству составляющих их минеральных агрегатов здесь выделяются карбонатные (преимущественно родохрозитовые), карбонатно-силикатные (тефроит-родонит-кариопилит-родохрозитовые) и оксидно-карбонатные (гаусманит-пирохроитовые) разновидности. Количественно же преобладают карбонатные руды, которые являются главным промышленным и технологическим типом для месторождения. В приповерхностных частях развита кора выветривания мощностью от 0 до 80 метров. Об условиях формирования Парнокского месторождения существуют различные представления, причем спектр взглядов на последний уже охватывает все известные генетические типы [2, 3, 5, 6, 8, 11, 23, 24, 25]. Генезис марганцевых и железных руд месторождения при разнице взглядов (гипергенно - инфильтрационный, осадочный, вулканогенный, скарновый), геологами, проводившими разведку, принимается как вулканогенно (гидротермально) – осадочный [5, 6, 24, 25]. При этом отмечается, что вулканических образований в непосредственной близости от рудных формирований не установлено, а развитый на восточном фланге дайковый комплекс габбро - диабазов по времени его становления (O₁) с оруденением не связывается. Так как морфология рудных тел, текстурные особенности и установленные в рудах месторождения минеральные ассоциации допускают построение различных генетических моделей, вопрос об источнике рудного вещества, условиях и способе формирования руд также остается предметом дискуссий.

Таким образом, в силу нерешённости вопросов стратиграфии, тектонического строения и генезиса в целом, можно заключить, что

надежных поисковых признаков на данный тип оруденения для района месторождения пока не установлено.

Проведённые в районе Парнокского месторождения стратиграфические и минералого-геохимические исследования [8, 9, 10] позволили установить, что строение района характеризуется преобладанием складчатой (пликативной) тектоники и отсутствием амплитудных шарьяжей. В районе отмечается развитие последовательного разреза отложений кембрия – среднего девона. Установлено, что марганцевое оруденение развито на двух стратиграфических уровнях и приурочено к отложениям среднего ордовика и среднего девона. Марганцевые руды ордовикского возраста имеют гидротермальный генезис и генетически связаны с развитым здесь дайковым комплексом. Рудный горизонт девонского возраста принадлежит к осадочному генетическому типу. Оруденение обоих стратиграфических уровней, являясь последовательным членом осадочного разреза, имеет структурно-тектонический контроль, и приурочены к синформе уральского простирания (рис.3).

Поскольку выявление возраста осадочных толщ района прямыми методами (из-за бедности ископаемой фауны) здесь чаще невозможно и в силу плохой обнажённости, характер взаимоотношений пород и определение времени их формирования приходится устанавливать косвенными методами. С этой целью важно рассмотреть степень метаморфизованности пород по разрезу. Изучение параметров метаморфизма представляет значительный интерес также с целью расшифровки генезиса и выявления источника полезного компонента, т.к. немалая часть минеральных образований месторождения была сформирована в результате метаморфизма первичных руд.

Подстилающие рудный интервал толщи по данным [6, 11, 24, 25] выделены в качестве надотамыльской (D_{1-2nd}) и харотской ($S-D_1$) свит (рис.2). Отложения надотамыльской свиты описываются как «практически чёрные» кварцитовидные песчаники, харотская свита представлена преимущественно сланцевым разрезом. На начальных этапах изучения месторождения температуры метаморфизма этих толщ, как и залегающего выше рудного интервала, оценивались в 400 – 500°C [24].



Рис. 3. Геологическая карта и разрез Парнокского месторождения.

1 - $D_{2-3}?$: известковые песчаники, алевролиты, детритовые известняки, глинистые сланцы; 2 - D_2 : известняки, алевролиты, углисто-кремнистые сланцы, в низу марганцевые и железные руды; 3 - харотская свита $S-D_2$ hr: углисто-кремнистые сланцы, микритовые известняки, вверху марганцевые и железные руды; 4 - хайминская и юнковожская свиты нерасчленённые $O_{2,3}$: алевролитистые известняки, глинисто-кремнистые сланцы, бедные карбонатные марганцевые руды, магнетитовые и гриналит-магнетитовые руды; 5 - саледская свита $O_{1,2}$ sl: песчаники, алевролиты, сланцы; 6 - обеизская свита $E-O_{1,ob}$: красноцветные и серые кварцевые песчаники, кварциты, серо-зелёные и лиловые алевролиты, лиловые сланцы (филлиты) с прослоями массивных зеленовато-серых и бледно-лиловых алевролитистых песчаников; 7 - габбро-диоритовый комплекс Pz; 8 - марганцевые и железные руды; 9 11 – границы: литологические: 9 - установленные, 10 - предполагаемые; 11 – тектонические

Данные параметры для рудного интервала обосновывались находением здесь таких “классических метаморфогенных и контактово-метаморфических минералов” как спессартин и ильваит. В то же время, верхний предел температуры метаморфизма по данным [3] оценивается в 350°C. Эти значения получены на основании термодинамических расчетов и после исследований газовой-жидких включений в кварце руд участка “Магнитный-1”. Температуры гомогенизации двухфазных флюидных включений в кварце составили интервал в 140-300°C. При этом, большинство включений (16 из 27) показывали температуры в 200-260°C. Состав включений здесь не определялся, и предложенная температура (350°C) приводится с учетом поправок на плотность и давление, которые носят предположительный характер. Позже [6] на основании исследований отражательной способности рассеянного органического вещества (РОВ) и изучения индекса окраски конодонт (ИОК) авторы приходят к обоснованию температур метаморфизма в 250 - 300°C. При этом следует отметить, что ИОК собранной на участке коллекции показывал значительный разброс (от 3,3 до 8 единиц). Отражательная способность РОВ, показавшая также значительную дисперсию полученных значений, по мнению [6] была обусловлена неориентированностью исследованных зёрен, и температурный режим оценён по верхним значениям.

С целью уточнения степени метаморфизованности образований рудного интервала нами изучены включения в манганокальците, т.к. этот минерал является наиболее распространенной формой для метаморфогенного этапа становления Парнокского месторождения. Образцы отобраны на участках Магнитный – 1 и Усть-Пачвожский, из различных горизонтов рудного интервала этих участков. Манганокальцитом выполнены многочисленные жилы, трещины, шлиры, формирующие брекчиевидную и прожилковую текстуры по тонкослоистым, конкреционным и линзовидно-слоистым колломорфным агрегатам первичных руд. Минерал представлен хорошо раскристаллизованными полупрозрачными кристаллами удлиненной свилеватой и таблитчатой формы, ярко-розового цвета. По секущему взаимоотношению устанавливается развитие двух его генераций. Изучение с помощью зондового

микроанализатора (МГУ) значительных отличий в составе этих генераций не выявило. В манганокальците были обнаружены доступные для изучения двухфазовые флюидные включения размером 1-17 мкм. Результаты исследований приведены в таб. 1, 2, 3.

Микротермометрические исследования водного флюида проводились на микротермокамере THMSG-600 фирмы "Linkam" (аналитик Прокофьев В.Ю.). Термо и криометрические исследования индивидуальных флюидных включений показали (табл.1), что манганокальцит формировался из водного раствора хлоридов натрия и магния (Тэвт. -36÷-22 °С [1]) с концентрацией солей [26] 7.5- 0.2 мас. % экв. NaCl (Т плавления льда - 4.7+ -0.1 °С). Температура гомогенизации 230-119 °С в жидкую фазу. Явлений гетерогенизации (кипения) раствора не наблюдалось.

Таблица 1

Результаты исследования флюидных включений в манганокальците Парнокского месторождения (Полярный Урал).

N обр.	Минерал	n	Температура, °С			С солей, мас. % экв. NaCl	d, г/см ³
			гомоге- низа- ции	эвтек- тики	плавлен- ния льда		
T-2	Мангано- кальцит	7	186	-36	-4.7+ -3.5	7.5+ 5.7	0.93
11-2	Мангано- кальцит	8	184	-32	-3.0	5.0	0.92
11-41	Мангано- кальцит	2	187	-31	-2.5	4.2	0.91
	«-»	4	162	-32	-2.1	3.6	0.94
	«-»	7	154	-31	-2.4	4.0	0.94
11-32	Мангано- кальцит	3	119	-31	-1.6	2.7	0.96
	«-»	7	180	-31	-1.9	3.2	0.91
C-24-1	Мангано- кальцит	2	230	-26	-0.6	1.1	0.83
	«-»	3	218	-24	-0.2	0.4	0.84
	«-»	7	208	-22	-0.1	0.2	0.85
	«-»	3	117	-26	-2.7	4.5	0.97

Для изучения состава газовой фазы некоторые пробы исследовались на газовом хроматографе серии "Цвет-163" с пиролитической приставкой П-75 в ГЕОХИ РАН, г. Москва. Содержимое включений извлекалось термическим вскрытием и подавалось на детекторы: катарометр для определения CO_2 и H_2O и пламенно-ионизационный - для определения CH_4 [16]. В качестве сорбента использовался "Полисорб-1". Навеска для поинтервального анализа составляла 50-150 мг. Чувствительность детекторов 10^{-7} г CO_2 и 5×10^{-7} г воды для катарометра и 10^{-10} г CH_4 для пламенно-ионизационного детектора.



Рис. 4. Зависимость концентрации солей в рудообразующем флюиде от температуры для Парнокского месторождения.

Для выяснения анионного состава растворов использовался метод ионной хроматографии [21]. Он обладает рядом преимуществ по сравнению с традиционными по набору определяемых анионов (Cl^- , F^- , SO_4^{2-} , Br^- , H_2PO_4^- , NO_3^- , NO_2^- , анионы карбоновых кислот и др.), объему пробы (0.01 - 0.1 мл), чувствительности (10^{-3} мкг/мл), экспрессности определения, высокой воспроизводимости, возможности одновременного определения в растворе как микро, так и макрокомпонентов, высокой селективности и возможности одновременного определения неорганических и органических ионов. Используемый элюент исключал возможность определения бикарбонат-иона. Перед проведением

анализа монофракции манганокальцита (размер зерен 1.0-0.5 мм) весом от 0.3 до 0.6 г многократно промывали горячей дистиллированной водой (пробы кварца - предварительно разбавленной горячей HNO_3) и высушивали при температуре около 80°C . Вскрывались включения термическим способом [20] с нагревом до 280°C . Декрепитация проб производилась в кварцевых вкладышах на вакуумной установке с жидкостным манометром [17] и по возрастанию давления в вакуумной системе рассчитывался суммарный объем газов и воды, выделившихся при вскрытии включений, после чего производилось поглощение воды P_2O_5 и по падению давления определялся объем газов. Декрепитированная навеска в том же кварцевом вкладыше заливалась бидистиллированной водой в соотношении 1:1 и перемешивалась около 10 мин. для полного растворения солевых компонентов, выброшенных из включений при вскрытии. Затем вытяжка декантировалась и методом ионной хроматографии анализировался ее анионный состав. Концентрации анионов в растворе рассчитывались на воду, определенную из той же навески, что улучшало достоверность их оценки. Результаты параллельных определений показали хорошую воспроизводимость анализа. Результаты анализов ГЖВ манганокальцита методами газовой и ионной хроматографии (табл.2) показали, что отношение F/Cl для рудообразующих флюидов Парнокского месторождения превышает аналогичное отношение в морской воде в среднем на 3-4 порядка – $(0,24 - 1,5) \times 10^{-4}$ [4].

Таблица 2

Результаты анализа содержимого флюидных включений в манганокальците из руд Парнокского месторождения методами газовой и ионной хроматографии.

Проба	CO_2	CH_4	N_2	CO_2	CH_4	N_2	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	F/Cl
	моль %			моль/кг H_2O						
T-2	95.7	2.5	1.8	2.2	0.06	0.04	0.03	0.17	0.016	0.176

Анализ водных вытяжек из включений методом индуктивно связанной плазмы представляет собой сложный многоэтапный процесс. Из пробы, в которой предварительно изучены флюидные включения и установлено преобладание включений одного типа, отбирается моно-

минеральная фракция размером 1.0-0.5 мм. В ней сначала определяется температура вскрытия большинства включений на вакуумном декрепитографе. Потом на газовом хроматографе определяется количество воды, содержащейся во включениях (это необходимо для расчета концентраций бора в растворе включений). Потом из навески 500 мг предварительно промытой и высушенной мономинеральной фракции готовится фоновый раствор и собственно вытяжка. Фоновый раствор готовится до вскрытия вакуолей, потом производится термическое вскрытие (для проб манганокальцита при температуре 280°C) включений и приготовление раствора пробы. Объем растворов как пробы, так и фонового одинаков (разбавление 1:10). Содержание элементов вычисляется как разница концентраций и пересчитывается на массу раствора включений. Газовая хроматография проводилась в ГЕОХИ РАН на хроматографе «Цвет-100М» (аналитик Миронова О.Ф.), а определение бора в ИГЕМ РАН на квадрупольном масс-спектрометре PLASMA QUAD PQ2+TURBO фирмы VG Instruments (аналитик Горбачева С.А.).

Таблица 3

Концентрации различных элементов в рудообразующем растворе Парнокского месторождения (анализ водных вытяжек методом ICP MS) для пробы Т-2.

Компоненты	Концентрация, г/кг H ₂ O	Компоненты	Концентрация, г/кг H ₂ O	Компоненты	Концентрация, г/кг H ₂ O
Li	0.056	Y	-	Sm	0.0038
Be	0.020	Mo	-	Eu	-
B	1.675	Ag	-	Gd	0.0091
V	-	Cd	0.027	Tb	0.00031
Cr	0.0066	Sn	0.0048	Ho	-
Mn	-	Sb	-	Er	-
Co	0.020	Te	0.094	Tm	0.0026
Ni	0.249	Cs	0.0062	Lu	0.0014
Cu	-	La	0.0058	Yb	-
As	0.023	Ce	0.00357	Pb	0.0447
Rb	0.023	Pr	0.00335	U	-
Sr	-	Nd	0.0012	Au	0.00497

Исследования изотопного состава манганокальцита, водной и газовой фаз включения проведены по существующим методикам [7, 14] в лаборатории стабильных изотопов ВИМС (аналитики Зыкин Н.Н., Ерохин В.Е.). Исследования изотопного состава воды включений показали, что δD воды включений составляют -70% SMOW, $\delta^{18}OH_2O$ включений ввиду недостаточного для анализа жидкой фазы определить не представлялось возможным. δD метана в газовой фазе: -414% . $\delta^{13}C$ метана включений составляет $-30,3\%$ PDB, $\delta^{13}CCO_2$ показали значения от -4 до $-8,5\%$. Состав $\delta^{18}O$ карб. манганокальцита из различных горизонтов от $+9,8$ до $+17\%$ SMOW, значения $\delta^{13}C$ карб. этого минерала характеризуются преимущественно низкими величинами (до -14%), в среднем составляют -10% , но в отдельных случаях поднимаются до -2% и повсеместно положительно коррелируют с изотопным составом вмещающих известняков и карбонатных руд, по которым манганокальцит развит [8]. При условии участия в системе чистого кальцита (по известным литературным источникам данные по манганокальциту не приводятся) и равновесности системы полученные изотопные характеристики дают температуры рудообразующего флюида в $200-300^\circ C$.

Как отмечено выше, в силикатных рудах Парнокского месторождения отмечено развитие спессартина (вкрапленность $0,01 - 0,3$ мм). Как показано [12, 13, 15], по наблюдениям в природных объектах и по экспериментальным данным температуры образования гранатов в значительной мере зависят от содержания в рудообразующем флюиде кальция и железа. Нижняя температурная граница образования гранатов при повышении содержания кальция при этом может составлять всего $150 - 175^\circ C$. Для Парнокского месторождения отмечается значительная дифференцированность железных и марганцевых руд. Характерно при этом, что гранатов в железных (магнетит-гриналитовых) рудах здесь не отмечено. Помимо этого для месторождения удаётся установить, что значительная часть силикатных руд и отдельных минеральных агрегатов (родохрозит - спессартин - родонит - тефроитового состава) в карбонатных рудах представлена кластогенным материалом. По полученным данным и с учётом материалов предыдущих исследователей метаморфизм пород рудного интервала месторожде-

ния оценивается как низкотемпературный (пренит-пумпелиитовая фация), носивший изохимический характер.

Подстилающие рудный интервал толщи по данным [6, 23, 24] являются среднедевонскими и представлены чёрными кварцитовидными песчаниками. Полевыми наблюдениями установлено, что породы, слагающие хребет Тисваиз, представлены красноцветными кварцитовидными песчаниками, часто измененными до кварцитов. Таким образом, степень метаморфизованности этих формирований заведомо выше, чем пород залегающего выше рудного интервала. Если породы рудного интервала рассматривать как тектоническую пластину, сложенную отложениями ордовика, то степень их изменённости должна быть, по крайней мере, не ниже, чем у подстилающих отложений, на которые они надвинуты. Как показано [9], направление палеомагнитного вектора в отложениях хребта Тисваиз, соответствует пермскому времени. В то же время в породах рудного интервала вектор остаточной намагниченности имеет девонское направление. Таким образом, подстилающие отложения по всем признакам [9, 10] являющиеся нижнеордовикскими, скорее всего перемагничены в перми во время складчатости Урала, время которой определяется как карбон-триас с основной фазой в перми. По этим признакам можно предположить, что толщи хребта Тисваиз являются подошвой паравтохтона, что подтверждается геологическими данными (на западном склоне хребта эти толщи надвинуты на образования девона). Породы рудного интервала в перми не перемагнитились, поскольку, как показано выше, метаморфизм их не достигал высокой степени.

Таблица 4

Изменение окраски конодонт от степени метаморфизма пород [17, 19, 20, 27].

Индекс окраски конодонт (ИОК)	Цвет конодонт	Температура °С
1	светло-желтый, прозрачный	50 - 80
1,5	подобный, светло-желтый, янтарный	50 - 90
2	желто-коричневый	60 - 140
3	темно-коричневый	110 - 200
4	темно-коричневый, пятнистый	190 - 300
5	темно-серый, почти черный	300 - 480
6	черный с белесостью	360 - 550
7	белый молочный	480 - 720
8	белый молочный, опоквидный, стеклянно-прозрачный	800

В то же время в залегающих выше рудного интервала отложениях индекс окраски конодонт (ИОК) показывает широкий разброс значений (от 3 до 7,5 единиц) [6]. При этом определённые здесь виды показывали широкий возрастной диапазон (O-D). Как показано [17, 19, 20, 27], ИОК меняется в процессе регионального метаморфизма и мало зависит от возраста осадков и динамических воздействий, которым эти толщи подвергались (таб.4). ИОК этих отложений соответствует 800° прогрева толщ. Притом, что полученное здесь направление вектора остаточной намагниченности соответствует девонскому направлению и совпадает с таковым в породах рудного интервала. Если предположить, что данные породы действительно подверглись такому температурному воздействию, то следовало ожидать тех же величин прогрева и для нижезалегающих пород рудного интервала, чего, как показано выше, не наблюдается. При этом становится невозможным объяснить, каким образом отдельные экземпляры конодонт (ИОК=3) избежали такого воздействия температур. Из этого можно заключить, что в данных толщах конодонты с высоким индексом являются переотложенными и датировать по этой фауне осадки нельзя. Реальным же температурам метаморфизма этих пород отвечают фаунистические остатки с низким индексом окраски, что, как показано выше, подтверждается и другими методами.

1. Борисенко А. С. Изучение солевого состава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. - 1977. - №8. - С. 16-27.

2. Брусницын А.И., Калинина О.Г. Физико-химический анализ минеральных ассоциаций марганцевых руд Парнокского месторождения (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Т.IV, Сыктывкар. Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми, 1999, с.12 – 16

3. Брусницын А.И., Калинина О.Г.. Метаморфизм марганцевых и железных руд Парнокского месторождения (Полярный Урал). // Металлогения древних и современных океанов – 99. Рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. Стр.54-59.

4. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. - М.: Наука, 1967. - 213 с.

5. Герасимов Н. Н., Наседкина В.Х., Онищенко С.А., Шишкин М.А. Минеральный состав руд Парнокского железомарганцевого месторождения // Геология рудных месторождений, 1998, Т. 41, №1. С. 84-96.
6. Герасимов Н.Н. Геологическое строение и генезис Парнокского железомарганцевого месторождения (Полярный Урал). Дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Москва, 2000, -118с.
7. Ерохин В.Е., Зыкин Н.Н. Масс-спектрометрическое определение изотопов углерода и кислорода в карбонатных рудах. Методические рекомендации. Москва, ВИМС, 2002, 21с.
8. Зыкин Н.Н. Изотопный состав углерода и кислорода руд и вмещающих пород Парнокского железомарганцевого месторождения (Полярный Урал) в связи с его генезисом. // М.: Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2002. С. 32-39.
9. Зыкин Н.Н. Новые данные по тектоническому строению района и структуре Парнокского железомарганцевого месторождения (Полярный Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002, с.167-175.
10. Зыкин Н.Н., Алексеев С.А. Новая модель тектонической структуры Парнокского месторождения (Полярный Урал). // М.: Научный мир, 2003, с. 150-154.
11. Контарь Е.С. и др. Марганцевые месторождения Урала. Екатеринбург, 1999, 118 с.
12. Лесняк В.Ф. О некоторых особенностях формирования скарново-рудных комплексов // Минералогический сборник Львовского геологического общества, № 15, 1961, с.129 - 137
13. Лесняк В.Ф. Опыт минералотермометрических исследований Тырны-Аузского скарново-рудного комплекса на северном Кавказе // Труды всесоюзного НИИ пьезооптического минерального сырья. Т.1, вып.2, 1957, с. 89 – 115.
14. Методика изотопного анализа лёгких элементов (С, О, Н) разных фаз веществ из одной пробы горных пород, минералов и молодых осадков. Методические указания. М.: ВИМС, 1994, 28 с..
15. Милль Б.В., Калинин Д.В. О нижней температурной границе образования гранатов в скарновом процессе (экспериментальные данные) // Доклады АН СССР, 1966, т.167, №3
16. Миронова О. Ф., Ростоцкая Н., М., Савинов И. М. Применение пироматометрии для определения углеводов в природных минералах // Журнал аналитической химии. 1984. Т. 39. Вып. 10. С. 1881-1886.

17. Михайлова И.А., Бондаренко О.Б. Палеонтология. М., Изд-во МГУ, 1997, ч.1, 2, 448 с., 496 с.

18. Наумов Г. Б., Салазкин А. Н., Миронова О. Ф., Савельева Н. И. Методы изучения флюидных ореолов при поисках гидротермальных руд. М.: Изд-во ГЕОХИ АН СССР. 1983. 75 с.

19. Овнатанова Н.С., Петросьянц М.А. Палеотермометрирование по окраске конodontов и спор. // Доклады АН СССР, 1984, т.276, № 6, с.1446-1449.

20. Петросьянц М.А., Овнатова Н.С.. Роль микрофоссилий в определении степени катагенеза органического вещества. // Итоги науки и техники. Общ. геология, М., 1985, Т. 19. Стр. 3-92.

21. Савельева Н. И., Наумов Г. Б. Особенности вскрытия флюидных включений для определения их состава методом водной вытяжки // Методы и аппаратура для исследования включений минералообразующих сред. М.: Наука, 1980. С. 109-117.

22. Савельева Н. И., Прокофьев В. Ю., Долгоносов А. М., Наумов В. Б., Миронова О. Ф. Использование метода ионной хроматографии при изучении анионного состава растворов флюидных включений // Геохимия. 1988. №3. С. 401-408.

23. Силаев В.И., Ширяева Л.Л. Парнокское железо-марганцевое месторождение: мифы и факты.// Геология рудных месторождений, 1997, т.38, № 4, с.387 – 393.

24. Шишкин М. А., Герасимов Н. Н. Парнокское железо-марганцевое месторождение: геологическое строение, характеристика руд, пути освоения // Народное хозяйство Республики Коми. Сыктывкар, 1994. Т. 2. № 2. С. 208-223.

25. Шишкин М.А., Герасимов Н.Н. Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений, 1995, том 37, № 5, с.445-456.

26. Bodnar R.J. & Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Edited by: Benedetto De Vivo & Maria Luce Frezzotti. - Pontignano-Siena. - 1994. - pp. 117-130.

27. Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D. Conodont color alteration – an index to organic metamorphism. "U.S. Geol. Surv. Profess. Pap.", 1977, 995, p.p. 1-24.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕЛЬЦИРКОН-БАДДЕЛЕИТОВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛГАМА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ, РОССИЯ) И ПРОБЛЕМА ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕТЕРОГЕННЫХ СИСТЕМ

*В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак, В.Б. Тишкина,
Э.Г. Одариченко, М.И. Лапина*

Необычная циркониевая минерализация, выявленная в 1985 году Восточной партией объединения «Дальгеология» в Аяно-Майском районе Хабаровского края в карбонатной толще юдомской серии (венд) в экзоконтакте Ингилийского щелочно-ультраосновного массива (чехол Алданского щита), относится к новому перспективному типу полезных ископаемых. Близки к Алгаме месторождение Покос де Калдас в Бразилии и несколько рудопроявлений в фосфоритах Северного Казахстана. Из сопоставления этих трех месторождений можно сделать вывод о формационной самостоятельности этого генетического типа и выделить гельциркон-бадделеитовую гидротермальную рудную формацию или гельциркон-бадделеитовый гидротермальный генетический тип циркониевых месторождений.

Изученность проявлений циркониевой минерализации различна и в целом чрезвычайно слабая. Исключение, вероятно, представляет месторождение Алгама, как наиболее разведанное. Неоднозначность интерпретации геологической позиции месторождения, специфика геологического строения (характер вмещающих пород, субгоризонтальное залегание рудных тел, относительная удаленность от магматических образований) приводят различных авторов к противоречивым взглядам, в частности, на генезис месторождения, возраст оруденения, проблема источника рудообразующих растворов и многие другие принципиальные вопросы (Багдасаров, 1990; Некрасов, 1990; Багдасаров, 1994). Нами предпринята попытка восполнить некоторые из обозначенных пробелов.

Основные черты геологического строения месторождения

Район месторождения циркониевых руд Алгама располагается в пределах Учуро - Майской плиты (юго - восток Сибирской платформы), осадочный чехол которой сложен образованиями рифея, венда и кембрия, представленными доломитами с прослоями песчаников (юдомская свита). Среди осадочных образований установлены редкие выходы кристаллического фундамента, которые представлены архейскими кристаллосланцами и гнейсами (одолинская свита) [Залищак и др., 1990; 1991; Пахомова и др, 2000] (рис.1). Гельциркон - бадделеевое месторождение и ряд аналогичных рудопоявлений локализованы в породах кристаллического фундамента и платформенного чехла в обрамлении Ингилийской структуры центрального типа, ядро которой диаметром около 2 км представлено штоком шорломит - эгириновых ийолит - пегматитов и широким метасоматическим ореолом фенитов.

Ингилийский щелочно - ультраосновной массив располагается в центральной части одноименной купольной структуры, имеет в плане овальную форму и поперечник около 6 км. Фундамент структуры сложен дислоцированными метаморфическими породами одолинской свиты архея, перекрытыми горизонтально залегающими рифейскими и вендскими терригенными и карбонатными отложениями платформенного чехла. Рифейские отложения, залегающие горизонтально над массивом, изогнуты и падают под крутыми углами в его экзоконтакте. Массив сформирован в следующей последовательности:

1. Габбро - пироксенитовый комплекс, включающий диопсидиты, габбро и анортозиты. Породы комплекса подверглись щелочному метасоматозу - фенитизации, фельдшпатизации, биотитизации, гастингситизации, пелитизации.

2. Интрузия ийолит - пегматитов с переходными разностями к уртитам и мельтейгитам, в составе которых, кроме нефелина, шорломита, эгирина, установлены апатит, сфен, везувиан, эвдиалит, пирохлор, колумбит, бадделейт, монацит, луешит, сопровождающаяся высокотемпературным метасоматозом с образованием камафоритов.

3. Комплекс нефелиновых и канкринитовых эгириновых сиенитов.

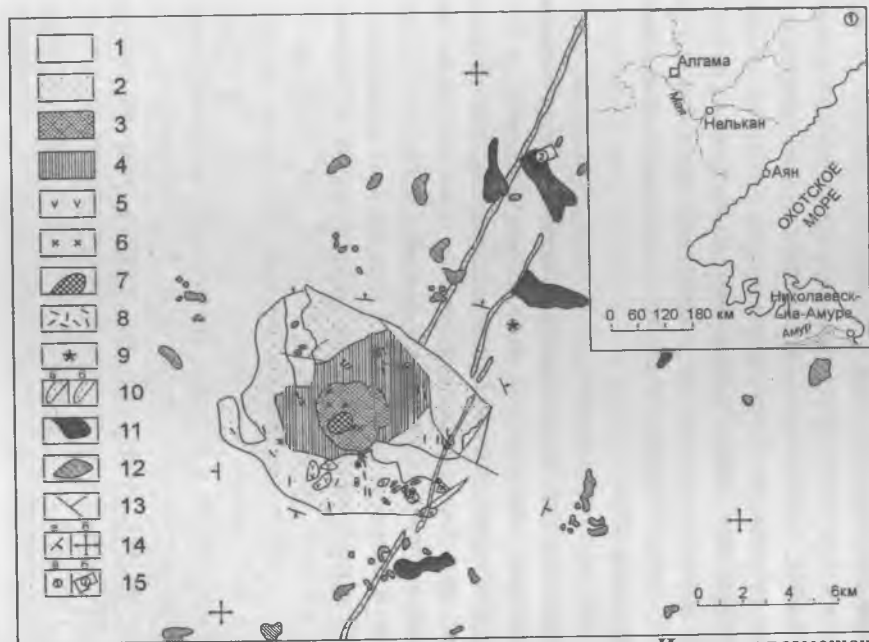


Рис. 1. Геологическая карта района щелочно-ультраосновного массива Ингили и размещение вольфрам-циркониевых проявлений. 1 - протерозой-рифей-вендский осадочный чехол; 2 - кристаллосланцы и гнейсы одолинской свиты, архей; 3 - 8 - породы щелочно-ультраосновного массива Ингили: 3 - уртит-ийолит-мельтейгиты; 4 - фени-ты; 5 - сиениты; 6 - карбонатиты; 7 - камафориты; 8 - дайки щелочных пород; 9 - тела ингилитов; 10 - дайки конгидиа-базов: а) установленные. б) предполагаемые; 11 - установленные вольфрам-циркониевые рудопоявления; 12 - пред-полагаемые вольфрам-циркониевые рудопоявления; 13 - разломы; 14 - элементы залегания пород чехла: а) наклон-ные, б) горизонтальные; 15 - а) географическое положение района месторождения Алгاما, б) участок, представ-ленный на блок-диаграмме.

4. Дайковый комплекс тингуаитов, ийолит - порфиров, оливинсо-держащих лампрофиров.

5. Комплекс карбонатитов, включающий пять фаций (750 - 50°C): калишпат - кальцитовую, альбит - кальцитовую, амфибол - доломит - кальцитовую, хлорит - серицит - кальцитовую, цеолитовую. В карбонатитах содержание циркона достигает 10 - 15%.

В пределах массива развита разнообразная минерализация: редкоземельная, ниобиевая, циркониевая, золотая, платиновая, фосфорная. В рудном районе установлены также трубки взрыва (диатремы) и дайки ингилитов, интенсивно карбонатизированных и содержащих иногда более 1 масс.% диоксида циркония, и дайки конга - диабазов, в т.ч. Великая дайка Алдана. Район характеризуется длительным магматизмом (не менее 0,5 млрд. лет).

Выделено два типа циркониевых руд: 1 - «твердые» руды, представляющие собой секущие прожилки и штокверковые зоны в горизонтально залегающих секреторных доломитовых мраморах, и 2 - «рыхлые» руды, слагающие тела в карстовых горизонтах тех же мраморов. Эти типы руд имеют различный генезис, слагают самостоятельные, как правило, пространственно разобщенные тела.

Направление и методика исследований циркониевой минерализации в начальный период основывались на представлениях об исключительно бадделеитовом составе руд, о единстве тел «рыхлых» и «твердых» руд и их стратиформном (осадочном), пластовом, согласном залегании, о вмещающих карбонатных породах как нормально осадочных, преобразования в которых обусловлены исключительно аутигенными и диагенетическими процессами. Подразумевалось, что Ингилийский массив, как доюдомский, мог служить лишь поставщиком циркония в процессе эрозии, размыва и переотложения продуктов его разрушения. Однако в ходе проведения поисковых и разведочных работ и наших исследований эти первоначальные исходные положения не подтвердились.

Формирование штокверков вольфрам - циркониевых руд происходило в северо-северо-западных разрывных зонах растяжения и сопровождалось повсеместно катаклизом и брекчированием вмещающих пород. Предполагается, что руды по относительно возрасту являются

ся самыми поздними: абсолютный возраст гельциркона оказался равным около 100 млн. лет (свинцовый метод).

Установлено, что «рыхлые» и «твердые» руды слагают самостоятельные тела: «рыхлые» руды - это инфлювий, слагающий кольматолитовые тела в зонах карста; «твердые» руды - это коренные образования, слагающие секущие прожилки и штокверковые зоны наложенного характера. Преобладающим рудным минералом оказался не бадделеит, а криптокристаллический гельциркон $ZrSiO_4 \cdot 1-3H_2O$ с примесью Ca, Fe, Mg и Al. Циркониевое оруденение («твердые» руды) наложено не на обычные осадочные карбонатные породы, а на породы, испытавшие региональный метаморфизм, в процессе которого они превратились в доломитовые мраморы с широко развитыми в них секрециями типа альпийских жил. Очевидно, что региональный метаморфизм предшествовал рудному процессу и многочисленные секреции (друзы, жеоды, миндалины) вместе с доломитовыми мраморами, подвергшиеся катаклазу и брекчированию, служили вмещающей средой для рудоносных растворов. Взаимодействие последних с секреторными доломитовыми мраморами создало сложный структурно-текстурный, преимущественно брекчиевый, облик рудных зон.

Типы руд и их структурно-текстурные особенности

Коренные «твердые» руды имеют повсеместно брекчиевые текстуры. Строение образцов руд определяется тем, что обломки - от долей мм до нескольких см - доломита, кварца, доломитовых мраморов и секреций (жеод, друз) карбонат-кварцевого состава сцементированы и отчасти замещены криптокристаллическими агрегатами гельциркона и бадделеита, а также новообразованными кальцитом, кварцем и оксидами железа (возможно, окисленными сульфидами). При этом количественные соотношения обломков новообразованных минералов колеблются в очень широких пределах в различных образцах. Отдельные блоки пород в зонах брекчий достигают в поперечнике нескольких десятков см.

Рудные тела «твердых» руд представляют собой зоны развития прожилков, вплоть до густоты штокверков, с более или менее интен-

сивным метасоматическим замещением доломита доломитовых мраморов. Относительный возраст оруденения определяется тем, что рудные прожилки, образовавшиеся после регионального метаморфизма, секут доломитовые мраморы и содержащие в них карбонат-кварцевые секречии с образованием брекчий. В таких рудных брекчиях обломки доломитовых мраморов, кристаллов доломита, зонального кварца располагаются в цементе, сложенном гельцирконом, бадделеитом, новообразованными кальцитом и кварцем и местами лимонитом (по сульфидам). При этом доломитовые мраморы кальцитизируются, обломки секреторного кварца частично регенерируются. Появление лимонита в виде прожилков, пленок, неправильных выделений, видимо, связано с разложением сульфидов, выносом железа из карстующихся пород и отложением гидроокислов и окислов железа в зоне окисления. Не исключено, что при образовании циркониевых руд также могли образовываться сульфиды, окислившиеся в коре выветривания.

Состав и облик коренных руд однообразен и устойчив на всех известных к настоящему времени проявлениях. При различиях в деталях все руды сложены одним набором минералов: гельциркон, бадделеит, кальцит, доломит, кварц, иногда с примесью оксидов и гидрооксидов железа. Они имеют брекчиевую текстуру и цементную разнородную структуру. Гельциркон, бадделеит и лимонит образуют кристоллические агрегаты, цементирующие обломки совместно с новообразованными кальцитом и кварцем. Размер зерен гельциркона не превышает, видимо, 0.01 мм, а обычно имеет 0.002-0.001 мм. Бадделеиту свойственны сферолиты размером до 0.03 мм. Моно- и биминеральные циркониеворудные агрегаты могут достигать в поперечнике нескольких метров, выполняя прожилки, цемент, поры оторочки, а также образовывать неправильные выделения, более или менее многочисленные включения в пойкилобластовом кальците, в агрегатах кварца вдоль границ зон в секречиях и микротрещинах. Подобный облик гельциркона и бадделеита свидетельствует о том, что они не подвергались перекристаллизации, а руды не испытывали какого-либо метаморфизма.

Фактический материал и методы исследования

При изучении гельциркон-бадделейт-кварцевых руд применялись следующие методы: гомогенизации, криометрии, вакуумной декрепитации, газовой хроматографии, определение степени совершенства кварца дифрактометрическим методом (Т.Б. Афанасьева, ДВГИ), а также электронно-микроскопические исследования монофракции бадделейта (Н.Н. Баринов, ДВГИ).

Минеральный состав изученных образцов гельциркон-бадделейт-кварцевых жил несложен (кварц, карбонаты, бадделейт). Тем не менее, при общей его простоте, руды отличаются крайне своеобразными формами проявления некоторых минералов и, в первую очередь, кварца.

По структурно - морфологическим особенностям во всех исследованных образцах установлены в переменных количествах следующие разновидности кварца: тонкозернистый (иногда колломорфный), крупнозернистый (иногда колломорфный), крупно- и среднезернистый с четкими кристаллографическими очертаниями, подчеркнутыми распределением пылевидных включений (пирамидально - призматический с зонами роста), шестоватый (иногда - друзовидный), колломорфно - полосчатый, мелкозернистый (полигональный). Наиболее широко распространен: в бадделейт-кварцевых жильных телах крупно- и среднезернистый зональный кварц с двухвершинной формой зерен (фото 1), который образует беспорядочно расположенные гнезда в массе тонкозернистого кварца. Отмечается наличие в жильной массе изолированных обломков глинистых сланцев или доломитов, "обрастающих" зональным кварцем (крустификационные текстуры). Весьма информативной особенностью зонального кварца является искажение облика (асимметрия в строении вершин кристаллов, которое отражает не только положение растущего кристалла в пространстве, но и величину пересыщения растворов кремнеземом, определяющую абсолютные и относительные скорости роста различных граней. Кристаллы кварца растут в любом положении в пространстве без искажения вершин, если скорости роста граней $\{0111\}$ и $\{1011\}$ близки между собой.



Фото 1. Расположение включений в крупно- и среднезернистом зональном кварце с двухвершинной асимметричной формой зерен, ассоциирующем с бадделитом.

В природе подобные условия реализуются либо при весьма низкотемпературных процессах (например, при образовании кристаллов кварца в ртутных месторождениях, из кремнелых известняков, агатовых жерод и т.д.), когда заметные пересыщения могут возникать вследствие весьма низкой общей растворимости кремнезема, либо при более высоких параметрах (ранние этапы в камерных пегматитах и реже - в гидротермальных хрусталеносных жилах) при формировании кристаллов в весьма спокойных тектонических условиях. Нарушение физико-химических параметров кристаллизации, связанное обычно с внутриминерализационными тектоническими подвижками, приводит к заметному, иногда существенному пересыщению растворов кремнеземом, а также другими компонентами, что способствует проявлению анизотропии скоростей роста одноименных граней, обращенных вверх и книзу во время роста и определяет степень искаженности вершин кристаллов кварца. Установленная экспериментально связь искажения формы кристаллов со степенью пересыщения раствора и полевые наблюдения приводят к предположению о том, что в природе, так же как

и в эксперименте, одним из важных факторов искажения формы кристаллов является концентрированная неоднородность минералообразующей среды [Петровский, 1983].

В большинстве изученных образцов бадделеит-кварцевых жил стандартным сочетанием морфологических разностей (в пределах, ограниченных размером пластинки) является ритмичный переход непрозрачного тонкозернистого (иногда колломорфного) кварца, окрашенного по периферии кристаллов в красно-коричневые тона (I макрозона) в средне- и крупнозернистый пирамидально-призматический мутный слабоокрашенный зональный кварц (II макрозона) и, затем - в средне- крупнозернистый полупрозрачный зональный (III макрозона). Из образца, в котором представлены все три перечисленные разновидности кварца, выпилены (по макрозонам) и отобраны фракции морфологически однотипных кристаллов для определения степени кристаллического совершенства (СКС) дифрактометрическим методом [Юргенсон, 1984]. Для удобства методика предусматривает выражение результата в процентах относительно эталона. Результаты измерений по макрозонам от первой к третьей (72, 86 и 67% соответственно) хорошо согласуются между собой и отличаются от среднего значения (75%) на 3 - 13%. Средняя относительная ошибка измерений - 3,2% отн.

Изменчивость совершенства кристаллов опосредованно зависит от скорости изменения термодинамических параметров условий кристаллизации и от вариаций температуры гомогенизации газовой-жидких включений и количества в них газовой фазы. Известные закономерности [Юргенсон, Тумуров, 1986] изменчивости СКС (увеличение степени совершенства кристаллов с понижением температуры и давления, уменьшение СКС при наложении разновременных генераций - в более поздних, увеличение СКС по мере повышения глубин образования месторождений) позволяют интерпретировать полученные результаты следующим образом. В раннем, относительно высокотемпературном кварце первой макрозоны СКС выше, чем в зональном кварце третьей зоны, имеющем наиболее "рыхлую" постройку в связи с понижением температуры кристаллизации. "Продуктивный" кварц второй макрозо-

ны, включающий цепочки бадделеита, трассирующего зоны роста, имеет наиболее высокую степень совершенства. Незначительная (max 13%) изменчивость СКС в объеме образца свидетельствует об отложении вещества исследуемых макрозон без перерыва.

Внутреннее строение зональных кристаллов кварца отличается неоднородностью. Четкие ограничения монокристаллических ядер и зон, расположенных в средней части кристаллов, сменяются в периферической части перемежающимися зонами, которые под микроскопом представляют собой неравномерногаснущий агрегат кристаллических индивидов тонкошестоватого ("перистого") кварца. Неравномерное угасание отдельных блоков связано, видимо, с изменением ориентировки вторичных блоков, заполняющих пространство между основными блоками. Подобная дезориентация отдельных блоков обусловлена, прежде всего, аномальными условиями роста, а именно - скелетным ростом [Леммлейн, 1973, Асхабов, 1993].

Гнездовидные агрегаты крупно- и среднезернистого кварца обрамляются обычно оторочками "перистого" кварца, переходящего по периферии в равномернозернистый агрегат, в котором проявлена порфириовидность (появление в общей массе мелко- и среднезернистого кварца крупных идиоморфных зерен с признаками скелетного роста. Порфириовидность в таких участках обусловлена явлениями собирательной кристаллизации и наблюдается там, где этот процесс не завершен. Таким образом, агрегаты кварца из бадделеит-кварцевых руд характеризуются ярко выраженной полиструктурностью, обусловленной различной степенью проявления процессов собирательной перекристаллизации.

Средне- и крупнозернистый кварц тесно ассоциирует с выделениями бадделеита. Взаимоотношения их крайне противоречивы; в одних случаях цепочки бадделеита трассируют зоны роста кварца (без поверхностей раздела), в других - отчетливо пересекают субпараллельно ориентированные кристаллические индивиды, или располагаются в интерстициях между кристаллами и блоками кристаллов кварца. Для оценки размеров и формы частиц, слагающих выделения бадделеита, а также для изучения механизмов роста монофракция бадде-

леита была изучена методом суспензии (Н.Н. Баринов, ДВГИ) с помощью электронного микроскопа BS-500. Изучение монофракции бадделеита показало, что основная масса препарата состоит из его поликристаллических частиц, сложенных зернами с различной пространственной ориентировкой, что нашло отражение в кольцевом характере электрограмм бадделеита. В образце присутствуют частицы самой разнообразной формы, в том числе и веретенообразной. Частицы бадделеита слагаются мелкими зернами, минимальный размер которых колеблется от 160 до 200Å. Кроме бадделеита, в образце присутствуют отдельные монокристаллические частицы циркона и слоистого силиката, на поверхности которых обнаружены мелкие зерна бадделеита. После пятичасового прокалывания препарата при температуре 700°C наблюдается увеличение размеров частиц бадделеита, связанное, видимо, с явлениями собирательной кристаллизации - поглощением мелких кристаллитов вновь образующимися кристаллами.

Термобарогеохимическая характеристика палеогидротерм

Большинство термометрических опытов, связанных с визуально-оптическими наблюдениями, проведено на интракристаллических включениях, расположенных в пределах зональных кристаллов кварца; имеются единичные замеры в мелкозернистом полигональном кварце; определены термометрические характеристики интракристаллических включений в цепочках, образованных выделениями бадделеита.

По фазовому составу и морфологическим особенностям обнаруженные включения весьма разнообразны. Специфической особенностью включений, трассирующих зоны пирамидально-призматических кристаллов кварца, является невыдержанность фазового состава и разнообразие комбинаций флюид - твёрдая фаза в вакуолях. Эти включения могут содержать жидкий флюид, газовый пузырек, составляющий от 5 до 20% объема вакуоли, и одну или несколько твердых фаз.

Наиболее часто ассоциация твердых фаз представлена гексагональной чешуйкой, обладающей окраской от красно-оранжевой до чёрной (гематит?) и каплевидными выделениями битуминозного углеродистого вещества. Вокруг вакуолей, содержащих твёрдую изотроп-

ную фазу, нередко наблюдаются плеохроичные ореолы (радиоактивные "дворики") желто- бурого цвета. Ни гематит(?), ни углеводороды (?) не растворяются при нагревании, если даже образец выдерживается при повышенной температуре в течение длительного времени. Гематит (?), кроме того, образует самостоятельные твердые минеральные включения в виде гексагональных пластинок или дендритов (фото 2).

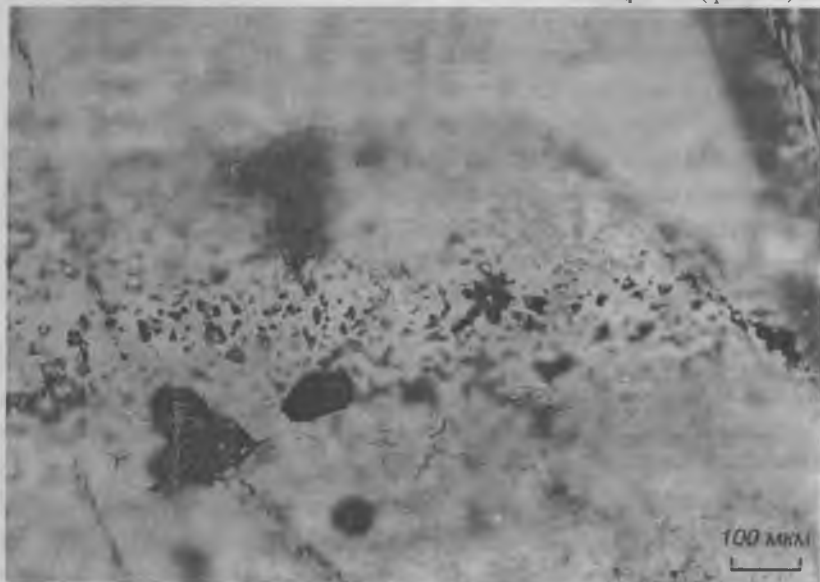


Фото 2. Гексагональные чешуйки, обладающие окраской от красно-оранжевой до чёрной – гематит, каплевидные выделения - битуминозное углеродистое вещество.

Непостоянство объемных соотношений является основным критерием для разграничения включений, захвативших гетерогенную смесь и тех, в которых разделение первоначально гомогенного флюида произошло после его захвата. В данном случае несмесимость, наблюдаемая во включениях, видимо, существовала во время захвата флюида в вакуоль. Обычно это объясняют тем, что захваченный флюид находился в дисперсном виде (т.е. в виде глобулей) в объеме другой фазы, из которой происходила кристаллизация минерала-хозяина.

Определение физико-химических параметров флюидов произво-

дилось на основании термометрических данных по включениям в бадделеитсодержащих генерациях кварца с учётом наблюдавшихся признаков синхронности или асинхронности их образования с бадделеитом (совместное нахождение в одних и тех же зонах роста или прожилках).

Установленные особенности флюидных включений, различная их информативность в разнотипных кварцах, исключительно мелкие размеры (первые мкм - десятки мкм), значительно затрудняют реконструкцию условий минералообразования. Исходными (реперными) для установления температурных условий образования являлись группы включений, которые характеризуются наиболее ясной генетической связью с элементами роста кварца, а зональные - хаотично расположенные в кристалле, либо тяготеющие к линейным зонам или прожилкам, а также сингенетичные включения разного наполнения, гомогенизирующиеся в разные фазы при одинаковой или близких температурах.

Многочисленными термометрическими опытами выявлены группы включений, гомогенизирующиеся в трех температурных интервалах: 110-160°C, 240-250°C, 340-360°C, что в первом приближении неплохо согласуется с анализом декрептоактивности. Термобарограммы имеют одномодальный вид, осложняющийся двумя пиками на нисходящей ветви кривой, с началом газовыделения при температуре около 100°C. Средняя температура декрепитации составляет 262°C, температура ее окончания - 400°C.

Изучение распределения температур гомогенизации флюидных включений в образцах гальциркон-бадделеит-кварцевых жил позволило выявить следующие особенности. Высокие температуры гомогенизации включений (340-360°C) характеризуют, как правило, участки кварца, приуроченные к выделениям бадделеита, или непосредственно примыкающие к этим участкам мелкие кристаллы полигонального кварца. Нередко включения этой группы представляют собой семейства гетерогенного захвата и характеризуются вариациями содержания газовой фазы от 20 до 80 объемных процентов. Вакуоли имеют овальную или каплевидную форму.

Температуры гомогенизации 240 - 250°C замеры в кварце вблизи бадделеит-карбонатного прожилка и во внешней части зонального кристалла, во включениях, имеющих форму дипирамидально-призматического отрицательного кристалла или удлиненно-овальную, с объемом газовой фазы 20 - 25%. Давление флюида, рассчитанное для этой группы включений, с учетом плотности раствора (0.99 - 1.1 г/см³) и температуры гомогенизации, составляет от 850 бар до 1 кбара.

Включения третьей группы (с температурой гомогенизации 110 - 160°C) более многообразны и характеризуются различной плотностью в зонах роста, инверсиями объемных соотношений фаз, разнообразной формой вакуолей. В ходе нагревания включений, содержащих газ + жидкость + гематит (?) + битуминозное вещество (фото 3) при температурах 70-110°C - происходила их частичная гомогенизация. На дальнейшее повышение температуры эти включения реагировали по-разному: одни растрескивались, причем в различных температурных интервалах, от 260°C до 410°C, другие оставались герметичными, но при температурах около 100 - 120°C красно-бурые пластинки гематита чернели, а затем, при незначительном повышении температуры, битуминозное вещество заполняло всю полость; гетерогенизация фаз в этом случае при охлаждении не возникала.

Обращают на себя внимание значительные инверсии температур гомогенизации (до 80 - 100°C) в кварце одной генерации, фиксируемые не только в пределах одной пластины, но даже в пределах препарата, размеры которого не превышают 5 - 7 мм в диаметре.

Самые низкие из установленных криометрическими опытами эвтектических температур (-110 - -100°C), соответствуют включениям, газовый пузырек которых представлен, видимо, смесью газов CO₂+CH₄ или CO₂+N₂, о чем свидетельствуют разделение "газовой" фазы, сосуществующей с твердой CO₂, при температуре -110°C.

Включения с температурой эвтектики -85 - -64°C, скорее всего, представлены смесью углекислоты и метана в различных объемных соотношениях; чистая углекислота вымораживается в единичных случаях и лишь в вакуолях, приуроченных к внешним зонам зональных кристаллов.



Фото 3. Включение с бадделейтом и каплевидными выделениями битуминозного углеродистого вещества

Более высокие температуры эвтектики характеризуют группы растворов, содержащих: CaCl_2 (Тэвт. = $-55,6^\circ\text{C}$); FeCl_2 , FeCl_3 или $\text{K}_2\text{CO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ (Тэвт. = $-35,5 - -38^\circ\text{C}$); NaCl (Тэвт. = -21°C); карбонатных растворов (Тэвт. = $-4 - -2^\circ\text{C}$) (таблица). Измерения температур эвтектик растворов позволили установить лишь общий набор элементов в вакуолях и постепенное уменьшение концентраций при документации зональных кристаллов от центра к вершинам пирамиды. Растворы, обнаруженные во включениях внешних зон пирамидально-призматических кристаллов, отвечают хлоридному составу с преобладанием катионов кальция; во включениях, пространственно приуроченных к выделениям бадделиита, зафиксированы хлоридно-карбонатные растворы, которые характеризуются присутствием ка-

тионов натрия, кальция, калия и железа. Значительные вариации составов растворов во включениях в кварце одной генерации и отсутствие видимых закономерностей их распределения рассматриваются нами как свидетельство в пользу неоднократной гетерогенизации системы. Широкое проявление твердых фаз в вакуолях почти всех типов включений приводит к выводу о высоких концентрациях растворов (более 30 масс.%).

Таблица

Термо- и криометрические характеристики жильного кварца из гельциркон-бадделейт-кварцевых руд

№№ образцов	Краткое описание образца	T _{эвт.} °С	Состав раствора по эвтектической температуре	T _{гом.} °С
1	Среднезернистый агрегат кварца призматически-пирамидального облика, вокруг которого видны зоны роста (факелы)-различные уровни перекристаллизации.	-53 -100 - -110 -38 -11	CaCl ₂ +MgCl ₂ +H ₂ O CO ₂ +CH ₄ * Na ₂ CO ₃ +K ₂ CO ₃ + H ₂ O KCl ₂ +H ₂ O	
	Средняя часть кристалла, в зоне роста.	-100 - -110 -38 - -37 -55	CO ₂ +CH ₄ * Na ₂ CO ₃ +H ₂ O CaCl ₂ +NaCl+H ₂ O	110 160
2	Верхняя часть (головка) кристалла	-55 -37 - -38 -21	CaCl ₂ +H ₂ O Na ₂ CO ₃ +H ₂ O NaCl+H ₂ O	240
3	Верхняя часть (головка) зонального кристалла	-55 - -53 -24	CaCl ₂ +NaCl+H ₂ O NaCl+KCl+H ₂ O	
4	Прожилок бадделейта в полигональном кварце	-35.5- -36.5	FeCl ₂ +H ₂ O FeCl ₃ +H ₂ O	240- 250 145- 130
5	Средняя часть зонального кристалла кварца, зона роста трассируется выделениями бадделейта	-55	CaCl ₂ +H ₂ O	340 360 170
6	Гидротермальная брекчия. Обломок зонального кварца, зона роста трассируется выделениями бадделейта	-24 - -22 -11 -4 - -2	NaCl+KCl+H ₂ O KCl+H ₂ O Na ₂ CO ₃ +NaHCO ₃ + H ₂ O	

Устойчивость ассоциации $ZrSiO_4 - SiO_2 - ZrO_2$ в карбонатных и щелочных растворах

Гетерогенные системы, возникающие при нарушении фазовых равновесий в растворах в присутствии дисперсной фазы, недостаточно изучены экспериментально. Поскольку в процессе термобарогеохимического изучения палеогидротерм мы столкнулись с многочисленными трудностями при интерпретации полученных результатов в связи с отсутствием экспериментальных данных, полученные оценки носили весьма приблизительный характер. Наличие неопределенностей относительно самой возможности существования подобных систем, различия в составе природных флюидов и применяемых модельных диаграмм, отсутствие данных о возможных погрешностях лишило желаемой доказательности параметры, полученные в результате изучения флюидных включений.

В основу экспериментальной проверки положена количественная информация о параметрах процесса (температуре, составе, давлении), установленные термобарогеохимическими методами.

Устойчивость ассоциации $ZrSiO_4 - SiO_2 - ZrO_2$ в карбонатных растворах изучалась автоклавно-ампульным методом при 200 и 400°C, давлении $P_{H_2O} = 1$ кбар с последующим анализом состава твердых и жидких продуктов [Коржинская, Некрасов, 1996]. Опыты вели в автоклавах объемом 75 – 80 см³ в двухсекционных вертикальных печах, обеспечивающих отсутствие температурного градиента в области реакции. Точность задания и измерения температуры составляла $\pm 5^\circ C$, а давление устанавливали по заполнению автоклава водой (P-V-T-соотношением) с точностью ± 50 бар. В качестве исходной навески служила смесь синтезированных минералов циркона $ZrSiO_4$ (Црк), кварца (Кв) и бадделеита (Бд) в соотношении 1:1:1. Навеска составляла 40 мг. Циркон (Црк) получен из геля состава $ZrSiO_4$ по методике Роя в гидротермальных условиях при $T = 500^\circ C$ и давлении $P = 1$ кбар в кислой среде. Бадделеит (Бд) синтезирован из аморфного тетрахлорида циркония $ZrCl_4$ (ч.д.а.) в гидротермальных условиях при $T = 400^\circ C$ и давлении $P = 1$ кбар. Кварц (Кв) синтетический (ВНИИСИМС), пред-

варительно прокаленный при 900°C и растертый до состояния порошка с размером частиц до 20 – 30 мкм. Растворителями в опытах служили 10-2, 0.1 и 1М растворы Na₂CO₃. Продолжительность опытов варьировала в пределах 2 – 22 суток.

Результаты опытов показывают, что процесс растворения ассоциации Црк – Кв – Бд зависит не только от температуры и продолжительности, но и от состава раствора. Скорость реакции в системе лимитируется активностью CO₂, и наиболее интенсивно процесс растворения протекает при активности электролита с концентрацией 0.1М Na₂CO₃. С увеличением концентрации растворителя до 1М скорость реакции замедляется. В первые 2 – 6 суток концентрация циркония во флюиде становится больше, чем равновесная. После чего с течением времени в статических условиях она понижается до равновесной. Это может быть объяснено различной скоростью прямой и обратной реакций (растворение – осаждение). Процесс растворения ассоциации Црк + Кв + Бд обычно начинается с кварца и бадделита. Количество их в твердой фазе уменьшается, а циркона заметно возрастает. Для 200 °С в 0.1М Na₂CO₃ на 8-е сутки концентрация циркония в растворе падает с 1.58×10^{-5} (для 4 сут) до 3.56×10^{-6} моль/кг H₂O. Вероятно, это происходит за счет изменения pH среды, когда достигается равновесное значение в системе на 16-е сутки. Для 1М Na₂CO₃ реакции Црк + Кв + Бд картина будет несколько иной. За промежутков 8 – 14 суток идет постепенное уменьшение концентрации циркония в растворе, вплоть до следовых значений (14 сут.). В твердой фазе появляется метастабильная фаза Z, которая на 16 сутки исчезает, концентрация циркония приближается к равновесному значению. Фаза Z представляет собой соединение Na₃H(CO₃)₂×2H₂O, соответствующее природному минералу трона (гидрокатрит). ИК-спектр смеси этого соединения с цирконом и бадделитом проявляет полосы поглощения в области 1461 и 849 см⁻¹, характерные для CO₃²⁻ - комплекса. Для всех экспозиций опыта при Т 200°C устойчива моноклинная модификация бадделита.

Картина растворения ассоциации Црк + Кв + Бд для Т 400°C усложняется появлением фазы X, представляющей собой тетрагональ-

ную модификацию бадделеита. Фаза X является устойчивой для концентрации раствора 0.1 и 1М на всем протяжении длительности опытов. В разбавленных растворах (10-2М Na_2CO_3) фаза X отсутствует. Кроме того, при 400°C на шестые сутки в концентрированных растворах появляется в твердой фазе довольно большое количество гидроксида циркония $\text{Zr}(\text{OH})_4$. С появлением этой фазы содержание циркония в растворе понижается. В 0.1 и 1М растворах Na_2CO_3 метастабильная фаза Z тоже имеет место, но количество ее в твердой фазе значительно меньше.

При T 200°C в равновесных растворах на 22-е сутки наиболее устойчивой фазой является моноклинная модификация бадделеита. Она более стабильна в растворах 1М Na_2CO_3 . При T 400°C наиболее стабильной фазой в растворах 0.1 - 1М Na_2CO_3 , уже на 6-е сутки становится фаза X – тетрагональная модификация бадделеита. Кроме того, на 6-е сутки появляется метастабильное соединение гидроксида аммония, которое исчезает в 1М растворе Na_2CO_3 на 14-е сутки, зато появляется в 0.1М растворе на 16-е сутки.

Таким образом, наиболее устойчивой фазой в карбонатных растворах будет бадделеит в его моноклинной модификации. Концентрация бадделеита все время будет возрастать, по мере того, как концентрация циркона уменьшается [Коржинская, Некрасов, 1996].

Исследование системы $\text{ZrSiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{ZrO}_2$ в щелочных растворах проводилось при T-500°C, и давлении 1 кбар с последующим анализом состава твердых и жидких продуктов [Коржинская, Некрасов, 1998]. Состав твердых фаз контролировался рентгенофазовым методом на дифрактометре ДРОН-2 с использованием медного анода. Содержание циркония в растворе после опытов определяли фотокалориметрическим методом с реактивом арсеназо III. Растворителем служили как карбонатные растворы Na_2CO_3 с концентрациями 0,1; 1 и 2 моль/кг H_2O , так и NaOH (2М, 4М). Методика проведения экспериментов аналогична описанной ранее [Коржинская, Некрасов, 1996]. Продолжительность опытов варьировала от 2 до 20 суток.

Результаты опытов показывают, что процесс растворения ассо-

циации $ZrSiO_4 - SiO_2 - ZrO_2$ в первую очередь зависит от растворителя. В 0,1M растворе Na_2CO_3 уже на вторые сутки, наряду с интенсивным растворением кварца (SiO_2) и медленным растворением бадделеита (ZrO_2) и циркона ($ZrSiO_4$), идет образование власовита. С течением времени растворение минералов протекает намного быстрее. На рентгенограммах интенсивность пиков этих минералов резко уменьшается. Но одновременно растет и содержание в твердой фазе власовита, при этом содержание циркония в растворе уже на восьмые сутки практически остается неизменным за счет постоянного растворения этих минералов и одновременного образования из раствора власовита. На 16 сутки на рентгенограмме для власовита имеется в наличии весь состав пиков, взятых из американской картотеки (ASTM 39-208), хотя по-прежнему в твердой фазе присутствуют циркон, бадделеит и немного кварца.

Для 1M Na_2CO_3 уже на вторые сутки полностью растворяются весь кварц, частично - бадделеит и циркон, образуется много власовита. Содержание циркония в растворе при длительности опыта = 2 суток невысоко. При длительности 6 суток идет дальнейшее растворение циркона и бадделеита и образуется соединение Z, представляющее собой аналог природного минерала паракелдышита - $Na_2ZrSi_2O_7$. Власовит при этом отсутствует. Это сразу заметно по увеличению содержания циркония в растворе. С течением времени вплоть до 16 суток из раствора образуется паракелдышит. В растворе постепенно уменьшается содержание циркония. На 16 сутки оно минимально, что объясняется наличием в твердой фазе власовита наряду с паракелдышитом. На двадцатые сутки идет обратный процесс - уменьшается в твердой фазе содержание паракелдышита, но из раствора идет образование бадделеита и на рентгенограмме резко увеличиваются пики Бд.

С увеличением концентрации углекислого натрия до 2M картина растворения не изменяется, но паракелдышит появляется уже на вторые сутки, а с ростом длительности, его становится все больше и больше. Для 2M Na_2CO_3 растворение минералов идет более интенсивно, хотя полного растворения циркона и бадделеита не происходит.

Иная картина наблюдалась при изучении устойчивости циркона, бадделеита и кварца в щелочах. Уже на вторые сутки в 2М NaOH в твердой фазе наряду с бадделеитом, цирконом и власовитом присутствует новая фаза У, количество которой с ростом длительности увеличивается, а концентрация циркония в растворе практически остается постоянной. В 4М растворе NaOH уже на вторые сутки полностью растворяются циркон, бадделеит и кварц, а на рентгенограмме присутствует только соединение У. Рентгенометрические и ИК-спектрометрические исследования показали, что фаза У представляет собой цирконосиликат с формулой $\text{Na}_4\text{ZrSi}_3\text{O}_{10}$, впервые синтезированный при этих условиях и не имеющий природных аналогов. Мотив рентгенограммы данного образца оказался идентичным и хорошо совпадает с рентгенограммой эталонного цирконосиликата $\text{Na}_4\text{ZrSi}_3\text{O}_{10}$ из американской картотеки ASTM (37-405).

ИК-спектр данной синтетической фазы имеет интенсивную полосу поглощения в области $910 - 955 \text{ см}^{-1}$, характерную для спектров силикатов. Полосы воды или OH-групп в области $3400 - 3500$ и 1600 см^{-1} отсутствуют. Для подтверждения этого факта был дополнительно получен спектр образца в виде эмульсии на подложке из флюорита, поскольку KBr является очень гигроскопичным образцом и дает слабые полосы в этой области, относящиеся к колебаниям воды, адсорбируемой KBr.

На основании проведенных ранее экспериментов для температур $200 - 400^\circ\text{C}$ и экспериментов для $T=500^\circ\text{C}$ можно сделать вывод о том, что для ассоциации $\text{ZrSiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{ZrO}_2$ устойчивой фазой в карбонатных растворах до 400°C является бадделеит в его моноклинной модификации. Только при температуре 500°C в карбонатных растворах начинают образовываться (вместе с цирконом и бадделеитом) цирконосиликаты: власовит, паракелдышит. И лишь в сильно щелочных растворах (2,4М NaOH), не характерных для природного флюида, циркон, кварц и бадделеит полностью растворяются с образованием цирконосиликата $\text{Na}_4\text{ZrSi}_3\text{O}_{10}$.

Выводы

1. Выявлен температурный интервал формирования бадделеит-кварцевых руд, который составляет 360 - 110°C.

2. Криометрическими исследованиями в вакуолях флюидных включений обнаружены хлоридные и хлоридно-карбонатные растворы с преобладанием катионов Na^+ , K^+ , Ca^{++} и Fe^{++} ; присутствуют также двуокись углерода и метан. Широкое проявление твердых фаз почти во всех типах включений приводит к выводу о высоких (более 30 масс.%) концентрациях растворов.

3. Отмечается неоднократное изменение агрегатного состояния растворов в интервалах 370 - 340; 250 - 240°C, одной из причин которого может быть падение давления в процессе кристаллизации гелей. Явления гетерогенизации фиксируются не только по существованию в одной зоне кристалла газово-жидких включений, гомогенизирующихся при одной температуре в разные фазы, но и по наличию в многофазовых включениях минералов-спутников, попавших в вакуоль до ее замыкания.

4. На основании проведенных экспериментов сделан вывод о сопоставимости результатов термобарогеохимических характеристик природной гидротермальной системы и модельного рудообразующего раствора ассоциации циркон - бадделеит - кварц в лабораторных условиях при контролируемых параметрах.

В результате изучения месторождения Алгама получены первые данные о параметрах формирования этого редкого типа Zr оруденения: основное рудоотложение происходило из гетерогенного флюида, в интервале температур 360 - 110°C и давлений 850 - 1000 бар при участии хлоридно-карбонатных растворов, содержащих углекислоту и метан. Возможность кристаллизации бадделеита при этих параметрах подтверждена результатами экспериментального изучения ассоциации циркон - бадделеит - кварц в хлоридно-карбонатных растворах.

Работа выполнена при поддержке фонда ДВО РАН (интеграционный проект № 03-2-0-00-026 «Палеогеодинамические и металлогенические реконструкции условий формирования высокопродуктивных металлогенических поясов Сибири и Дальнего Востока»).

1. *Асхабов А.М.* Кристаллогенезис и эволюция системы «кристалл – среда». Санкт-Петербург: Наука, 1993, 153 с.
2. *Багдасаров Ю.А.* (ИМГРЭ). Ингилийско-Алгаминский узел Восточного Алдана. Отечественная геология, 1994, №1, с. 18 – 28.
3. *Багдасаров Ю.А., Журавлев Д.З.* Изотопный состав неодима и стронция пород и руд Ингилийско-Алгаминского узла (В. Алдан) и проблемы их генезиса. Геохимия, 1994, №11, с. 1668 – 1673.
4. *Багдасаров Ю.А., Потоцкий Ю.П., Зинкова О.Н.* Бадделитовые пластовые тела среди древних карбонатных толщ – новый возможный генетический тип месторождений циркония. ДАН, 1990. Том 315, №3, с. 670 – 673.
5. *Залищак Б.Л., Мраморнов В.Д., Пахомова В.А., Оскарев В.В.* Циркониевая минерализация в доломитовых мраморах (Хабаровский край) Тез. докл. Всес. конфер. «Рудные месторождения Дальнего Востока - минералогические критерии прогноза, поиска и оценки». Владивосток, 1991, с. 116-119.
6. *Залищак Б.Л., Мраморнов В.Н., Пахомова В.А.* Циркониевая минерализация Ингилийского района (Хабаровский край). Отчет по теме «Геологическое строение, минералогия, петрография, перспективная оценка редкометального, благороднометального оруденения и фосфатности юго-восточной части Сибирской платформы», разделы «Изучение ультраосновных и щелочных массивов и оценка их комплексной рудоносности» и «Перспективная оценка и обобщение материалов по циркониевому и сопутствующему ему оруденению юго-восточной части Сибирской платформы»). Владивосток, 1991.
7. *Коржинская В.С., Некрасов И.Я.* Устойчивость ассоциации $ZrSiO_4-SiO_2-ZrO_2$ в карбонатных растворах при температурах 200 - 400°C и давлении 1 кбар. ДАН, №359, М.: Наука, 1996, с. 383 - 386.
8. *Коржинская В.С., Некрасов И.Я.* Устойчивость ассоциации $ZrSiO_4-SiO_2-ZrO_2$ в щелочных растворах при температуре 500°C и давлении 1 кбар. ДАН, №359, М.: Наука, 1998, с. 205 - 207.
9. *Леммлейн Г.Г.* Морфология и генезис кристаллов. М.:1973, 327 с.
10. *Некрасов И.Я., Ананьев В.В.* Вольфрамсодержащий бадделит – новая разновидность оксида циркония. ДАН, 1990. Том 313, №4, с 947 – 950.
11. *Пахомова В.А., Залищак Б.Л., Коржинская В.С., Афанасьева Т.Б., Лавина М.И.* Генетические особенности формирования гельциркон-бадделитовых руд по данным термобарогеохимии (на примере месторождения Алгама, Хабаровский край) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток, Дальнаука, 2000 г. С. 248 – 262.

12. *Петровский В.А.* Формирование объемных дефектов кристаллов в кипящих гетерогенных растворах // Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М: Наука, 1983. С 61 – 64.

13. *Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т.* О совершенстве кристаллического строения жильного кварца. Изв. Вузов. Геология и разведка. 1986. №6. С. 50-59.

ВКЛЮЧЕНИЯ В БЛАГОРОДНЫХ ОПАЛАХ И ОСОБЕННОСТИ АНДЕЗИТОВ, ВМЕЩАЮЩИХ ОПАЛОВУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ (МЕСТОРОЖДЕНИЕ РАДУЖНОЕ, ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

***В.Б. Тишкина, В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак,
Э.Г. Одариченко, М.И. Лапина***

В одной из первых работ, посвященных кристаллизации кремнезема в гидротермальных условиях, показано, что его трансформация включает представления о полиморфных переходах. Существует несколько известных теорий генезиса кристобалит-тридимитового (КТ) опала – люссатита. Согласно теории генетического перехода в процессе изменения возраста – старения осуществляется следующая трансформация: опал А – (опал КТ) – люссатит – кремь. Переход опала органического или вулканогенного происхождения продолжается приблизительно 20 – 90 млн. лет и зависит от глубины захоронения и температуры. По теории Ланселота [Lanselot, 1973], конечные формы кремнезема определяются окружающей обстановкой, присутствием глин, пористостью и обменными катионами. Согласно этой теории, плохая проницаемость, бедность посторонними катионами и обогащенность пород глинистыми минералами приводит к выпадению в осадок разупорядоченного кристобалита (люссатита), в то время как хорошая циркуляция и недостаток посторонних катионов в карбонатах способствует прямому осаждению кварца. Теория Ланселота отрицается многими авторами, например, Целидзе, исследовавший силикаты Кавказа, пришел к выводу, что присутствие в растворе щелочных или щелочно-земельных элементов задерживает выделение кристобалита и тридимита, и таким образом, препятствует прямой кристаллизации кварца.

Один из подходов к решению задачи исследования системы низкотемпературного кремнезема синтезом кремнезема в гидротермальных условиях основан на экспериментальном определении и термодинамическом расчете его растворимости при параметрах гидротермального

процесса. Однако перспективы экспериментальных исследований затруднены из-за чрезвычайно медленной кинетики $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ системы при низких температурах для достижения термодинамического равновесия, а также несоответствия или неполного соответствия природных процессов модельным построениям. Поэтому не меньшее значение имеет развитие естествоиспытательского подхода, ориентированного на изучение особенностей минералов и определение физико-химических условий образования реальных месторождений.

Известное месторождение благородного опала на севере Приморского края - месторождение Радужное - входит в состав Алчанского агатоносного района, выделенного как минерагеническое подразделение по результатам поисковых работ на агат (1983 г.). Алчанский агатоносный район расположен в пределах Западно-Сихотэ-Алинской вулканической зоны, наложенной на более ранние структуры мезозойской складчатой области Сихотэ-Алиня. Границы района определяются площадью развития вулканитов андезито-базальтовой формации верхнемелового возраста, с которыми пространственно и генетически связана опал-агатовая минерализация. Описываемая площадь охватывает среднюю часть агатоносного района. Из стратифицированных образований в её пределах широко развиты вулканиты меловой системы, значительно менее распространены осадочные породы триаса и мела, а также четвертичные отложения.

По условиям локализации опала месторождение Радужное относится к типу гидротермальных месторождений в эффузивах и их туфах (фото 1), имеющих промышленное значение. Основные вмещающие опаловую минерализацию породы в пределах Центральной опалоносной зоны представляют собой брекчиевидные роговообманковые и плагиоклаз-роговообманковые андезиты. Это своеобразные породы с брекчиевидной текстурой, образование которых происходило, по видимому, на дневной поверхности при быстром остывании и дроблении застывшей корки. Подобная текстура пород обуславливает наличие в них многочисленных пустот, благоприятных для локализации опала, в том числе и благородного.



Фото 1. Образец благородного опала в андезите, месторождение Радужное (Приморский край). Ув. 2

Макроскопически породы серого, коричневатого и зеленоватого цвета с порфировой структурой, структура основной массы микрозернистая, с массивной или брекчиевидной текстурой. Порфировые выделения составляют 15 – 30% и представлены плагиоклазом (до 10%), роговой обманкой (5 – 15%), пироксеном (2 – 3%). Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, с примесью темноцветных и рудных минералов, промежутки между которыми выполнены стеклом или продуктами его разложения. Плагиоклаз (0.3 – 1, реже 1.5 – 3 мм) призматической и таблитчатой формы с четкими кристаллографическими очертаниями, зональный, с полисинтетическим двойникованием, $An\ 50-60$ (см. табл 1, фото 2). Часто образует сростания. Роговая обманка размером от 0.5 до 1, реже 2 – 3 мм, красно-бурого цвета, интенсивно плеохроирует от бледно-желтого до красно-бурого цвета, иногда зеленая, с малым углом погасания ($9 - 11^\circ$), обычно с каймами опациита (фото 2). Пироксен моноклинный и ромбический, но преобладает моноклинный пироксен, образующий единичные крупные (до 2

мм) короткопризматические кристаллы, интенсивно корродированные. Ромбический пироксен встречается в виде мелких (0.05 – 0.1 мм) короткопризматических или игольчатых кристаллов и отличается от моноклинного заметным плеохроизмом и прямым погасанием. Из акцессорных минералов в шлифах отмечаются единичные мелкие (до 0.15 мм) кристаллы апатита (см. табл. 1, фото 3) и титано-магнетита (см. табл. 1, фото 2).

Таблица 1

Химический состав минералов и включений, масс%

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	59,81	0,49	6,72	50,27
TiO ₂	0,25	-	13,56	0,24
Al ₂ O ₃	26,44	0,32	2,43	2,81
Fe ₂ O ₃	1,06	0,70	75,45	41,62
MgO	-	0,42	0,76	1,03
CaO	9,82	58,35	0,40	1,05
MnO	-	-	-	-
Na ₂ O	5,03	-	-	0,43
K ₂ O	0,45	-	0,18	0,88
P ₂ O ₅	-	41,22	-	-
SO ₃	-	-	0,24	0,33
Cl	-	0,00	-	0,00
Сумма	102,85	101,49	99,73	98,67

Примечание: 1 – плагиоклаз в андезите; 2 – апатит в андезите; 3 – титаномагнетит в андезите (возможно, захвачена опаловая матрица); 4 – включение гематита (?) в прозрачном благородном опале.

Брекчиевидные роговообманковые андезиты отличаются редкими порфиоровыми выделениями плагиоклаза, которые обычно раздроблены и «расташены» по основной массе, а также более интенсивными изменениями. Как правило, они аргиллизированы до образования гидрослюдисто-монтмориллонитовых метасоматитов с включениями гнезд и прожилков простого и благородного опала.



Фото 2. Минералы андезитов: 1 – амфибол, 2 – титаномагнетит, 3 – плагио-
оклаз.



Фото 3. Апатит в андезите.

Макроскопически аргиллизация проявляется в осветлении пород, появлении глинистых агрегатов различных цветов (белого, желтого, розового, красного, желто-зеленого, темно-зеленого), проявлением прожилков и гнезд включений опала, халцедона. Микроскопически в аргилизированных породах Центральной опалоносной зоны выделяются вторичные минералы: монтмориллонит, каолинит, глауконит, гидрослюда, опал, халцедон, редко цеолиты, карбонаты, хлорит. Последовательность образования минералов кремнезема, установленная в результате исследований шлифов и пластин: халцедон + глинистые (глауконит и др.) по андезитам, опал → кристобалит → тридимит. Опал, в том числе и благородный, концентрируется в пределах зон и участков развития опал-гидрослюдисто-монтмориллонитовой аргиллизации брекчиевидных роговообманковых андезитов.

Химический состав опалов Радужного (см. табл. 2) отличается относительно повышенными содержаниями марганца, фосфора, серы. В темноокрашенных опалах, по сравнению со светлоокрашенными установлено повышенное содержание титана, алюминия, железа, магния, марганца, а их пониженная сумма в некоторых темноокрашенных опалах объясняется наличием органического вещества.

Физические свойства опалов месторождения Радужного характеризуются следующими параметрами:

- плотность от 1,857 до 2,075 г/см³;
- твердость по шкале Мооса 4,5-5;
- количество воды от 2,56 до 7,88 вес.%;
- показатель преломления от 1,395 до 1,487.

По этим данным в особую группу можно отнести пористые и хрупкие опалы. Они отличаются низкой плотностью, повышенной хрупкостью, высокими показателем преломления и содержанием воды.

По окраске фона выделяют четыре основные разновидности благородного опала - бесцветные прозрачные, белые (молочные), черные и огненные, с постепенными переходами между ними. По степени прозрачности различают прозрачные разновидности, в различной степени просвечивающие (слабо, хорошо), и непрозрачные.

Таблица 2

Химический состав опалов месторождения "Радужное", масс%

окислы	месторождение Радужное		
	опал темноокрашенный до черного, непрозрачный	опал светлоокрашенный, серый, оранжевый, просвечиваю-	опал бесцветный, молочнобелый, желтоватый, просвечивающий
SiO ₂	91,5	н/обн	96,5
TiO ₂	0,25	0,02	0,017
Al ₂ O ₃	1,16	0,68	0,34
Fe ₂ O ₃	0,1	н/обн	н/обн
FeO	0,08	н/обн	н/обн
MgO	0,09	н/обн	н/обн
CaO	0,38	0,52	0,26
MnO	0,06	0,007	н/обн
Na ₂ O	0,03	0,03	0,03
K ₂ O	0,14	0,11	0,11
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,021
S _{общ.}	н/обн	0,01	0,006
H ₂ O	1,94	1,41	1,29
п.п.п.	3,5	3,0	2,45
Сумма	97,31	99,58	99,73

Обыкновенный опал также отличается разнообразием цветов и оттенков. По степени прозрачности образцы можно разделить на три основные группы:

- прозрачные;
- полупрозрачные;
- непрозрачные;

В группу прозрачных входят лимонно-желтые и бесцветные опалы. Обычно встречаются в виде тонких прожилков в породе или в массе непрозрачного опала. Средний размер выделений 15×10×5 мм, однако встречаются образцы и кондиционных размеров. Большинство образцов отличаются высокой трещиноватостью.

Непрозрачные камни, как правило молочные. В этой группе широко представлены зеленые, желто-зеленые, белые различных оттенков, красные, розовые, бордовые, коричневые цвета различной интенсивности. Обычно такие опалы отличаются крупной блочностью, до 70×100×50 мм и более.

Группа полупрозрачных опалов является переходной между первыми двумя, соответственно усредняются некоторые свойства камней. Цвета - красный, зеленый, желтый различных оттенков. Трещиноватость средняя, выделения не крупные, как правило, это прожилки 25×50×15 мм.

На месторождении часто встречаются зональные жилки, часто бесцветный благородный или обыкновенный опал выполняет центральную зону, а к краевым частям жилы сменяется светлоокрашенным молочным обыкновенным опалом.

В процессе изучения опалов применялись следующие методы: петрографическое изучение шлифов, электронная микроскопия (электронный микроскоп ЭММА-2, в МГГРУ, метод ступенчатых угольных реплик), изучение минеральных включений в благородных опалах. Включения изучались под микроскопом в плоскопараллельных пластинах и полистироловых шашках при увеличениях от 100 до 1000, определялись их тип, форма, размеры, количество и закономерности распределения в прожилках опала. После изучения объемного расположения включений они подвергались полировке с целью выведения на поверхность для микроанализа. Исследования состава включений и минералов андезитов проводились на сканирующем электронном микроскопе JSM-5300, оборудованном аналитической приставкой – энергодисперсионным спектрометром LINK ISIS (ИГЕМ РАН).

Методика исследований на электронном микроскопе ЭММА-2 такова: свежий скол образца протравливается в течение 30 секунд 10%-ной плавиковой кислотой, затем тщательно промывается в проточной воде. После этого образец помещается в напылитель для получения тонкой угольной пленки на поверхности образца, угольная пленка отделяется и изучается в электронном микроскопе.

Нами было исследовано более 10 образцов в том числе благородного опала с различной степенью опалесценции и образцов обыкновенного опала (фото.5-7). Большинство опалов отличаются неравномерностью опалесценции. В опалах, различающихся по основной окраске и степени прозрачности, каких-либо существенных различий не выявлено.

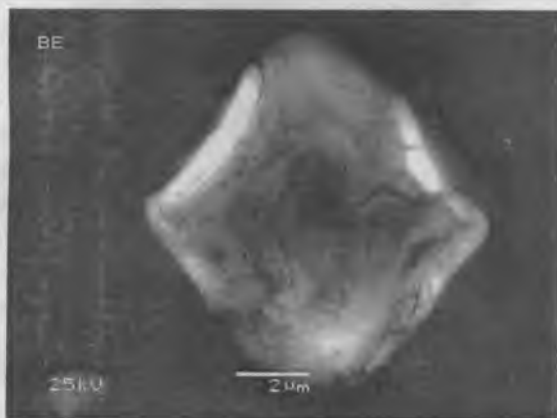


Фото 4. Включение гематита (?) в благородном опале, месторождение Радужное.



Фото 5. Реплика со скола благородного опала. Ув. 8000

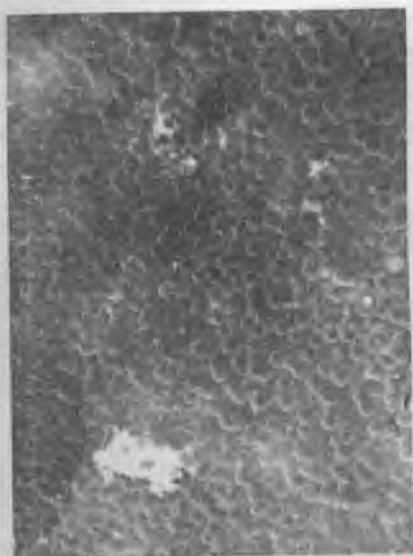


Фото 6. Реплика со скола благородного опала. Ув. 8000



Фото 7. Реплика со скола обыкновенного опала. Ув. 8000

Выводы

1. Опал, в том числе и благородный, концентрируется в пределах зон и участков развития опал-гидролюдисто-монтмориллонитовой аргиллизации брекчиевидных роговообманковых андезитов.

2. Степень раскристаллизованности уменьшается от обыкновенных опалов к благородным разновидностям с сильной опалесценцией. Размеры глобулей увеличиваются от 7 до 15 нм, подчиняясь той же закономерности. Скопления глобулей образуют сфероподобные частицы, размер которых также увеличивается от обыкновенных к благородным опалам и составляет от 40-50 до 300-400 нм. Скопления сфероподобных частиц в образцах со слабой опалесценцией создают округлые выступы, в расположении которых на отдельных участках наблюдается упорядоченность. В образцах с интенсивной опалесценцией упорядоченность и периодичность в расположении частиц наблюдается более четко.

3. Наиболее распространенные минеральные микровключения в благородных опалах месторождения Радужное, принятые нами ранее за кристаллы пирита [Пахомова и др., 2001] по химическому анализу не соответствуют пириту (табл. 1, фото 4), вероятно это псевдоморфозы гематита и гётита по пириту. Обсуждаются составы включений в опалах и других измененных минералах из андезитов, вмещающих опаловую минерализацию (титаномагнетит, плагиоклаз, актинолит, апатит, клинопироксен, оксиды железа).

4. Проведено предварительное сопоставление полученных данных с литературными, по соответствующим параметрам зарубежных благородных опалов, связанных с эффузивами и их туфами.

Исследования проведены при поддержке гранта ДВО 03-3-Г-08-

121

1. Элзул Д. Искусственные драгоценные камни. Мир, М., 1981, 175 с.

2. Jones J., Sanders J.V., Segnit E.R. The nature of opal. - 1. Nomenclature and constituent phases. - J. of the geological society of Australia, 1971, v. 18 (1), p.57 - 68.

3. Opaline Materials. CSIRO, 1968, Aust. Patent 418170 (filed 1964 October).

4. Пахомова В.А., Залищак Б.Л., Тишкина В.Б. Генетические особенности опал-агатовой минерализации Приморья (Дальний Восток России) // Материалы III международного минералогического семинара "Новые идеи и концепции в минералогии". УрО РАН, Институт геологии, г. Сыктывкар, 2002 г., с. 207 – 209.

5. Heath G.R., Moberly R. G., Cherts from the Western Pacific Leg 7, Deep Sea Drilling Project, In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 11971, vol.7, pp. 991-1007.

6. Lancelot J. Chert of the silica diagenesis in sediments from Central Pacific. – Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Washington, 1973, Leg 17, pp. 377-407.

СОДЕРЖАНИЕ

О НЕКОТОРЫХ ДОСТИЖЕНИЯХ И ПРОСЧЕТАХ МИКРОФЛЮИДОЛОГИИ (ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ) ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ XX ВЕКА

И.Н. Кизай 3

О СХОДСТВЕ И РАЗЛИЧИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И «ТИПИЧНЫХ» ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Б.М. Тишкин, Л.Н. Хетчиков 41

ВЫСОКОТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ ПОТОКИ CO₂ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ПОСТУПЛЕНИЯ «МАГМАТИЧЕСКОГО» ЗОЛОТА В ВОДНЫЕ РАСТВОРЫ ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Д.К. Возняк, В.И. Павлишин, Б.А. Батиевский 58

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ И РУД МЕТОДОМ ТЕРМОГАЗОВОЙ ХРОМАТОГРАФИИ

С.Ф. Труфанова, Р.Н. Муругова, Ф.П. Мельников, А.В. Щербакова, В.А. Алексеев 72

ВКРАПЛЕННИКИ ПЛАГИОКЛАЗОВ В АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТАХ, АНДЕЗИТАХ И ДАЦИТАХ ВУЛКАНОВ ГОРЕЛЫЙ И МУТНОВСКИЙ (ЮГ КАМЧАТКИ) И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Л.Н. Хетчиков, А.А. Чащин 106

ВКЛЮЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ (?) РАСПЛАВОВ В МИНЕРАЛАХ АЗОВСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УКРАИНСКИЙ ШИТ)

А.А. Кульчицкая, В.С. Мельников 141

ИНТРУЗИВЫ ТАЛНАХСКОГО И НИЖНЕТАЛНАХСКОГО ТИПОВ
(НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН): ЧЕРТЫ СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ

*Н.А. Криволицкая, А.В. Соболев, С.Ф. Служеникин, Н.Н. Кононова,
И.А. Рощина, И.В. Дубровская.* 157

АБИОГЕННЫЕ УГЛИ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Ф.Я. Корытов, Д.М. Воинков 186

БОР И БОРНЫЕ КИСЛОТЫ В ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДАХ

*В.Ю. Прокофьев, И.С. Перетяжко, С.З. Смирнов, Н.Н. Акинфиев,
Ф.Г. Рейф, Ю.М. Ишков, Б.Р. Тагиров, Е.О. Грознова,
М.В. Воронин.* 195

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ ВО ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ
ПОРОД РУДНЫХ ГОРИЗОНТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПАНСКОГО
МАССИВА НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

В.А. Нивин, А.У. Корчагин, С.В. Икорский, Р.М. Латыпов. 211

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮОРИТА (ПО
ДАНЫМ ТЕРМОГАЗО-ХРОМАТОГРАФИИ)

*С.Ф. Труфанова, Р.Н. Мурогова, Ф.П. Мельников,
А.В. Щербакова.* 228

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ ВОДОРОДА ВОДЫ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Н.Н. Зыкин 250

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ
В НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ

Б.И. Писоцкий, И.Н. Зинчук, И.М. Наумко. 259

УГЛЕВОДОРОДНЫЕ И БЛАГОРОДНЫЕ ГАЗЫ ФЛЮИДНЫХ
ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ЩЕЛОЧНЫХ И КАРБОНАТИТО-
ВЫХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

В.А. Нивин, С.В. Икорский, А.А. Аведисян 277

ВКЛЮЧЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В СОЛЯХ ВЕРХНЕКАМСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С.Н. Шанина 293

ВКЛЮЧЕНИЯ В ПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ АГРЕГАТАХ АЛМА-
ЗА И ИХ ГЕНЕТИКОИНФОРМАЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ

*В.А. Петровский, М. Мартинс, В.П. Лютов, М.И. Кучер,
И. Карфункель, Ю.В. Глухов, А.Е. Сухарев, В.Н. Филиппов* 304

ЭВОЛЮЦИЯ РУДОНОСНОГО ФЛЮИДА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ
ДАРАСУНСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТО-
РОЖДЕНИЯ

В.А. Гриненко, В.И. Устинов, В.С. Карпухина 329

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ХРУСТАЛЕ-
НОСНЫХ И ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО
УРАЛА

Н. В. Сокерина 336

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ВОДОРАЗДЕЛЬ-
НОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ УРАЛ)

Р.Н. Мурогова, С.Ф. Труфанова, О.Б. Азовскова 346

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БИРКА-
ЧАНСКОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (МАГА-
ДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

*М.В. Наталенко, С.Ф. Стружков, С.Г. Кряжев, О.Б. Рыжов,
В.И. Устинов, Б.И. Ишков, В.П. Карчавец* 365

ГЕНЕЗИС КОРУНДА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ И МИНЕРАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ (НЕЗАМЕТНИНСКОЕ, ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Э.Г. Одариченко, Б.Л. Залищак, В.А. Пахомова, В.Б. Тишкина. .387

КОРУНДЫ, ГИАЦИНТЫ, ГРАНАТЫ, ШПИНЕЛИДЫ И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ МИНЕРАЛЫ НЕЗАМЕТНИНСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ РОССЫПИ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Э.Г. Одариченко, Б.Л. Залищак, В.А. Пахомова, А.В. Мохов, М.И. Лапина, Н.И. Екимова, В.Б. Тишкина. 403

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДУЭТ-БРИНДАКИТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Ю. ЯКУТИЯ)

М.М. Константинов, Т.Н. Косовец, В.И. Устинов, В.С. Карпухина. 424

ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ОБСТАНОВКЕ ВЫСОКОЙ АКТИВНОСТИ БОРА

В.Ю. Прокофьев, Л.Д. Зорина, Ф.Г. Рейф, Ю.М. Ишков, И.А. Бакшеев, О.Е. Кудрявцева. 453

О МАГМАТИЧЕСКОМ ГЕНЕЗИСЕ ПИКРИТ-ФЛЮИДИЗИТОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СУРСКОЙ СТРУКТУРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Н.Я. Яценко, А.А. Кульчицкая 470

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАШ-ЯР (Ю. УРАЛ)

И.В. Викентьев, В.С. Карпухина, В.Б. Наумов, Л.П. Носик, О.А. Орлова 487

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТИГРИНОГО ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

А.М. Кокорин, Д.К. Кокорина. 500

DATING OF MINERAL FORMATION ON HYDROGEN ISOTOPES OF WATER FROM FLUID INCLUSIONS

N.N. ZYKIN..... 518

К ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОМУ ПОЛУЧЕНИЮ СОТОВОЙ ТРЕЩИ-
НОВАТОСТИ КВАРЦА

Д.К. Возняк, В.Б. Грановский..... 522

ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА ПАРНОКСКОГО МЕСТОРОЖ-
ДЕНИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н.Н. Зыкин, В.Ю. Прокофьев, Б.А. Богатырев..... 525

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕЛЬЦИРКОН-БАДДЕЛЕИТОВЫХ
РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛГАМА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ, РОССИЯ)
И ПРОБЛЕМА ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕТЕРОГЕННЫХ СИСТЕМ

*В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак, В.Б. Тишкина, Э.Г. Одариченко,
М.И. Лапина*..... 541

ВКЛЮЧЕНИЯ В БЛАГОРОДНЫХ ОПАЛАХ И ОСОБЕННОСТИ
АНДЕЗИТОВ, ВМЕЩАЮЩИХ ОПАЛОВУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ
(МЕСТОРОЖДЕНИЕ РАДУЖНОЕ, ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, ДАЛЬ-
НИЙ ВОСТОК РОССИИ)

*В.Б. Тишкина, В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак, Э.Г. Одариченко,
М.И. Лапина*..... 565

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Zykin N.N. 518
Аведисян А.А. 277
Азовскова О.Б. 346
Акинфиев Н.Н. 195
Алексеев В.А. 72
Бакшеев И.А. 453
Батиевский Б.А. 58
Богатырев Б.А. 525
Викентьев И.В. 487
Возняк Д.К. 58, 522
Воинков Д.М. 186
Воронин М.В. 195
Глухов Ю.В. 304
Грановский В.Б. 522
Гриненко В.А. 329
Грознова Е.О. 195
Дубровская И.В. 157
Екимова Н.И. 403
Залищак Б.Л. 387, 403, 541, 565
Зинчук И.Н. 259
Зорина Л.Д. 453
Зыкин Н.Н. 250, 525
Икорский С.В. 211, 277
Ишков Б.И. 365
Ишков Ю.М. 195, 453
Карпухина В.С. 329, 424, 487
Карфункель И. 304
Карчавец В.П. 365
Кигай И.Н. 3
Кокорин А.М. 500
Кокорина Д.К. 500
Кононкова Н.Н. 157
Константинов М.М. 424
Корчагин А.У. 211
Корытов Ф.Я. 186
Косовец Т.Н. 424
Криволуцкая Н.А. 157
Кряжев С.Г. 365
Кудрявцева О.Е. 453
Кульчицкая А.А. 141, 470
Кучер М.И. 304
Лапина М.И. 403, 541, 565
Латыпов Р.М. 211
Лютюев В.П. 304
Мартинс М. 304
Мельников В.С. 141
Мельников Ф.П. 72, 228
Мохов А.В. 403
Мурогова Р.Н. 72, 228, 346
Наталенко М.В. 365
Наумко И.М. 259
Наумов В.Б. 487
Нивин В.А. 211, 277
Носик Л.П. 487
Одариченко Э.Г. 387, 403, 541, 565
Орлова О.А. 487
Павлишин В.И. 58
Пахомова В.А. 387, 403, 541, 565
Перетяжко И.С. 195
Петровский В.А. 304
Писоцкий Б.И. 259
Прокофьев В.Ю. 195, 453, 525
Рейф Ф.Г. 195, 453
Рощина И.А. 157
Рыжов О.Б. 365
Служеникин С.Ф. 157
Смирнов С.З. 195
Соболев А.В. 157
Сокерина Н. В. 336
Стружков С.Ф. 365
Сухарев А.Е. 304
Тагиров Б.Р. 195
Тишкин Б.М. 41

Тишкина В.Б. 387, 403, 541, 565

Труфанова С.Ф. 72, 228, 346

Устинов В.И. 329, 365, 424

Филиппов В.Н. 304

Хетчиков Л.Н. 41, 106

Чашин А.А. 106

Шанина С.Н. 293

Щербакова А.В. 72, 228

Ященко Н.Я. 470